



HAL
open science

Sédimentation de la matière organique dans les bassins profonds : cas du Bassin Arctique à l'Eocène

Chloé Le Gouche

► **To cite this version:**

Chloé Le Gouche. Sédimentation de la matière organique dans les bassins profonds : cas du Bassin Arctique à l'Eocène. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2017. Français. NNT : 2017REN1S025 . tel-01637627

HAL Id: tel-01637627

<https://theses.hal.science/tel-01637627>

Submitted on 17 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.



TOTAL
COMMITTED TO BETTER ENERGY

ANNÉE 2016

UNIVERSITÉ DE
RENNES 1

**UNIVERSITE
BRETAGNE
LOIRE**

THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la matière

Chloé Le Gouche

Préparée à l'unité de recherche UMR 6118 CNRS
Géosciences Rennes
UFR Sciences et Propriété de la Matière

**Sédimentologie de la
matière organique
dans les bassins
profonds : cas du
Bassin Arctique au
Paléogène.**

**Thèse et soutenue à Rennes
le 10 Février 2017 :**

devant le jury composé de :

Armelle RIBOULLEAU

Maitre de conférence, Université de Lille 1 /
Rapporteur

Philippe RAZIN

Professeur, ENSEGID Bordeaux / Rapporteur

François BAUDIN

Professeur, Université Pierre et Marie Curie /
Examineur

Loïc LABROUSSE

Professeur, Université Pierre et Marie Curie /
Examineur

Christian GORINI

Professeur, Université Pierre et Marie Curie /
Examineur

Cécile ROBIN

Maitre de conférence, Université de Rennes 1 /
Directeur de thèse

Jean-Loup RUBINO

Expert sédimentologue / *Co-encadrant*

Massimo DALL'ASTA

Géologue sénior / *Co-encadrant*

Apoplexie : « se définit de manière générale par une suspension brutale plus ou moins complète de fonctions vitales d'un organisme »

Résumé

La matière organique continentale déposée dans les bassins profonds est peu décrite et représente un intérêt certain pour l'industrie pétrolière. Comprendre les processus sédimentaires qui permettent le dépôt et la préservation de cette matière organique d'origine terrestre dans les bassins profonds est alors fondamental. Durant le Paléogène, période de transition climatique greenhouse à icehouse, le Delta de Mackenzie, situé dans le Bassin Arctique, reçoit de la matière organique continentale du continent et en préserve une partie. Quel est le contexte stratigraphique et climatique qui a rendu possible l'export de la matière organique continentale.

Dans un premier temps, l'étude sédimentaire du bassin a montré un delta mixte dominé par des processus fluviaux, avec une influence moindre des processus de tempêtes et de marées. Ce modèle de faciès associé à l'étude des diagraphies des puits disponibles dans la zone a permis de proposer un modèle d'électrofaciès des puits du bassin et de caractériser les séquences sédimentaires du delta évoluer au cours du temps et mettre en évidence sa migration au début du Paléogène en réponse à la mise en place de la chaîne des Brooks et des Rocheuses. Malgré des contraintes biostratigraphiques contradictoires qu'il a fallu réévaluer et des données sismiques de mauvaise qualité et fortement impactés par la déformation contemporaine de la chaîne de Brooks, il a été possible de proposer le long de deux transects terre-mer un découpage stratigraphique et sédimentologique des séries paléogènes du Delta de Mackenzie.

L'étude sédimentaire du bassin a montré la présence d'influence de processus de marée en zone interne du Bassin Arctique. La présence conjointe de pollens d'*Avicennia* et de *Nypa* a montré l'existence d'une mangrove bien installée en domaine Arctique durant le Paléogène avec des températures associées d'au moins 18-20 °C. Les dépôts de matière organique sont dans la quasi-totalité d'origine continentale du Delta de Mackenzie. Cette matière organique est de deux types : 1) des dépôts de charbon déposés durant la période où la mangrove se développe et 2) des dépôts formés d'association de débris végétaux et de matière organique amorphe et déposés en condition réductrice sous l'interface eau-sédiment. Ces dépôts de matière organique sont les plus importants à la fin des séquences progradantes dans les faciès de plaine deltaïque. Il a été montré une corrélation positive entre l'augmentation des TOC et l'augmentation des apports détritiques dans le delta, ainsi qu'entre les dépôts de charbon et illite. En revanche, aucune corrélation entre le second type (débris végétaux + MO amorphe) de matière organique et le cortège argileux n'a pu être mise en évidence. A partir de la comparaison des dépôts de matière organique dans le Delta de Mackenzie et sur la Ride de Lomonosov, le taux de sédimentation et l'anoxie semblent être des paramètres clés dans les conditions de sédimentation et surtout de préservation de la matière organique selon l'oxygénation du milieu. De plus, la Ride de Lomonosov semble avoir présenté un retard dans sa subsidence ce qui lui a permis de rester en position semi-émergée durant le Paléogène.

Remerciements

A la fin de la grande aventure qu'a été cette thèse, il est temps de dire merci. Dire merci à tous ceux qui ont contribué, chacun de façon différente, à ce que je puisse arriver au bout de ce projet. Car oui, la thèse, c'est un peu (beaucoup) les montagnes russes de l'émotion (n'est-ce pas Viviane^^). Sans tous ces soutiens il m'aurait été impossible de la terminer (voire même de la commencer !).

Tout d'abord je souhaite remercier tous les membres du jury d'avoir accepté de relire, corriger et critiquer mon travail, Armelle Ribouleau, Philippe Razin, Christian Gorini, Loïc Labrousse, François Baudin, Cécile Robin, Jean-Loup Rubino et Massimo Dall'Asta.

A l'origine de ce grand projet sur la matière organique, Jean-Luc Auxière. Merci Jean-Luc d'avoir pensé et proposé ce projet de thèse, d'avoir communiqué ta motivation de connaître, de découvrir et de comprendre, d'avoir toujours pris le temps de répondre à mes questions. Merci pour tous les riches échanges que l'ont a eu sur la géologie, sur la sédimentologie, sur la matière organique, mais aussi sur les voyages, sur la Chine, sur les méandres des entreprises, sur la bourse et la finance, sur l'œnologie, sur l'agriculture biologique et sur la meilleure brosse à utiliser pour brosser son chat.

La personne qui a dirigé mon travail durant ces trois années, Cécile Robin. Merci Cécile d'avoir accepté de diriger ce projet de thèse et de travailler avec moi. Merci pour tes conseils précieux sur la méthodologie et la réflexion scientifique, merci d'avoir toujours pris le temps nécessaire pour corriger à fond mon travail sans rien laisser au hasard, de m'avoir aiguillé dans la bonne direction et de m'avoir soutenu lorsque j'en avais besoin. Merci d'avoir compris et accepté mon besoin de rester près de mes proches pendant cette longue aventure. Merci pour ta bonne humeur et ton humour qui ont amenés blagues et jeux de mots pour agrémenter nos séances de travail, je pense notamment à la mission au Canada qui en a accumulé beaucoup !
« Yukon ? Yukon toi même! »

La personne qui a co-dirigé mon travail, Jean-Loup Rubino. Merci Jean-Loup d'avoir accepté de co-dirigé ce projet avec Cécile, merci pour la qualité de nos discussions scientifiques, pour tout ce que tu m'as appris sur la stratigraphie et sur les dépôts sédimentaires, merci d'avoir partagé une petite partie de tes connaissances avec moi. Merci d'avoir supporté mes nombreux appels, mails et demande de réunion de travail. Merci pour ton soutien, ta confiance en mon travail et pour ta bonne humeur qui a rendu tous nos échanges agréables.

La personne qui a co-encadré mon travail à la R&D de TOTAL, Massimo Dall'Asta. Merci Massimo d'avoir accepté de co-encadrer mon travail après le départ en retraite de Jean-Luc, merci d'avoir pris le temps de bien prendre connaissance du projet, de mon sujet, des problèmes que je rencontraient dans la base de données et d'avoir permis de réorienter en partie le sujet. Merci pour ta disponibilité, d'avoir toujours pris le temps de répondre à mes questions. Merci pour toutes les remarques que tu as su me donner pour améliorer mon travail, merci pour les discussions intéressantes et notamment sur cette fameuse Ride de Lomonosov.

François Baudin et Johann Schnyder, merci pour tous les échanges et les discussions scientifiques que l'on a eu sur la matière organique, et ceci depuis la licence ! Vous étiez mes professeurs en licence et master et j'ai eu le plaisir de travailler avec vous au sein d'un même projet durant cette thèse.

Sperenta Popescu et Jean-Pierre Suc, merci pour vos expertises sur les pollens et nannofossiles, merci pour les riches discussions sur ce sujet et l'aide que vous m'avez apporté pour interpréter toutes ces données. Merci de nous avoir reçu chez vous pour nos séances de travail, merci pour les bons plats préparés maisons pour le déjeuner et notamment les spécialités roumaines !

Merci à tous pour m'avoir aidé et encadré dans mes réflexions scientifiques, dans mes interprétations, d'avoir été disponible pour relire et corriger mes travaux. Le contenu scientifique de ma thèse est présent grâce à vous tous.

Romain, mon amoureux, merci. Merci d'avoir été là au quotidien, d'avoir supporté mes montagnes russes de l'émotion. Merci d'avoir supporté mes pleurs, mes moments de (gros) doutes, de m'avoir soutenu et encouragé quand je voulais tout arrêter. Merci de m'avoir aidé sur mes corrélations, sur mes figures Illustrator, sur ma mise en page et pour les discussions géologiques qui m'ont aidé dans mon travail. Merci de m'avoir donné tant de conseils sur comment gérer la thèse, scientifiquement et psychologiquement, puisque tu es passé par là il n'y pas si longtemps. C'est sur, sans toi je ne serai pas arrivé au bout.

Papa, maman, Mona (ou plutôt Foufi ^^), merci d'avoir juste été vous tout ce temps, d'avoir été présent, de m'avoir patiemment écouté raconter toutes mes histoires de thèse (alors que oui pour vous c'est pas toujours hyper palpitant, « comment ça c'est pas intéressant de m'écouter expliquer comment j'ai construis mes planches de puits ?»). Maman, merci pour les câlins réconforts, pour les longs coups de téléphone, merci pour les sms de félicitations « bravo fille » ou d'encouragements, « accroche toi ma fille ». Après avoir travaillé au laboratoire de pharmacognosie de Paris 5, tu sais comment gérer les thésards en crise! Papa, merci pour la fierté que tu me montres à l'égard de ce projet de thèse et celle que tu m'as montré durant toutes mes études. L'envie que vous soyez fière de moi pour ce projet a été une motivation importante durant ces trois années ! Foufi, merci d'être la meilleure sœur du monde. Merci d'avoir écouté mes plaintifs sur la fin de la thèse tout l'été au bord de la piscine sans me dire que oui c'était un peu la même rengaine et que oui c'était un peu lourdingue ! Merci de m'avoir remonté le moral en racontant des montagnes de bêtises comme on sait si bien faire, en faisant des « câlins-sœurs-boule-pijou-canapé », merci d'être le Foufi parfait.

Lilo. Je ne peux pas ne pas remercier mon chat. Mon chat c'est le meilleur chat du monde. Ma grosse Lolo, merci pour tes gros câlins-ronron réconforts (bon ok quand elle est d'accord), merci de me faire rire quand tu fais tes craquages de chat du soir, merci de m'apporter ton plumeau pour jouer ensemble et que j'arrête de penser à la thèse, merci d'être si *fluffy* et d'être un anti-stress si parfait.

Cette thèse m'a permis de rencontrer de précieuses personnes et de lier des amitiés fortes et durables.

Dans le même projet, d'abord éloignés et ensuite dans le même bureau, la Team PIE formée avec Anne-Claire et Yannick.

Chabou, merci tes encouragements, ton aide et ton avis sur mon travail, pour toutes nos discussions et nos débats sur « tu comprends ça comment là dans le Tyson ? ». Merci pour les câlins réconforts (écrire ces remerciements me font remarquer que je fais beaucoup de câlins quand même), merci pour les fous-rires, parce que quand même on est beaucoup trop drôles, on imite super bien l'accent belge et on est même capable de discuter matière organique et taux de sédimentation avec cette accent. Merci de m'avoir transmis ta passion de la course à pied, qui m'a permis d'évacuer mon stress pendant la thèse et de pratiquer un sport où l'on ressent une liberté indescriptible. Merci d'avoir partagé tous ces runs de fin de thèse avec moi, même le soir tard, dans le noir et sous la pluie. J'ai trouvé avec toi une belle amitié, sans filtres et pour la vie.

Yaya, merci aussi pour toutes nos discussions et nos débats sur nos histoires de matière organique, nos échanges scientifiques dans le cadre du PIE ont été riches. Merci pour ton aide sur les interp' de mes terres rares à la dernière minute ! Merci pour les viennoiseries et les smoothies le matin, merci pour ton soutien sans faille et tes encouragements, merci de savoir trouver les mots et de savoir être réconfortant, tes « reste zen » et tes « calme-toi » je ne suis pas prête de les oublier ! Merci d'avoir supporté ce bureau de filles, nos discussions de filles, nos couinements de filles, nos blagues de filles, nos pleurs de filles, merci ! Merci pour les conseils shopping, les craquages chez Zara et merci de valider (presque) tous mes craquages shopping de compensation immédiate. Yaya, la seconde belle amitié, vraie et sans filtres qui existe grâce à ce PIE.

Ma Vivi. La 4^{ème} co-bureau formant le « BEST OFFICE EVER ». Merci à tes bibous, grâce à eux on termine nos thèses en même temps. On se comprend, on se soutient, et heureusement nous coups de stress n'arrivent jamais en même temps ! Merci d'être toujours si attentive aux personnes qui t'entourent, merci d'avoir été toujours présente, de détecter mes moindres petits coups de « ça va bof » ou de « ça me stresse ». Merci pour ton rire communicatif, pour tous nos délires sur Ciel mon doctorat, « ah mais regarde celui là il est pour nous ! », « ahaha celui là c'est tellement toi ! » et j'en passe, merci pour ta bonne humeur perpétuelle, en dehors de tes propres coups durs de la thèse et de ton rôle de maman, les deux mené de front comme une chef, ça me fait relativiser, moi quand je rentre à la maison je dois juste m'occuper de mon chat. Depuis qu'on se connaît, le BA, le DE et le EB, une amitié forte est née entre nous et qui n'est pas prête de s'arrêter ! A nous les déjeuners et les aprêms shopping dans quelques semaines quand nous serons « libéréeeeees, délivréeeeees » et qu'on se transformera en Reine des neiges !

Cyp. Merci d'avoir supporté pendant plus d'un an de co-bureau une parisienne. Merci pour nos débats stériles qui ont animés le bureau : Marseille ? Paris ? quelle est la meilleure des villes. Merci d'avoir supporté mes demandes d'aide intempestives et récurrentes sur Word, sur Excel ou sur Adobe Illustrator. Oui je peux le dire maintenant tu étais mon soutien informatique numéro un (parce que la patience et moi ça fait 2 et l'informatique et moi ça fait 12...). Merci de m'avoir aidé à trouver la biblio que je ne trouvais pas en pdf, d'avoir pris le temps de chercher mes références introuvables, merci monsieur biblio. Merci de m'avoir fait découvrir les riches expressions et tournures grammaticales marseillaises, de m'avoir fait découvrir les chanteurs marseillais. Merci pour nos discussions improbables sur la mode. Encore une belle rencontre grâce à cette thèse.

Marie, amies depuis le master, j'ai été ravie quand j'ai su qu'on allait travailler ensemble dans le cadre de nos thèses. Merci pour tous les échanges scientifiques que l'on a eu pendant ces trois années, merci pour le soutien mutuel. Merci pour les fous-rires pendant la mission au Canada, merci d'avoir supporté mes 12000 appels et mails les deux derniers mois de la thèse et surtout merci de m'avoir fait découvrir le libanais maxi trop bon place Monge^^.

Jean-Pierre et Antoine, mes deux compatriotes rennais, merci pour votre accueil lors de mes venues à Rennes, merci pour les déjeuners et les pauses cafés. Merci pour nos séances complaints sur la thèse et nos soutiens mutuels. Merci pour les pauses café riches en blagues et en fou rires.

Merci à tous les amis palois, merci Kaveh pour tous tes conseils, ton soutien et tes encouragements et bravo pour ta soutenance ! Merci Anna, merci Olive, merci Steph, merci Manine, merci Marie, merci Amandine, merci les filles de toujours m'avoir demandé comment ça allait et de m'avoir soutenue et encouragé, merci Jean-Michel pour tes conseils, nos discussions sur comment mieux gérer son stress ^^, merci Quentin, merci de relativiser sur la toute-puissance de Marseille, merci Jonathan pour ton aide précieuse sur les bioturbations, pour les séances de fractionnés et pour tes jeux de mots les plus drôles du monde, merci Rémi, merci Coco, merci Juju.

Merci à mes amies de longues dates, mes copines de la mort. Merci Margaux, merci Clémence, merci Hélène, merci Manon, merci Laurine, merci Déborah. Malgré mon départ de Paris, nos liens sont toujours les mêmes. Merci à la conversation Facebook Messenger ou WhatsApp où on se raconte quotidiennement nos vies, nos hauts, nos bas, des blagues pourris, des photos de chats, des GIF débiles... Merci pour votre soutien sans faille et vos encouragements malgré la distance durant mes coups de mous de thésarde, merci pour les supers soirées que je passe avec vous quand je monte à Paris et pour les journées « chinois-Titanic ». Merci homard pour tous tes petits messages de soutiens et d'encouragements remplis de stickers et d'emoji. Votre présence a été très importante pour moi durant ces trois années.

Merci à toute ma famille d'être la meilleure famille du monde et un de mes soutiens le plus fort et le plus important. Merci mes tatas, Martine, Etienne, Nadine, Evelyne et Virginie. Merci mes tontons, Denis, Joseph, Claude, Pierre et Guillaume. Merci à mes cousines d'amour, Magali, Carole, Cécile, Nejma, Stéphanie, Lola et Manon. Merci à mes cousins d'amour, Richard, Fabrice, Benjamin, François, Lucas, Grégory et Jérémy.

Table des matières

Résumé	5
Remerciements	7
Table des matières	13
Chapitre 1 : La diversité de la matière organique fossile	27
1.1. La matière organique fossile	28
1.1.1. Définition de la matière organique fossile	28
1.1.1.1. La matière organique dans le sédiment.....	28
1.1.1.2. Le kérogène	28
1.1.2. Environnements favorables à la production de la matière organique	29
1.1.2.1. Matière organique d'origine lacustre.....	29
1.1.2.2. Matière organique d'origine marine	30
1.1.2.3. Matière organique d'origine terrestre.....	36
1.1.3. Définition des différents types de matière organique.....	38
1.1.3.1. Classification des kérogènes.....	38
1.1.3.2. Variabilité de la composition des kérogènes	38
1.2. Sédimentologie et préservation de la matière organique (type III)	41
1.2.1. Impact du taux de sédimentation	41
1.2.2. Impact de la granulométrie et rôle des argiles.....	41
1.2.3. Impact du front redox.....	42
1.2.4. Impact de l'anoxie.....	43
1.2.5. Impact de la bioturbation.....	44
1.2.6. Impact des conditions hydrodynamiques	44
1.2.7. Stratigraphie séquentielle de la matière organique.....	44
1.3. Analyse de la matière organique	45
1.3.1. Les méthodes d'analyse par pyrolyse Rock-Eval et ses limites.....	45
1.3.1.1. Principe et méthodologie de la pyrolyse Rock-Eval	45
1.3.1.1 Interprétation des résultats de la pyrolyse Rock-Eval	47
1.3.2. L'analyse macérale et les palynofaciès	48
1.3.2.1 Définition	48
1.3.2.2 Les palynofaciès.....	49
1.3.3. L'analyse des éléments majeurs et traces	50

1.3.3.1 Marqueurs du détritisme	50
1.3.3.2. Marqueurs d'environnements anoxiques et euxiniques.....	50
1.3.3.3. Marqueurs de paléoproduktivité	51
Chapitre 2 : Contexte géologique du Bassin de Beaufort-Mackenzie ..	53
2.1. Contexte géologique du Bassin Arctique et du Bassin de Beaufort Mackenzie durant le Tertiaire	54
2.1.1. Le Bassin Arctique.....	54
2.1.2. Localisation et géologie du Bassin de Beaufort Mackenzie.....	55
2.1.3. Cinématique et géodynamique du Bassin Arctique.....	57
2.1.3.1. Ouverture du Bassin Amérasien et du Bassin de Beaufort-Mackenzie.....	58
2.1.3.2. Ouverture du Bassin Eurasien et création de la Ride de Lomonosov	62
2.1.4. Géodynamique et tectonique du Bassin de Beaufort Mackenzie.....	63
2.1.5. La stratigraphie et la sédimentation du Bassin de Beaufort-Mackenzie	66
2.1.4. La paléogéographie du Bassin Arctique et du Bassin de Beaufort-Mackenzie	72
2.1.4.1. Paléogéographie du Bassin Arctique	72
2.2. Contexte climatique et paléo-environnemental du Bassin Arctique et du Bassin de Beaufort-Mackenzie	75
2.2.1. Contexte climatique du Paléogène à l'échelle globale de la planète.....	75
2.2.2. Contexte climatique du Bassin Arctique durant le Paléogène	76
2.2.2.1. Maximum Thermique Paléocène-Eocène (PETM : Paleocene-Eocene Thermal Maximum).....	78
2.2.2.2. Événement Azolla.....	78
2.2.2.3. Refroidissement oligocène.....	79
2.3. Intérêt pétrolier du Bassin de Beaufort-Mackenzie	79
2.4. Base de données	83
2.4.1. Puits et logs électriques	83
2.4.2. Carottes sédimentaires	85
2.4.3. Echantillons.....	85
2.4.4. Données sismiques.....	85
2.4.5. Biostratigraphie	87
Chapitre 3: Mixed-influence, high-latitude delta during Paleogene: the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada.....	89
3.1. Introduction.....	91
3.2. Geological setting.....	91

3.3 Database and methodology	92
3.4 Results.....	93
3.4.1 Sedimentary facies	93
3.4.2 Facies associations.....	93
3.4.2.1 AF1: prodelta to offshore.....	93
3.4.2.2 AF2: delta front.....	94
3.4.2.3 AF3: distributary channel.....	95
3.4.2.4 AF4: interdistributary bays and crevasse splays.....	96
3.4.3 Electrofacies analysis (log pattern)	96
3.4.4 Discussion.....	98
Chapitre 4 : Histoire stratigraphique et évolution paléogéographique du Delta de Mackenzie.....	121
4.1. Introduction et méthodologie	122
4.2. Découpage stratigraphique du Bassin de Beaufort-Mackenzie.....	123
4.2.1. Cadre biostratigraphique du Bassin de Beaufort-Mackenzie.....	124
4.2.2. Construction de deux coupes proximales distales dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie	128
4.2.4.1. Transect 1 : nord-ouest/sud-est.....	129
4.2.4.2. Transect 2 : sud-ouest/nord-est.....	137
4.3. Variations des environnements de dépôts cénozoïques dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie dans le temps et l'espace	146
4.3.1. Intégration des données sédimentaires et des corrélations stratigraphiques	146
4.3.2. Paléogéographie des séquences sédimentaires cénozoïques du Delta de Mackenzie... 149	
4.3.2.1. SB8 –SB6 (S7 et S6) : Paléocène à Eocène inférieur (Séquences Fish River et Aklak)	149
4.3.2.2. SB6-SB5 (S5) : Eocène inférieur à Eocène moyen (Séquence Taglu)	153
4.3.2.3. SB5-SB4 (S4) : Eocène moyen à Eocène supérieur (Séquence Richards).....	155
4.3.2.4. SB4-SB3 (S3) : Oligocène (Séquence Kugmallit).....	157
4.3.2.5. SB3-SB1 (S2 et S1) : Miocène (Séquence Mackenzie et Akpak).....	159
4.4. Discussion et conclusion	161
Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé.....	165
5.1 Introduction et méthodologie	166

5.2. Caractérisation de la matière organique et du cortège argileux associé à l'échelle des forages dans le Delta de Mackenzie	168
5.2.1. Préambule sur l'interprétation des concentrations en éléments traces et majeurs dans le cas du Bassin de Beaufort-Mackenzie	168
5.2.2. Puits Reindeer D-27 : partie proximale du Delta de Mackenzie	171
5.2.2.1. Détritisme.....	171
5.2.2.2. Contenu en carbone organique	174
5.2.2.3. Cortège argileux.....	176
5.2.2.4. Analyse pollinique	179
5.2.3. Puits Adlartok P-09 : partie distale au nord-ouest du Delta de Mackenzie.....	182
5.2.3.1. Détritisme.....	182
5.2.3.2. Contenu en carbone organique	185
5.2.3.3. Cortège argileux.....	187
5.2.3.4. Analyse pollinique	188
5.2.4. Puits Amerk O-09 : partie distale est du Delta de Mackenzie	191
5.2.4.1. Détritisme.....	191
5.2.4.2. Contenu en carbone organique	193
5.2.4.3. Cortège argileux.....	195
5.2.4.4. Analyse pollinique	195
5.2.5. Puits Toapolok O-54 : partie proximale du Delta de Mackenzie.....	199
5.3. Intégration des résultats aux puits à l'échelle du Bassin de Beaufort Mackenzie	205
5.3.1. Lien entre taux de sédimentation et contenu en matière organique	205
5.3.2. Implications paléogéographiques.....	206
5.3.3. Implications climatiques sur les dépôts de matière organique.....	208
5.4. Evolution des caractéristiques de la matière organique le long d'un profil proximal-distal dans le Delta de Mackenzie.....	211
5.4.1. Evolution proximal-distal des palynofaciès	211
5.3.2. Evolution proximal-distal du contenu pollinique des sédiments du Delta de Mackenzie	214
5.3.2. Evolution proximal-distal des proportions d'argiles.....	216
5.3.3. Conclusion	217
Chapitre 6 : Intégration régionale des données sur la matière organique du puits ACEX 302 et comparaison avec le Delta de Mackenzie	222

6.1. Introduction.....	223
6.2. Caractérisation de la matière organique paléogène dans le puits ACEX 302 et comparaison avec celle observée dans le Delta de Mackenzie	224
6.2.1. Eléments traces et majeurs : détritisme, conditions de paléoproduktivité et conditions RedOx.....	224
6.2.1.1. Détritisme.....	224
6.2.1.2. Conditions de paléoproduktivité	225
6.2.1.3. Conditions RedOx.....	226
6.2.2. Analyse de la matière organique.....	227
6.2.3. Analyse des argiles et du contenu pollinique.....	231
6.3. Evolution paléogéographique de la Ride de Lomonosov durant le Paléogène : implications sur la roche mère	234
6.3.1. Yprésien (Eocène inférieur).....	234
6.3.2. Passage Yprésien-Lutétien : Evénement Azolla et Lutétien (Eocène moyen)	236
6.3.3. Eocène moyen-Miocène inférieur.....	240
6.3.3. Miocène à l'actuel	241
6.4. Discussion et conclusion	243
Conclusion	247
Références	251
Annexes	269

Table des figures

Figure 1 : Matière organique dans les sédiments récents et dans les roches sédimentaires (Durand, 1987).....	28
Figure 2 : Dégradation de la matière organique sous l'action des bactéries aérobies et anaérobies (modifié d'après Tyson, 1995).....	32
Figure 3 : Production primaire mondiale en domaine marin (Nasa, website)	33
Figure 4 : Zone d'upwelling.....	34
Figure 5 : Consommation d'oxygène en fonction de la production (modifié d'après Tyson, 1995).	34
Figure 6 : Zone à oxygène minimum associée à une zone d'upwelling.....	35
Figure 7 : Circulation estuarienne des eaux de surface dans le cas d'un bassin stratifié type Mer Noire.	36
Figure 8 : Production primaire en domaine continental lié aux zones fortement végétalisées (Nasa, website).....	37
Figure 9 : Définition et classification des différents types de kérogènes à l'aide du diagramme de Van Krevelen (Tissot et Welte, 1984)	39
Figure 10 : Variabilité de la matière organique amorphe des kérogènes (d'après Powell et al., 1982).	40
Figure 11 : Pourcentage en carbone organique en fonction de la surface spécifique de l'Amazone (Keil et al.1997).....	42
Figure 12 : Environnements pauvres en oxygène associés aux dépôts de sédiments riches en matière organique (Brooks et al., 1987).....	43
Figure 13 : Pics S1, S2 et S3 issues de la pyrolyse Rock-Eval 6 (Behar, 2001)	46
Figure 14 : Diagramme Pseudo-Van Krevelen (HI/OI).....	47
Figure 15 : Le Bassin Arctique : structures majeures et sous-bassins (fond de carte d'après données internes TOTAL et compilation bibliographique pour les structures).	54
Figure 16 : Localisation du Bassin de Beaufort-Mackenzie (carte d'après Google Earth Pro).....	55
Figure 17 : Carte structurale simplifiée du Bassin de Beaufort-Mackenzie (modifiée d'après Dixon <i>et al.</i> , 2008). En vert la chaîne de plis de Beaufort (zone sud-ouest), en jaune la chaîne de plis tertiaire (zone nord-ouest) et en orange la zone est bordée de failles normales.	56
Figure 18 : A) Anomalies de gravité à l'air libre (mGal) d'après <i>ArcGP Project</i> (Forsberg et Kenyon, 2004) B) Anomalies magnétiques dans le Bassin Arctique (Verhoef et al., 1996) (modifié d'après Alvey, 2008).	57
Figure 19 : Reconstruction de l'ouverture du Bassin Arctique : ouverture successive du Bassin Amériasien à partir de 145Ma puis du Bassin Eurasien à partir de 65Ma (Alvey, 2008).	58
Figure 20 : Ouverture des bassins Canadien et Amériasien selon les deux premiers modèles (hypothèse 1 et hypothèse 2) proposés dans la littérature (modifié d'après Grantz <i>et al.</i> 2011).	60
Figure 21 : Phase 1 de l'ouverture du Bassin Canadien : à gauche : légende, au milieu : 195 Ma - <i>Rifting</i> du Bassin Amériasien, à droite : 195 à 160 Ma - Ouverture du Bassin Amériasien par rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et mise en place de l'OCT (intérieur des pointillés marrons, zone « PHASE 1 » (Grantz <i>et al.</i> , 2011).	61

Figure 22 : Phase 2 de l'ouverture du Bassin Canadien : à gauche 127 à 89-75 Ma - Individualisation du Bassin Canadien dans la partie Sud du Bassin Amérasien et mise en place de la LIP Alpha Mendeleev dans le Nord du Bassin Amérasien (Grantz <i>et al.</i> , 2011), à droite : évolution durant le cénozoïque.....	62
Figure 23 : Synthèse des événements cinématiques majeurs du Bassin Canadien, colonne stratigraphique (CS2016), séquences sédimentaires du Bassin de Beaufort-Mackenzie et leur lithologie simplifiée (en jaune et pointillés : sables, en blanc et hachuré : argiles-silts).....	65
Figure 24 : Ligne sismique composite interprétée par Helwig <i>et al.</i> (2011)	67
Figure 25 : Paléogéographie dans la zone du Bassin de Beaufort-Mackenzie (d'après Dixon <i>et al.</i> , 2008). A gauche les environnements de dépôts au début du Crétacé (Berriasien) et à droite à la fin du Crétacé inférieur (Albien).....	68
Figure 26 : Réponse typique du Gamma Ray dans un environnement deltaïque et environnements de dépôts associés dans la séquence Taglu du puits Taglu C-42 situé dans le Delta de Mackenzie (d'après Dixon, 1981 ; Dixon <i>et al.</i> , 2008).....	69
Figure 27 : Nomenclature stratigraphique et zonation biostratigraphique du Bassin de Beaufort-Mackenzie (modifié d'après Dixon <i>et al.</i> , 2008).....	70
Figure 28 : Maximum de progradation des dépôts de front de delta à travers le Tertiaire dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie (Dixon, 2008). Séquence Fish River (1) : Paléocène inférieur, séquence Aklak (2) : Paléocène supérieur/Eocène inférieur, séquence Taglu (3) : Eocène inférieur/Eocène moyen, séquence Richards (4) : Eocène moyen/Eocène supérieur, séquence Kugmallit (5) : Oligocène, séquence Iperk (6) : Pliocène.....	71
Figure 29 : Carte paléogéographique du Bassin Arctique à l'Yprésien (Eocène inférieur) à 52 Ma.	73
Figure 30 : Carte paléogéographique du Bassin Arctique au Rupélien (Oligocène inférieur) à 31 Ma.....	74
Figure 31 : Carte bathymétrique du Bassin Arctique à l'actuel et position du puits IODP ACEX 302 (Sluijs <i>et al.</i> , 2008).....	76
Figure 32 : Synthèse des données existantes sur le puits ACEX 302 (Moran <i>et al.</i> , 2006).....	77
Figure 33 : Découvertes dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie (BMB) (Osadetz, 2005).....	80
Figure 34 : Stratigraphie du Bassin de Beaufort-Mackenzie et formations où ont été faites des découvertes. Etoile rouge : découverte de gaz et rond vert : découverte d'huile ; les valeurs dans la colonne SR correspondent aux valeurs de TOC mesurées (Berquist <i>et al.</i> , 2004).....	82
Figure 35 : Plan de position des puits sélectionnés dans le Delta de Mackenzie.....	83
Figure 36 : Transects proximal-distal dans le BMB et position des puits.....	84
Figure 37 : Position des lignes sismiques disponibles dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie (BMB) (Base de données Total S.A.).....	86
Figure 38 : Synthèse du puits Amerk O-09 (Bujak, 2012).....	87
Figure 39: Map of Arctic basin (from intern database, TOTAL).....	102
Figure 40: Stratigraphy of the Beaufort-Mackenzie Basin (modified from Lanes, 2002 ; Brinkhuis <i>et al.</i> , 2006 ; Dixon <i>et al.</i> , 2008; Miller <i>et al.</i> , 2005 and Cramer <i>et al.</i> , 2009).....	103
Figure 41 : Structural map of the Beaufort-Mackenzie Basin and localisation of the wells.....	104
Figure 42: Legend of cores description logs.....	105
Figure 43: Cores 1 to 4 description of Reindeer D-27 wells.....	106
Figure 44: Cores 5, 6, 7 and 9 description of Reindeer D-27 wells.....	107
Figure 45: Cores 3 and 4 descriptions of Taglu G-33 wells.....	108
Figure 46: Cores 5, 6, 7 and 10 descriptions of Taglu G-33 wells.....	109

Figure 47: Cores 12 to 14 descriptions of Taglu G-33 wells.....	110
Figure 48: Cores 15 to 18 descriptions of Taglu G-33 wells.....	111
Figure 49: Core 19 descriptions of Taglu G-33 wells.....	112
Figure 50: Cores 4 to 6 descriptions of Mallik A-06 wells.....	113
Figure 51: Cores 7 and 8 descriptions of Mallik A-06 wells.....	114
Figure 28: Cores 5 to 9 descriptions of Amerk O-09 wells.....	115
Figure 53: Photography of sedimentary facies described from cores.....	116
Figure 54: Bioturbations and distal tempestite sequence from F3c facies.	116
Figure 55: Mackenzie Delta facies model from cores analysis.	117
Figure 56: Electrofacies model, facies association (AF) and the Gamma Ray response associated.	118
Figure 57: studied wells with facies association extended. Red line represents the moment where the Mackenzie Delta migrates south-eastward.....	119
Figure 58 : Coupe régionale, basé sur les données sismiques, à travers la partie ouest du Bassin de Beaufort-Mackenzie (d'après Dixon <i>et al.</i> , 2008). On observe bien une limite entre une zone très déformée par les plis en profondeur (anté limite Eocène-Oligocène) et une zone supérieure peu déformée par les plis (post limite Eocène-Oligocène).....	122
Figure 59 : Position des puits utilisés dans la construction des deux transects.	123
Figure 60 : Line drawing d'une ligne composite entre les puits Adlartok P-09 et Kingark J-54 : mise en évidence d'incohérence dans le modèle d'âge de Jonathan Bujak (2012).....	125
Figure 61 : Synthèse des données d'âges disponibles dans l'étude : bases de données de Jonathan Bujak (2012) en bleu, réévaluation de la biostratigraphie de Jonathan Bujak par Total en vert et nouvelles datations effectuées sur les nano fossiles en rouge.....	127
Figure 62 : Corrélations stratigraphiques le long du transect 1 (nord-ouest/sud-est). Evolution des séquences stratigraphiques entre les puits (A) et des géométries sismiques (B).	129
Figure 63 : Line drawing montrant les géométries pré- et post-SB4 dans la zone du puits Adlartok P-09 ainsi que des downlap et de très probables géométries progradantes au-dessus de la MFS1.....	133
Figure 64 : Corrélations stratigraphiques le long du transect 2 (sud-ouest/nord-est). Evolution des séquences stratigraphiques entre les puits (A) et des géométries sismiques (B).	137
Figure 65 : Line drawing à partir d'une ligne composite entre les puits Mallik A-06 et Amerk O- 09.....	142
Figure 66 : Line drawing entre les puits Toapolok O-54 (projection de 4km sur la ligne), Taglu G- 33 (projection de 4,5km) et Mallik A-06 (projection de 1,7km) : mise en évidence de géométries progradantes et de downlap au dessus- de la MFS2b, ainsi que la MFS2 qui <i>onlap</i> sur la SB3 sous-jacentes.....	143
Figure 67 : Evolution des environnements de dépôts et découpage stratigraphique le long du transect 1.	147
Figure 68 : Evolution des environnements de dépôts et découpage stratigraphique le long du transect 2.	148
Figure 69 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Fish River, modifié d'après Dixon <i>et al.</i> , (1992).....	151
Figure 70 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Aklak, modifié d'après Dixon <i>et al.</i> , (1992).....	153
Figure 71 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Taglu, modifié d'après Dixon <i>et al.</i> , (1992).....	154

Figure 72 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Richards, modifié d'après Dixon et al., (1992)	157
Figure 73 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Kugmallit, modifié d'après Dixon et al., (1992)	158
Figure 74 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Mackenzie, modifié d'après Dixon et al., (1992).....	159
Figure 75 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Akpak, modifié d'après Dixon <i>et al.</i> , (1992)	161
Figure 76 : Variation du niveau marin et du delta O18 pendant le Paléogène (modifié d'après Miller <i>et al.</i> , 2005 et Cramer <i>et al.</i> , 2009).....	164
Figure 77 : A gauche : profils de terre rare pour les puits Reindeer D-27, Amerk O-09 et Adlartok P-09. A droite : rapport MREE/MREE sur HREE/LREE pour les échantillons des puits Reindeer D-27, Amerk O-09 et Adlartok P-09	170
Figure 78 : Eléments traces et majeurs marquant le détritisme pour le puits Reindeer D-27. ...	173
Figure 79 : Position et exemples des lames palynofaciès dans le puits Reindeer D-27. Découpage stratigraphique pas à l'échelle.	175
Figure 80 : Analyse géostatistique ACP (analyse en composante principale) des variables du puits Reindeer D-27.....	177
Figure 81 : Corrélation des données concernant le puits Reindeer D-27.....	178
Figure 82 : Variations du delta O18 pour le Paléogène (modifié d'après Cramer et al., 2009 et Vanderberghé et al., 2012)	180
Figure 83 : Pyrite fromboïde observer dans les sédiments du Delta de Mackenzie.....	181
Figure 84 : Eléments traces et majeurs marquant le détritisme pour le puits Adlartok P-09 : à gauche le découpage stratigraphique du puits.	184
Figure 85 : Position et exemples des palynofaciès du puits Adlartok P-09. Variations des séquences transgressives et régressives. Découpage stratigraphique pas à l'échelle.....	186
Figure 86 : Analyse en composante principale du puits Adlartok P-09.....	187
Figure 87 : Corrélation des données concernant le puits Adlartok P-09.	190
Figure 88 : Eléments traces et majeurs marquant le détritisme pour le puits Amerk O-09 : à gauche le découpage stratigraphique du puits.	192
Figure 89 : Position et exemples des lames palynofaciès du puits Amerk O-09. Variations des séquences transgressives et régressives. Découpage stratigraphique pas à l'échelle.....	194
Figure 90 : Analyse en composante principale du puits Amerk O-09.	195
Figure 91 : Corrélation des données concernant le puits Amerk O-09.	198
Figure 92 : Position et exemples des lames palynofaciès du puits Toapolok O-54. Découpage stratigraphique pas à l'échelle.	199
Figure 93 : : Corrélation des données concernant le puits Toapolok O-54.....	201
Figure 94 : Position d'un second découpage stratigraphique entre les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54 à partir des analyses polliniques des échantillons.....	203
Figure 95 : comparaison de l'extension de la plaine deltaïque lors du maximum de progradation de la séquence Richards selon les deux hypothèses de découpage stratigraphique.....	204
Figure 96 : Estimation des taux de sédimentation dans les puits du Delta de Mackenzie. En ordonnées les séquences stratigraphiques. 7 : séquence 7, 6 : séquence 6, 5 : séquence 5, 4 : séquence 4 et 3 : séquence 3. En abscisse le taux de sédimentation en cm/ka-1.....	206
Figure 97 : A) Environnement de dépôts et position du Delta de Mackenzie et du delta secondaire avant la SB6 pendant le Paléocène, B) Environnement de dépôts et position du Delta	

de Mackenzie (fusionnée avec le delta secondaire) après la SB6 à partir de l'Eocène, C)	
Migration du Delta de Mackenzie et du delta secondaire et sources des sédiments déposés dans le complexe deltaïque du Delta de Mackenzie (S7 : séquence Fish River, S6 : Séquence Aklak, S5 : Séquence Taglu, S4 : Séquence Richards, S3 : Séquence Kugmallit, S2 : Séquence Mackenzie Bay).	207
.....	
Figure 98 : Minéralogie des argiles (b : bentonite), pyrolyse Rock-Eval, Delta13C, palynofaciès et palynologie pour les deux coupes de Caribou Hills (Gelified OM: phytoclastes gélifiés+matière organique amorphe gélifiée; TLF: fragment de phytoclastes translucides; OP: particules opaques; TLFa: fragment de phytoclastes translucides; AOMg: matière organique granuleuse; AOMd: matière organique diffuse; p: Pediasstrum; A: Avicennia; étoiles: kystes de dinoflagellate; points noirs: Azolla)(Salpin et al., 2016).	210
Figure 99 : Comptage des palynofaciès, environnement de dépôts et TOC associés pour chaque échantillon et découpage stratigraphique de chaque puits.	213
Figure 100 : Comptages des pollens et des palynomorphes associés (Azolla et dinoflagellés) et découpage stratigraphique pour chacun des puits.	215
Figure 101 : Proportions des différentes argiles présentes et découpage stratigraphique pour chacun des puits.	217
Figure 102 : Localisation du puits ACEX 302 et du Delta de Mackenzie.	223
Figure 103 : A) Eléments traces et majeurs marquant les apports détritiques et B) Eléments traces et majeurs marquant la paléoproduktivité (März, 2010). La barre grise inférieure représente le PETM et la barre grise supérieur l'ETM2 (ou ELMO).	226
Figure 104 : Eléments traces et majeurs marquant les conditions d'oxydo-réduction (RedOx), Zn marquant également la paléoproduktivité (März, 2010). La barre grise inférieure représente le PETM et la barre grise supérieur l'ETM2 (ou ELMO).	227
Figure 105 : Données issues de la pyrolyse Rock-Eval dans les sédiments du puits ACEX 302.	229
.....	
Figure 106 : Analyse des macéraux dans les sédiments du puits ACEX 302 du Campanien à l'Yprésien (Eocène inférieur) ; (Boucein et Stein, 2007).	230
Figure 107 : A gauche : proportions des différentes argiles dans le puits ACEX 302 et à droite rapport Kaolinite/Chlorite associé (d'après la base de données publiques de IODP et Vogt et al., 2009).	231
Figure 108 : Diagramme pollinique du Paléogène du puits ACEX 302 (effectué par <i>Geobiostratdata.consulting</i>).	233
Figure 109 : Subsidence de la Ride de Lomonosov établie par Moore et al. (2006) et nouvelle proposition de courbe de subsidence (présente étude).	235
Figure 110 : Carte des anomalies magnétiques du Bassin Amérasien (Ride Alpha et Mendeleev) (d'après Oakley et Saltus, 2016). Ces anomalies magnétiques montrent un faciès chaotiques.	238
Figure 111 : Synthèse paléogéographique de la Ride de Lomonosov durant le Cénozoïque. (Topographie déterminée à partir des cartes bathymétriques et des lignes sismiques, Backman et al., 2006).	242
Figure 112 : application du modèle de Bohacs et al., (2005) sur le cas du Delta de Mackenzie et du puits ACEX 302 (Ride de Lomonosov).	245
Figure 113 : Profil sismique (Jokat et al., 1992) de la Ride de Lomonosov (AWI-91090)	246

Introduction

L'essor des ressources non conventionnelles dans le domaine pétrolier comme les gaz ou huiles de schistes, pousse à développer les connaissances existantes sur les dépôts de matière organiques. Il existe trois origines possibles à ces roches mères : lacustre, marine et continentale. La matière organique terrestre est plus résistante à la décomposition que la matière organique marine qui est plus sensible à la dégradation bactérienne, aussi appelée matière organique réfractaire (Tissot et Welte, 1978). Les kérogènes terrestres ont donc une meilleure capacité à être préservés et donc à produire des roches mères. Néanmoins, c'est le type de matière organique le moins étudié dans le cadre pétrolier car c'est le kérogène le moins pétrologène, les matières organiques marines et lacustres étant les roches mères à huile les plus recherchées à fort potentiel pétrologène. Les kérogènes d'origine continentale produisent typiquement du charbon et du gaz (ou de l'huile s'ils sont mélangés à des kérogènes d'origine marine) et sont donc d'un intérêt pétrolier certain, notamment dans les domaines proximaux (Combaz et Matharel, 1978; Snowdon, 1980; Thomas, 1982; Bustin, 1988).

Habituellement, il est considéré que la matière organique terrestre est préférentiellement déposée et préservée en domaine proximal (Tyson, 1995), et notamment dans les environnements deltaïques comme le delta du Niger (Allen, 1970 ; Bustin, 1988) et de la Mahakam (Allen et Chambers, 1988 ; Allen et al., 1976 ; Combaz et Matharel, 1978). Les particules de bois grosses et denses ainsi que les débris macrophytes sont généralement observés en position proximale où les sédiments sont plus grossiers qu'en domaine plus distal (Tyson, 1995). Dans les sédiments marins, les phytoclastes deviennent moins présents en s'éloignant des côtes et des embouchures de rivière au profit de la matière organique marine (Shepard et Moor, 1954, Scruton, 1960; Gearing *et al.*, 1977 ; Syvitski *et al.*, 1990).

Néanmoins, il a été observé que certains bassins profonds présentaient des dépôts de matière organique d'origine continentale en quantité. En 1978, Palmer et Baker montraient déjà l'existence d'un possible indicateur de matière organique terrestre oxydée dans des sédiments marins profonds (Mer Noire, Baie de Biscaye, Bassin de Blake-Bahama et la côte ouest africaine).

Plus récemment, les travaux sur le système turbiditique de l'Ogooué (Gabon) et le système du fleuve Congo ont montré la présence de matière organique d'origine continentale en domaine profond (4000 mètres de fond pour le cas du fleuve Congo, Baudin *et al.*, 2010). Dans les dépôts turbiditiques profonds de l'Ogooué et du cône sous-marin du Congo, la matière organique d'origine continentale est même dominante par rapport à la matière organique d'origine marine (Baudin *et al.*, 2010 ; Biscara *et al.*, 2011). Les dépôts turbiditiques sont un environnement où la matière organique est très bien préservée, devenant devant les embouchures des fleuves d'excellentes cibles pour trouver des dépôts de roches mères d'origine continentale de bonne qualité (Biscara *et al.*, 2011 ; Stetten *et al.*, 2015). De la matière organique continentale associée à de la matière organique marine associées à des TOC importants (pouvant aller jusqu'à 30-40%) a été également observée dans différents puits distaux sur le globe : Atlantique sud (DSDP 530), Atlantique central au large de la Mauritanie, Sénégal et de la côte est américaine (DSDP 367, 368, 369, 386 et 387 ; e.g. Trabucho, 2010) et également dans le Bassin Arctique avec l'unique puits qui y a été foré : ACEX 302 (puits IODP ; Backman, 2006).

Ceci semble donc remettre en question le partitionnement classique de la matière organique marine en domaine distal et la matière organique continentale en domaine proximal (Tyson, 1995) et souligne les capacités de transport de la matière organique continentale depuis le continent jusque dans les zones profondes.

Plusieurs questions se posent alors concernant le transport et la préservation de cette matière organique continentale : comment serait-elle sédimentée et préservée depuis le continent jusqu'au bassin profond ?

Pour pouvoir répondre à ces questions il est nécessaire de comprendre la distribution et la typologie des roches mères, et en particulier la contribution d'origine continentale, entre les domaines proximaux et les domaines distaux. Pour cela plusieurs paramètres de contrôle sur les dépôts de matière organique doivent être abordés : le contexte stratigraphique et les processus sédimentaires, le contrôle paléoclimatique et enfin les relations entre la matière organique et les différents types d'argiles.

La problématique de cette étude se base sur plusieurs questions : quelle est la relation entre le cortège argileux et la matière organique, quels sont les milieux de sédimentations favorables à l'export de la matière organique continentale et dans quel cadre stratigraphique se fait cet export et s'il est contrôlé par le climat ?

Le bassin choisi pour cette étude est le Bassin Arctique. Les apports détritiques y sont importants liés à de nombreux deltas (Delta de Mackenzie et Delta de la Lena pour les plus connus), et à priori associés à de la matière organique continentale. Nous ciblerons l'étude sur le Bassin de Beaufort Mackenzie au Canada dans lequel se développe le Delta de Mackenzie pour la partie proximale et la zone centrale du Bassin Arctique au niveau de la Ride de Lomonosov pour la partie distale. Le Delta de Mackenzie constitue une zone d'étude intéressante en raison 1) de la présence de matière organique continentale drainée dans un large bassin versant, 2) de la présence d'huile et de gaz avérée dans les sédiments et enfin 3) des données de puits et sismiques disponibles. De plus, les roches mères pétrolières des environnements deltaïques sont peu caractérisées (Osadetz, 2005) et une partie du potentiel pétrolier dans le BMB n'est pas encore découvert (Dixon *et al.*, 1994). Ces aspects font du Delta de Mackenzie une zone d'étude intéressante pour améliorer les connaissances sur la sédimentation de la matière organique de type III.

La période choisie est le Paléogène. En effet, durant cette période un cycle climatique est enregistré avec une transition d'une période *greenhouse* à période *icehouse* à l'Eocène moyen (Brinkhuis *et al.*, 2006 ; Moran *et al.*, 2006). Durant le Paléocène et l'Eocène inférieur, la planète est soumise à une période de *greenhouse* avec un optimum climatique au niveau du passage Paléocène/Eocène et de l'Eocène inférieur (Zachos, 2008). A partir de l'Eocène moyen, un refroidissement se met en place et la planète devient jusqu'à aujourd'hui soumise à une période de *icehouse*. Cette variation climatique est enregistrée dans les enregistrements sédimentaires de l'ensemble du bassin Arctique. Il sera alors possible de faire le lien entre dépôts d'une matière organique continentale et climat.

L'objectif de cette étude est de caractériser la matière organique (sa nature, son origine et sa préservation) le long de profils continent-océan. Ceci permettra d'identifier les différences et

les similitudes de la matière organique continentale entre les dépôts proximaux et les dépôts distaux.

Avant de commencer l'étude à proprement des dépôts sédimentaires et organiques dans le Delta de Mackenzie, un travail de synthèse sur la paléogéographie du Bassin Arctique a été fait.

L'analyse sédimentaire de carottes disponibles sur la zone a permis d'établir un nouveau modèle de faciès des dépôts dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie et plus précisément dans le Delta de Mackenzie. La seconde étape de corrélations diagraphiques, de pointé sismique, sur la base de nouvelles données biostratigraphiques a quant à elle permis d'en préciser le contexte stratigraphique du bassin.

Le cadre stratigraphique et sédimentaire étant établi, l'étape suivante a été de caractériser la matière organique préservée dans le Delta de Mackenzie. Des analyses globales (pyrolyse Rock-Eval), optiques (palynofaciès et palynologie), physiques (minéralogie des argiles) et géochimiques (analyse des éléments traces et majeurs) ont ainsi permis de préciser la nature de la matière organique. L'intégration de ces différentes approches a permis de discuter de l'influence des différents paramètres de contrôle sur les dépôts de la matière organique tels que le détritisme, l'anoxie, la productivité et le climat.

Cette nouvelle compréhension des processus d'export et de préservation de la matière organique continentale en domaine distal pourra avoir de nouvelles implications sur la recherche de nouvelles roches mères.

Cette thèse a été lancée dans le cadre d'un projet global du service R&D de l'entreprise Total sur l'étude des dépôts de la matière organique continentale dans les bassins profonds. Ce projet regroupe deux autres thèses et deux post-docs sur les problématiques concernant le dépôt et la préservation de la matière organique continentale dans les bassins profonds. Une partie des analyses a été menée conjointement avec un projet sur le Bassin Arctique entre TOTAL et l'Université Pierre et Marie Curie.

Chapitre 1 : La diversité de la matière organique fossile

1.1. La matière organique fossile

1.1.1. Définition de la matière organique fossile

1.1.1.1. La matière organique dans le sédiment

La matière organique sédimentaire est constituée d'une partie soluble dans les solvants organiques, appelée bitumes, et d'une partie insoluble dans les solvants organiques qui forme le kérogène (Figure 1). Généralement, le kérogène est la partie majoritaire de la matière organique. Ce kérogène est composé de débris plus ou moins bien conservés de végétaux supérieurs, d'algues ou de particules animales (Combaz, 1980; Durand *et al.*, 1972). Les proportions de ces éléments vont contrôler la typicité de la matière organique et donc le potentiel pétrologène de la roche. Il est possible d'isoler le kérogène de la fraction minérale par des attaques acides (Durand, 1980).

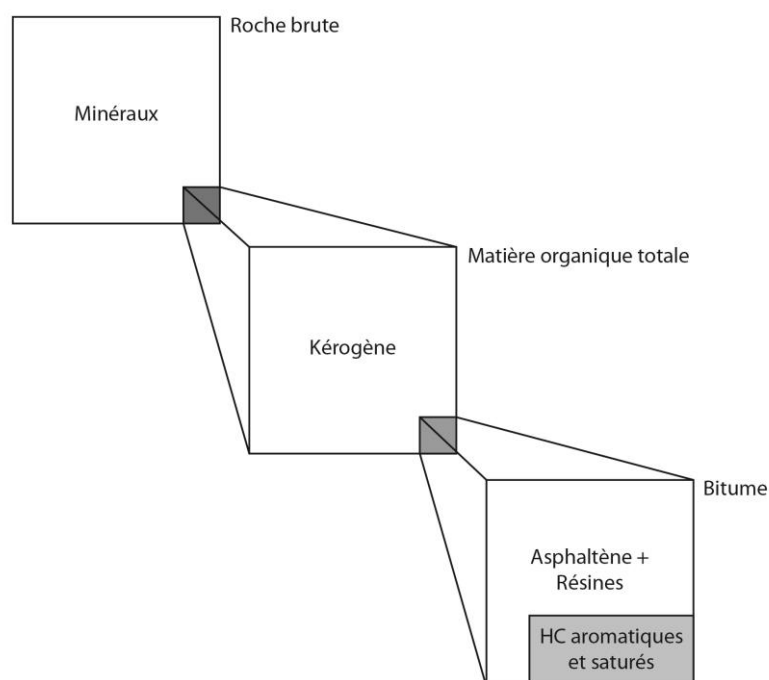


Figure 1 : Matière organique dans les sédiments récents et dans les roches sédimentaires (Durand, 1987)

1.1.1.2. Le kérogène

Le kérogène est constitué d'éléments reconnaissables par microscopie tels que des débris de bois (appelés phytoclastes), des algues, des kystes de dinoflagellés, des spores et grains de pollens ou encore des champignons. L'analyse palynofaciès est l'étude par microscopie de ces différents éléments. La matière organique amorphe présente est le seul kérogène dont on ne peut définir précisément son origine (Tyson, 1995). Les éléments des kérogènes sont décrits comme structurés ou non structurés (Bowen, 1984 ; Mann, 1988 ; Tyson, 1995) et sont généralement divisés en deux groupes distincts : kérogène à huile (sapropélique) et kérogène à gaz (humique) (Swanson, 1960 ; Barnard *et al.*, 1981 ; Rawat et Berry, 1990). Cette division est faite selon la

richesse ou la pauvreté en hydrogène du kérogène, les kérogènes humiques étant pauvres en hydrogène et les kérogènes sapropéliques riches en hydrogène (Tyson, 1995). Ce terme humique est souvent lié à tort uniquement à la matière organique à gaz dérivant des tissus cellulosiques et ligno-cellulosiques des végétaux supérieurs (Teichmüller, 1982b ; Tissot and Welte, 1984, Tyson, 1995). Or il a été montré que les kérogènes à gaz peuvent dériver de n'importe quel type de plantes dont le plancton (Hunt, 1979). Le terme sapropélique était d'abord utilisé pour les boues organiques lacustres déposées en conditions anoxiques (Krejci-Graf, 1964) où la putréfaction et la dégradation entraînent la perte des structures des constituants. Le terme sapropélique a souvent été utilisé comme un équivalent de la matière organique amorphe (Teichmüller, 1982a), aujourd'hui c'est un terme général utilisé pour la matière organique à huile riche en hydrogène (Tyson, 1995).

1.1.2. Environnements favorables à la production de la matière organique

1.1.2.1. Matière organique d'origine lacustre

La présence d'un lac nécessite une dépression, peu d'apports sédimentaires, et la disponibilité de l'eau (Huc, 1995). Les environnements lacustres sont les environnements de dépôts les plus productifs et donc plus riches en dépôts de matière organique.

La première source de matière organique déposée sur le fond des lacs est constituée des débris des plantes qui vivent dans le lac ou autour du lac. On retrouve également des algues. La prédominance de l'un ou l'autre varie en fonction des lacs et de leurs caractéristiques. Les bactéries vivant dans le lac dégradent la matière organique aquatique et terrestre (Meyers, 1993).

La productivité primaire est directement liée à l'apport de nutriments (phosphore et nitrate) et à l'intensité du rayonnement solaire qui permet la photosynthèse (Meybeck, 1982). L'intensité du rayonnement solaire est le facteur dominant qui contrôle la productivité des lacs (Brylinsky et Mann, 1973). Cette intensité lumineuse dépend de la latitude. Ainsi, les lacs des environnements arctiques présentent une période de production plutôt courte, ceux des zones tempérées une période de production saisonnière centrée sur le printemps et l'été et ceux des régions tropicales ont une forte productivité toute l'année (Huc, 1995). Dans certains cas, la turbidité des eaux lacustres est telle qu'elle réduit l'épaisseur de la zone photique et diminue la pénétration de la lumière. Ces conditions peuvent se produire lorsque les rivières apportent une importante quantité de sédiments en suspension dans le lac ou lorsque la productivité de surface est tellement importante qu'elle peut empêcher la pénétration de la lumière (Talling, 1960). La quantité de ces sédiments en suspension est fonction de l'érosion du bassin et du climat (Cecil, 1990).

Les systèmes lacustres ne sont pas composés uniquement de planctons comme dans les océans, les bactéries, les algues ou encore les charophytes sont en proportion très importantes (Huc, 1995). Il y a trois grandes classes de producteurs primaires (Likens, 1975) : 1) le phytoplancton qui domine dans les grands lacs profonds, 2) le périphyton et les macrophytes qui

tendent à dominer dans les lacs peu profonds et des zones de marge de lac, et 3) les bactéries photosynthétiques et chimiosynthétiques qui sont associées aux écosystèmes spécialisés (tels que les lacs méromictique). Ce sont ces 3 types de matériaux qui sont à l'origine des kérogènes à huiles typiques des environnements lacustres (Huc, 1995).

La dégradation microbienne anaérobie de la matière organique issue de la production primaire se fait par réduction successive des nitrates, qui est plus importante qu'en domaine marin, puis des oxydes de manganèse et de fer et enfin par la sulfato-réduction qui est très courte voire inexistante dans les domaines lacustres, contrairement aux domaines marins où cette étape est dominante. La méthanogenèse (ou fermentation) débute ensuite plus précocement qu'en milieu marin, et entraîne la transformation de la matière organique en CO₂ (dioxyde de carbone) et CH₄ (méthane) (Demaison et Moore, 1980 ; Tissot et Welte, 1984).

Les lacs peuvent présenter une stratification thermique (Huc, 1995). Ils développent alors une interface entre la couche de surface réchauffée de surface mise en mouvement par le vent, appelée épilimnion, et celle de profondeur, appelée hypolimnion, toujours froide qui est souvent colonisée par des bactéries. Cette stratification des eaux empêche le mélange et donc l'oxygénation des eaux créant des conditions suboxiques à anoxiques au fond du lac permettant le dépôt et la préservation de la matière organique.

1.1.2.2. Matière organique d'origine marine

La matière organique vivante représente 2% du carbone organique total dans l'océan. Le processus à l'origine de la production de cette matière organique marine est la photosynthèse. Les organismes autotrophes tels que les diatomées, les dinoflagellés, les cyanobactéries, les algues ou encore les coccolithophoridés, sont capables de réaliser cette réaction de photosynthèse et sont à l'origine de la majeure partie de la production de matière organique marine (Tissot et Welte, 1984).

Globalement, à l'échelle du globe et des bassins océaniques, les eaux profondes renouvellent l'oxygène dissous grâce à la circulation profonde des eaux venant des régions polaires. Les eaux froides des pôles plongent et emmagasinent de grandes quantités de gaz dissous dont l'oxygène. Il faut alors bien intégrer l'importance de la circulation thermohaline (liée à la température et à la salinité des eaux) sur la ventilation et l'oxygénation des fonds océaniques à l'échelle de l'océan mondial.

L'oxygène dissous est le principal élément qui va dégrader la matière organique dans la colonne d'eau. Moins il y a d'oxygène dissous dans un océan, plus la matière organique aura de chance d'y être préservée. Un environnement marin pauvre en oxygène sera qualifié de dysoxique et un environnement sans oxygène sera qualifié d'anoxique. Lorsqu'il y a présence de soufre en plus de cette absence d'oxygène, cet environnement sera qualifié d'euxinique. Les environnements dysoxiques, anoxiques et euxiniques seront donc les environnements les plus propices à préserver de la matière organique. Plusieurs paramètres vont permettre la mise en place de ces zones pauvres en oxygène en domaine marin.

1.1.2.2.1. Production primaire

La production de matière organique marine est principalement due à la production primaire totale dans les océans qui se met en place selon deux processus (Tissot et Welte, 1984):

- Production régénérée : biomasse produite à partir des nutriments provenant du recyclage de la matière organique dans la couche euphotique (zone éclairée dans les 60 à 80 premiers mètres d'eau).
- Production nouvelle: réalisée à partir d'un stock « neuf » de nutriments (notamment azote). Ce nitrate allochtone provient des apports par les rivières, ou bien est transféré des profondeurs vers la surface par mélange turbulent ou par diffusion dans la colonne d'eau ou encore à la faveur des upwellings. Les zones côtières et les zones d'upwelling présentent les conditions les plus optimales de productivité et donc de production primaire (Tissot et Welte, 1984)

La majeure partie de la matière organique produite dans la zone euphotique est consommée sur place par les organismes hétérotrophes tels que le zooplancton et les bactéries. Cette matière organique est alors recyclée (minéralisée avec libération de CO_2 , NH_4^+ , PO_4^{3-} ...) dans la zone euphotique sous forme de nutriments pour le phytoplancton. La petite partie de la matière organique qui échappe au recyclage est exportée vers le fond sous forme de pelotes fécales, colloïdales ou sous forme dissoute et est consommée durant la descente par des micro-organismes. Seule une petite fraction, moins de 1% de la production primaire, appelée la production exportée, peut atteindre les sédiments du fond de l'océan (Tissot et Welte, 1984). Sur le sédiment, la matière organique est dégradée et consommée par les organismes benthiques et par les micro-organismes aérobies puis anaérobies. La dégradation microbienne anaérobie se fait par réduction successive des nitrates (peu abondants dans les eaux marines), puis des oxydes de manganèse et de fer et enfin par la sulfato-réduction (Figure 2). Cette sulfato-réduction est le processus dominant de dégradation de la matière organique en domaine marin car les ions sulfates y sont très présents. Cet environnement réducteur entraîne la formation de sulfures tels que la pyrite (FeS_2) (Figure 2). La présence de pyrite est donc un indicateur de conditions paléoenvironnementales anoxiques à euxiniques (Wilkin et *al.*, 1997). La dernière étape est la méthanogenèse (ou fermentation) (Figure 2) et entraîne la transformation de la matière organique en CO_2 (dioxyde de carbone) et CH_4 (méthane)(Demaison and Moore, 1980 ; Tissot et Welte, 1984).

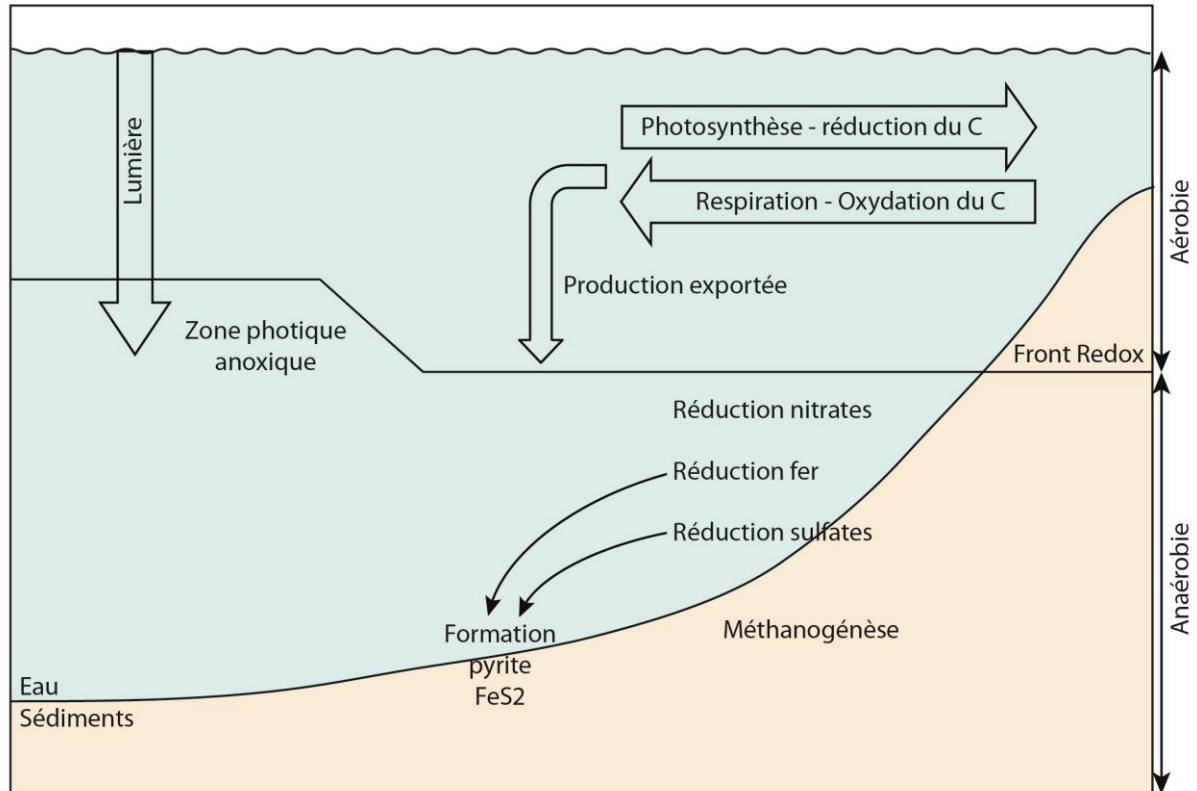


Figure 2 : Dégradation de la matière organique sous l'action des bactéries aérobies et anaérobies (modifié d'après Tyson, 1995)

La répartition de la production primaire océanique n'est pas homogène sur l'ensemble du globe terrestre (Figure 3), des processus sont favorables à l'accumulation et à la préservation de la matière organique à certains endroits du globe (Tissot et Welte, 1984).

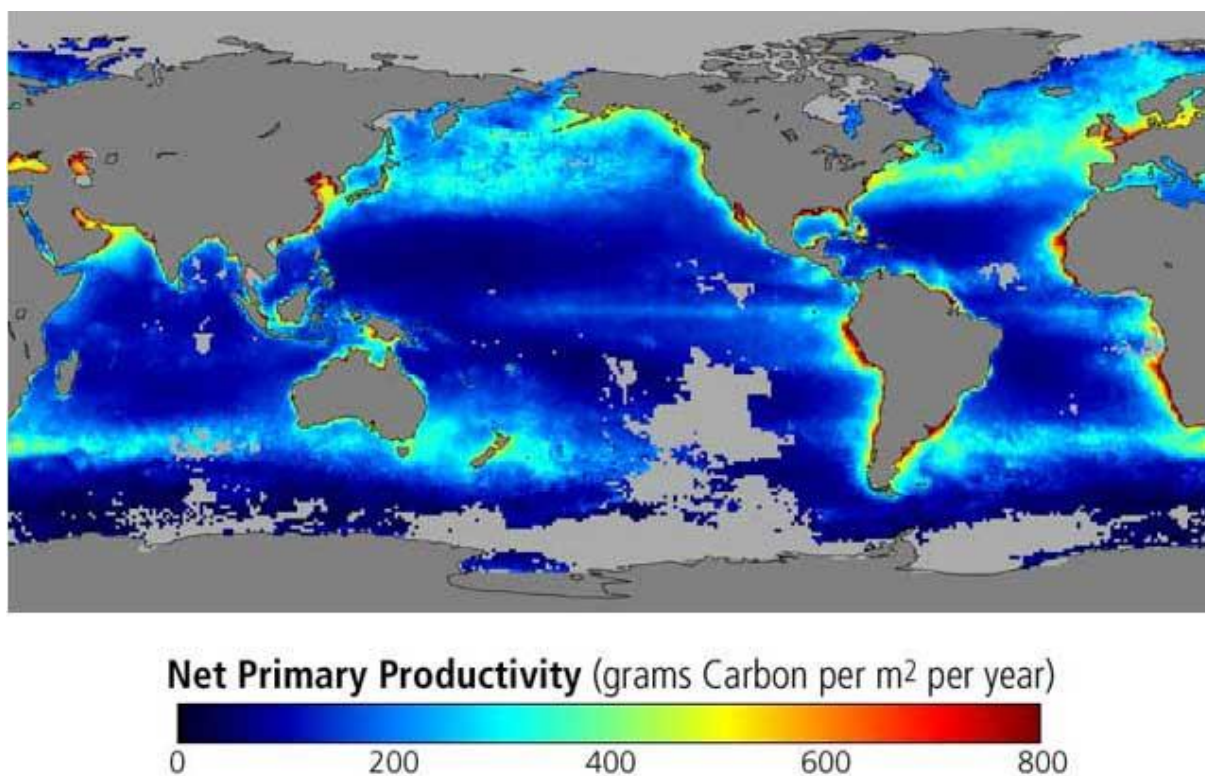


Figure 3 : Production primaire mondiale en domaine marin (Nasa, website)

Ainsi, les zones situées en bordure de continents présentent des taux de productivité forts avec des minima aux centres des océans Pacifique, Atlantique et Indien (Figure 3). En effet, la production primaire diminue lorsque l'on s'éloigne des côtes vers l'océan ouvert. Les régions qui possèdent les plus faibles taux de production primaire sont les zones polaires et les zones arides situées au niveau des tropiques. Les taux de productivité les plus forts (presque cinq fois supérieur à celui de l'océan ouvert) se situent au niveau des côtes de la zone équatoriale grâce notamment aux alizés qui y soufflent d'est en ouest et forment des mouvements de masses d'eau avec remontées d'eaux froides riches en nutriments appelés upwelling, qui sont des zones de production de matière organique marine (Tissot et Welte, 1984).

1.1.2.2.2. Upwelling

Ces mouvements d'eaux de surface chaudes vers l'ouest entraînent par compensation une remontée des eaux profondes froides et enrichies en nutriments (Huc, 1995) formant alors ces upwellings (Figure 4) sur les côtes ouest des continents tels que l'Afrique de l'Ouest ou encore le long d'une grande partie des côtes ouest du continent américain. Certains upwellings sont saisonniers comme en Oman ou en Somalie par exemple. Lorsque les eaux chaudes de surface se déplacent vers le large, elles se refroidissent et deviennent plus denses et plongent alors dans les zones plus profondes selon le principe de convection des fluides. Un cycle se met alors en place et varie en intensité en fonction des changements des vents dominants.

Les systèmes d'upwelling sont des processus qui permettent le transport de la matière organique depuis les côtes jusque dans l'océan profond. La remontée des eaux froides et riches en nutriments permettent des blooms phytoplanctoniques et zooplanctoniques.

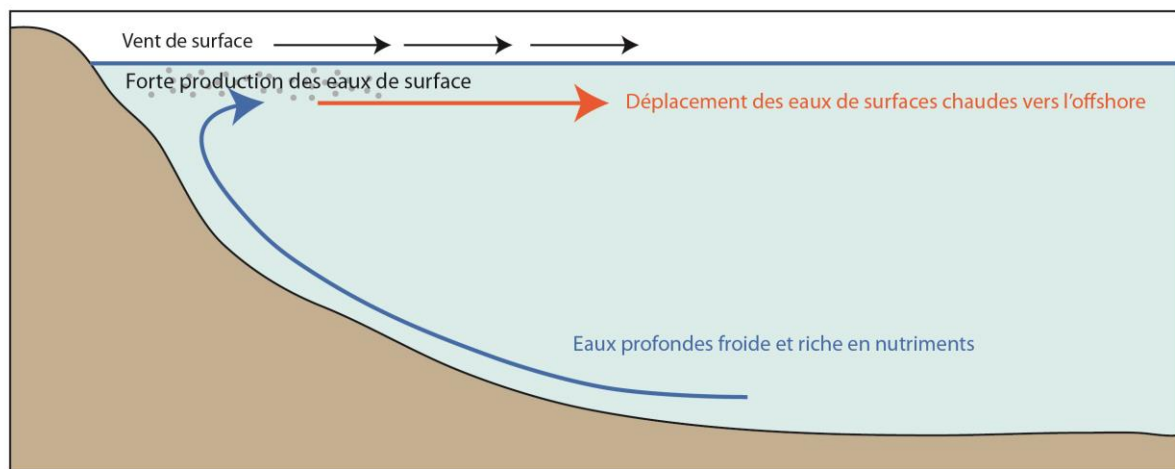


Figure 4 : Zone d'upwelling

1.1.2.2.3. Zone à Oxygène Minimum (ZOM)

Un environnement marin peut développer des conditions faiblement oxygénées (suboxiques à anoxiques) chaque fois que la consommation d'oxygène par dégradation de la matière organique l'emporte sur le renouvellement de l'oxygène dissous des masses d'eaux. Ainsi la concentration en oxygène varie dans la colonne d'eau (Figure 5).

Ceci peut se produire soit lorsque le taux de productivité primaire dans les eaux de surface est très important, comme dans le cas des upwellings précédemment décrits, soit lorsque le renouvellement des masses d'eau est faible (Tissot et Welte, 1984; Tyson, 1995).

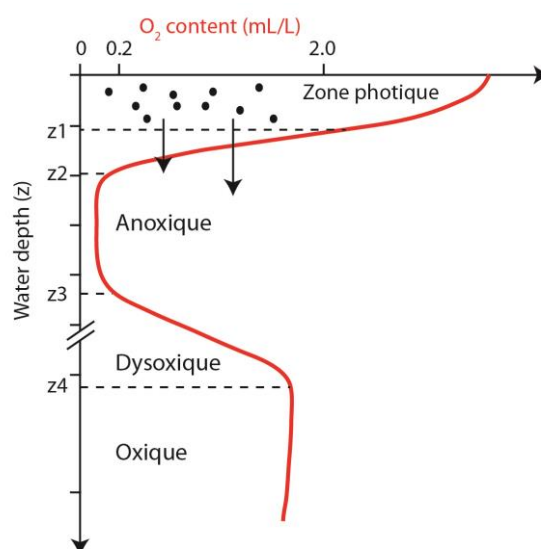


Figure 5 : Consommation d'oxygène en fonction de la production (modifié d'après Tyson, 1995).

Dans le premier cas, la quantité de matière organique est tellement importante que la dégradation des produits organiques consomme rapidement tout l'oxygène présent, notamment via les processus d'upwelling. Dans les zones d'upwelling précédemment décrites, la production exportée augmente fortement grâce à l'importante quantité de biomasse produite dans la zone photique. La décomposition de cette grande quantité de matière organique exportée par les organismes anaérobies augmente trop rapidement la demande en oxygène par rapport à la capacité du domaine marin à renouveler l'oxygène dissous grâce à l'action des courants. Les conditions deviennent alors dysoxiques à anoxiques (Tissot et Welte, 1984). Cela peut alors entraîner la formation de zones dysoxiques à anoxiques appelées zones à oxygène minimum (ZOM) sous la zone photique (Figure 6). La faible teneur voire l'absence en oxygène dissous dans ces ZOM va favoriser la non-dégradation de la matière organique dans la colonne d'eau et lui permettre d'atteindre le fond de la mer où elle pourra être préservée dans les sédiments. Toutes les ZOM ne sont pas anoxiques, seules sont concernées celles situées sous les upwellings et la ZOM du nord de l'Océan Indien.

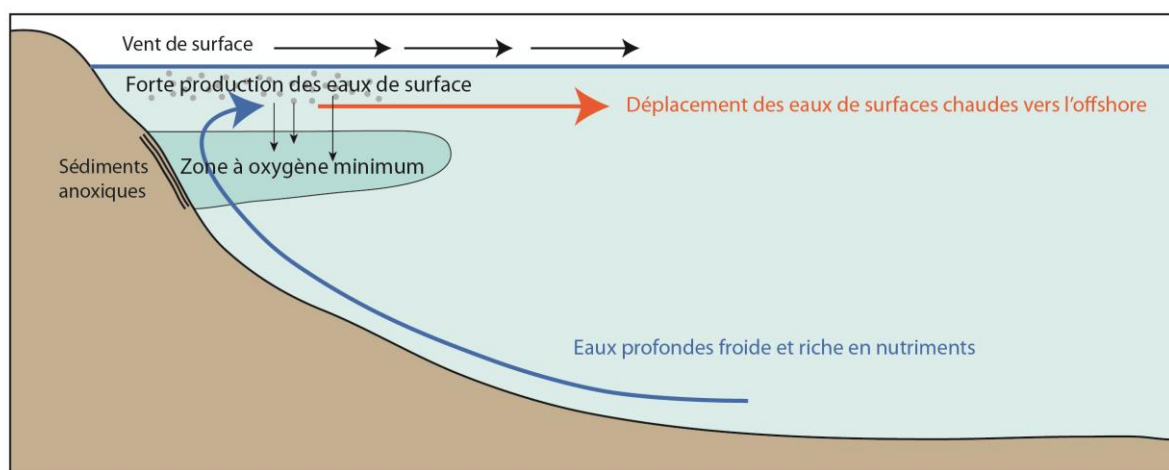


Figure 6 : Zone à oxygène minimum associée à une zone d'upwelling

Dans le second cas, si les eaux ne sont pas renouvelées, la consommation, même faible, de l'oxygène dissous par la dégradation aérobie de la matière organique crée un milieu dysaérobique ou anoxique (Tissot et Welte, 1984). Ce processus se produit notamment dans des bassins fermés et isolés associés à des dépressions avec peu de renouvellement des eaux marines comme par exemple la Mer Noire où l'apport d'eau douce est plus important que l'évaporation. Cette eau douce étant moins dense que les eaux profondes salées, elle reste en surface et entraîne alors une stratification des eaux, similaire à celle observée dans les lacs, empêchant leur mélange et leur oxygénation (Figure 7). La consommation d'oxygène étant plus forte que son renouvellement, la base de la colonne d'eau devient anoxique. Lorsque les réactions de sulfato-réduction se produisent, le milieu est réducteur, il n'y a plus d'oxydation. Il y a alors dégagement de H_2S dans la colonne d'eau, ce qui empêche toute vie de se développer, et crée des conditions euxiniques (Tyson, 1995)

Ces environnements où l'oxydation est faible voire absente permettent de limiter voire d'empêcher la dégradation de la matière organique. Tant que le flux de particules organiques reste important en surface par les apports des rivières, la quantité de matière organique est plus

importante que ce que peut dégrader l'oxygène présent dans la colonne d'eau. Le dépôt et la préservation de la matière organique peuvent alors se faire sur ces fonds anoxiques (Tyson, 1995).

Néanmoins, il n'est pas toujours aisé de déterminer si l'anoxie a été causée par une intense dégradation de la matière organique (Tribovillard, 2006), lors d'une productivité primaire très forte dans le cas des upwellings avec ZOM, ou si l'anoxie existait avant le dépôt de la matière organique et a donc limité sa dégradation, comme dans le cas de la Mer Noire.

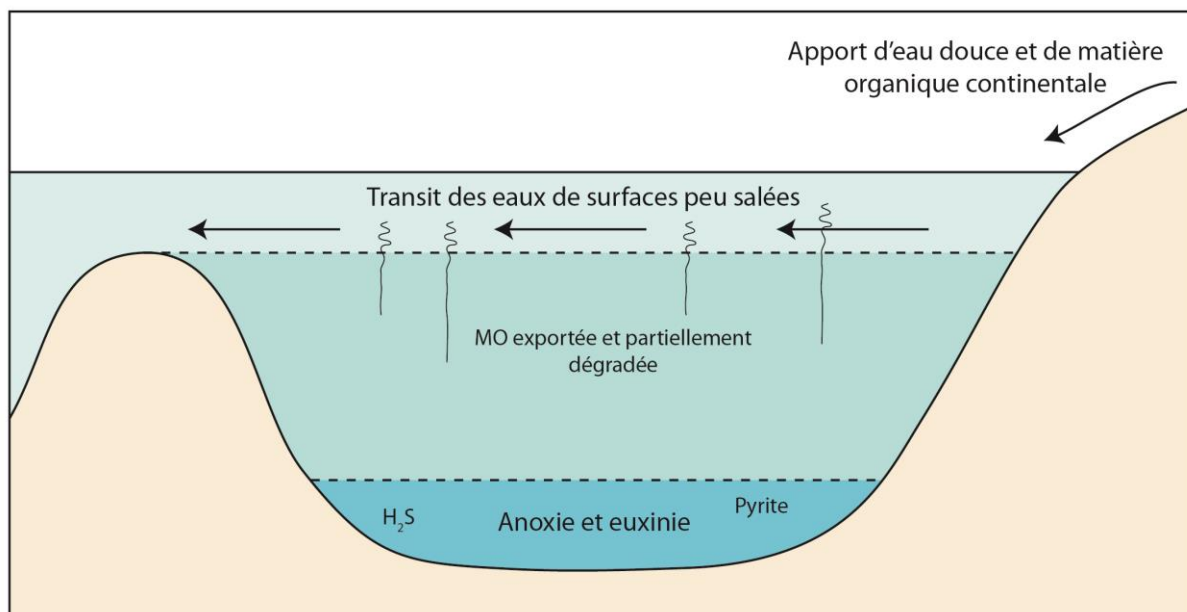


Figure 7 : Circulation estuarienne des eaux de surface dans le cas d'un bassin stratifié type Mer Noire.

1.1.2.3. Matière organique d'origine terrestre

Sur les continents, la production primaire (Figure 8) est réalisée par les végétaux qui se développent grâce à la photosynthèse et aux nutriments présents dans les sols. Une fois le végétal mort ou la feuille morte tombée, la matière organique va être dégradée et décomposée sur le sol par des organismes (vers, larves...). Une partie de cette biomasse est incorporée dans les sols pour former l'humus. C'est cet humus qui contient les nutriments dont les végétaux vivants ont besoin pour se développer. Le cycle de recyclage de la matière organique est alors en place (Campy & Macaire, 2003), l'humus est ainsi en renouvellement permanent. Le lessivage des sols par les pluies entraînent la matière organique et les nutriments présents ($H_2PO_4^-$, NO_3^- , H_4SiO_4 et le fer dissous) jusque dans l'océan via les cours d'eaux et leurs embouchures (Meybeck, 1982 ; Huc, 1995).

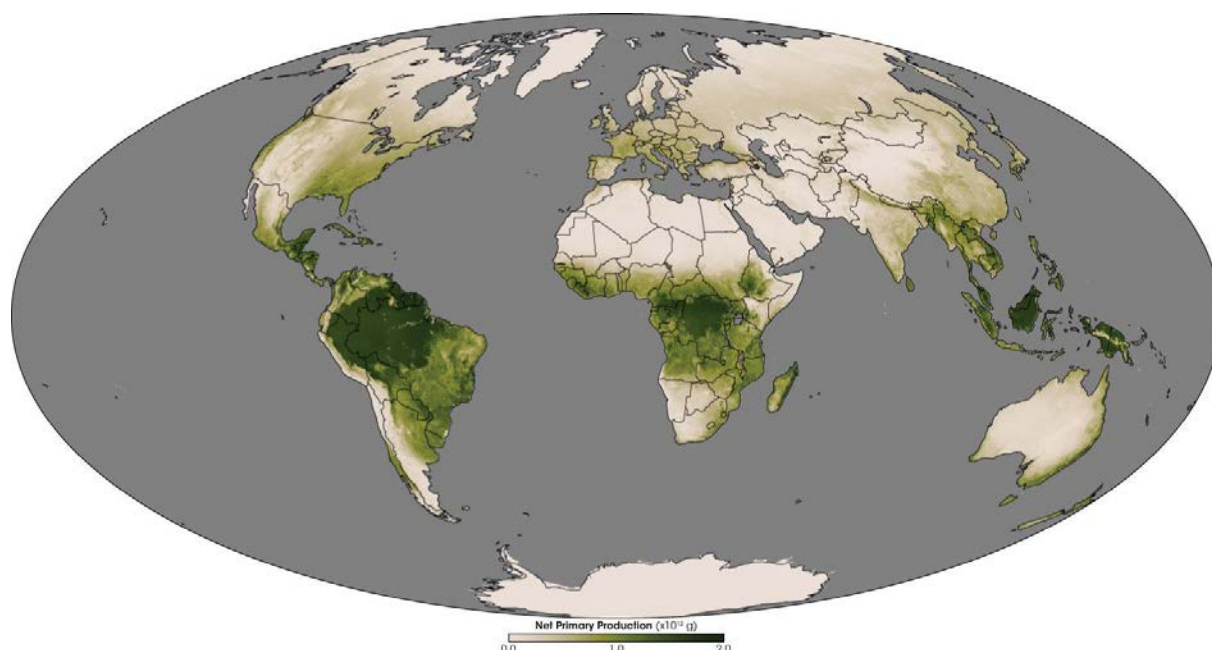


Figure 8 : Production primaire en domaine continental lié aux zones fortement végétalisées (Nasa, website)

Apportées par les systèmes fluviaux et le lessivage des sols, la matière organique d'origine continentale se retrouve en quantité importante dans les environnements deltaïques. En effet, en contexte deltaïque, la partie distale du bassin versant d'un fleuve est généralement une large plaine alluviale où s'accumule une grande partie des matériaux transportés. Arrivé en mer, le courant décélère et le reste de la charge sédimentaire se dépose et forme le delta. L'apport continu des sédiments dans le delta fait avancer ce dernier dans le domaine marin : c'est la progradation deltaïque. Les débris organiques terrestres sont alors transportés depuis le continent jusqu'au domaine marin via les systèmes fluviaux en amont, par le système deltaïque plus en aval et plus au large par un système turbiditique s'il en existe un.

Les deltas sont donc des environnements privilégiés pour le dépôt de matière organique d'origine terrestre. Cette matière organique continentale est souvent associée à de la matière organique marine dans les dépôts sédimentaires (Bustin, 1988).

Les dépôts de matière organique les plus importants se trouvent dans les zones les plus proximales du delta telles que les zones sans influence marine de marécage ou de marais et la plaine deltaïque, ceci traduisant la proximité avec la source. Les zones de front de delta à offshore présentent moins de dépôts de matière organique notamment du fait du caractère oxydant du milieu marin ouvert (Bustin, 1985, 1988). Ce sont les effets de dilution, les modes de transport et l'oxydation de la matière organique qui jouent un rôle sur la quantité de matière organique déposée en fonction de l'environnement de dépôt.

Les proportions des deux types de matière organique continentale ou marine, dépendent donc de la position de la zone de dépôt du sédiment par rapport à l'émissaire. Les kérogènes d'origine continentale vont plutôt dominer dans les parties les plus proximales du delta et les kérogènes d'origine marine vont dominer de plus en plus lorsque l'environnement devient plus distal. Ces variations de typicité de la matière organique depuis les domaines proximaux aux

domaines distaux ont été décrits par plusieurs auteurs (Dow et Pearson, 1975; Hedges et Parker, 1976; Gearing et al, 1977 ; Bustin, 1988).

1.1.3. Définition des différents types de matière organique

1.1.3.1. Classification des kérogènes

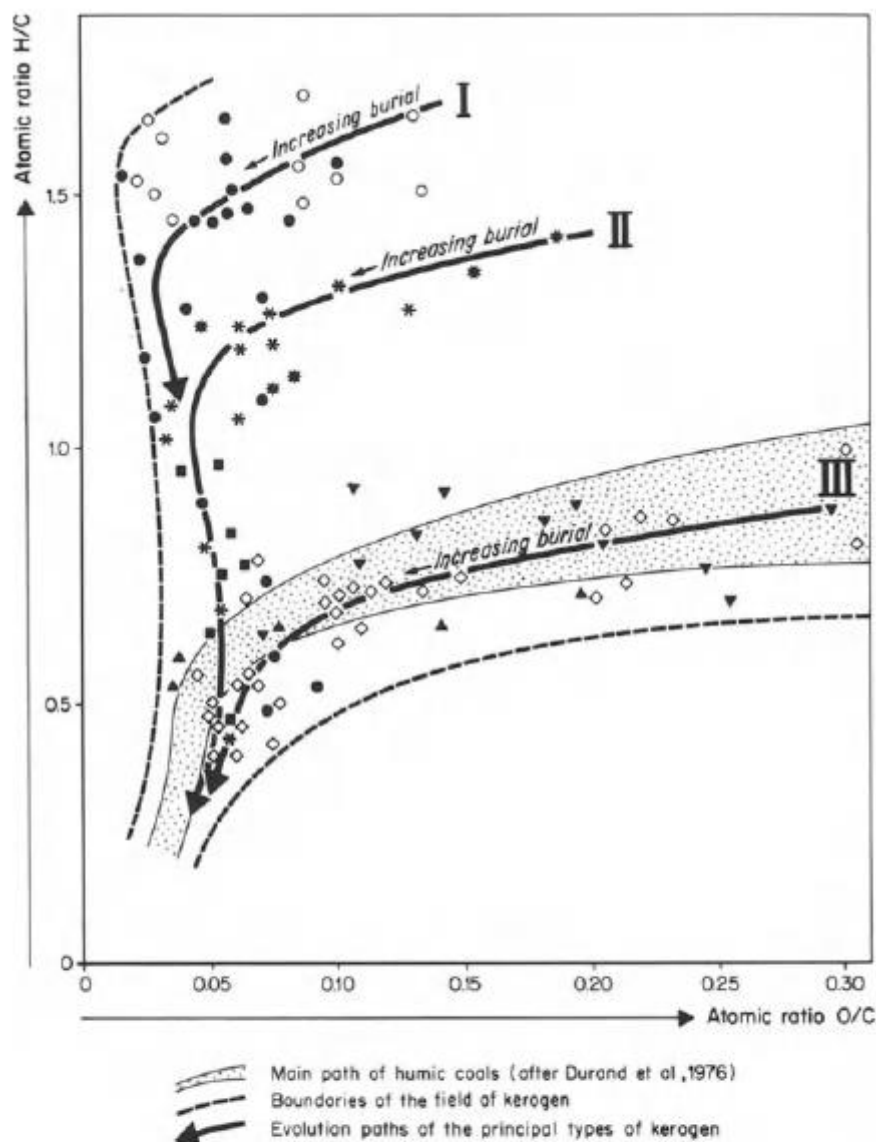
Les différents types de matière organique précédemment décrits contiennent des kérogènes qui peuvent donc avoir différentes origines en fonction de l'environnement de dépôt.

On peut alors distinguer 3 types de kérogènes différents (Tissot et Welte, 1984) :

- **Type I** : kérogènes formés en environnement lacustre par l'accumulation de restes de certaines micro-algues dont les parois sont naturellement résistantes et de biomasse procaryotique fortement aliphatique et donc riche en hydrogène et pauvre en oxygène. C'est le kérogène qui produit le plus de composés volatiles et/ou extractibles lors de la pyrolyse et la plus grande quantité d'huile des 4 types de kérogènes. Le type I est caractérisé par de forts H/C et de faibles O/C. *Exemple : Green River Shales (Eocène, USA).*
- **Type II** : kérogènes formés dans un environnement marin ayant subi une dégradation bactérienne modérée. Le kérogène de type II est généralement lié à des sédiments marins où la matière organique est autochtone, dérivant d'un mélange de phytoplancton, de zooplancton et de micro-organismes (bactéries), et déposée dans un environnement réducteur. Le rendement de la pyrolyse de ce kérogène de type II est plus faible que celui du type I mais reste néanmoins important et très intéressant pour l'industrie pétrolière. Ce kérogène produit plutôt de l'huile mais peut également produire du gaz. Le type II présente des H/C relativement haut et O/C plus élevés que dans le type I. *Exemple : Schistes cartons du Toarcien inférieur (Bassin de Paris).*
- **Type III** : kérogènes formés par des débris de végétaux supérieurs terrestres, plus ou moins concentrés dans les sédiments. C'est le type de kérogène qui a le potentiel pétrologène le plus bas (en dehors du type IV). Le kérogène de type III produit plutôt du gaz et est caractérisé par de faibles H/C et de forts O/C (au moins pour les kérogènes immatures). *Exemple : Delta actuel de la Mahakam.* C'est ce type de matière organique qui va nous intéresser dans le cadre de cette thèse et qui sera étudié et développé dans ce manuscrit.

1.1.3.2. Variabilité de la composition des kérogènes

La composition atomique globale en éléments majeurs (C, H et O) permet de construire un graphique du ratio H/C versus O/C appelé diagramme de Van Krevelen (Figure 9). Ce diagramme permet de pour classer les kérogènes (Tissot et Welte, 1984). Ce diagramme a été utilisé en premier par Van Krevelen en 1961 afin de caractériser les charbons et leur houillification.



Type	Age and /or formation	Basin, country	
I	Green River shales (Paleocene - Eocene)	Uinta, Utah, U.S.A.	●
	Algal kerogens (Botryococcus, etc...)-Various oil shales		○
II	Lower Toarcian shales	Paris, France, W. Germany	*
	Silurian shales	Sahara, Algeria and Libya	■
	Various oil shales		*
III	Upper Cretaceous	Douala, Cameroon	◇
	Lower Mannville shales	Alberta, Canada	▲
	Lower Mannville shales (Mc Iver, 1967)	Alberta, Canada	▼

Figure 9 : Définition et classification des différents types de kérogènes à l'aide du diagramme de Van Krevelen (Tissot et Welte, 1984)

Bien que les kérogènes de type II et III soient les plus fréquents, les kérogènes peuvent présenter une variabilité entre le type I et III sur le diagramme de Van Krevelen (Figure 9). Ces variabilités peuvent s'expliquer par le type d'organismes présents, le mélange entre apports

marins et terrestres ainsi que les conditions de préservation. En outre, certains kérogènes, même marins, peuvent présenter de forts O/C probablement dus à une forte contribution de débris végétaux terrestres. Ces kérogènes sont situés dans la zone entre type II et type III sur le diagramme. Une dernière cause peut influencer sur la variabilité des kérogènes : la dégradation chimique et biochimique de la matière organique avant ou pendant son dépôt peut entraîner une baisse du H/C et une augmentation du O/C (Tissot et Welte, 1984). Un kérogène d'origine lacustre ou marine peut alors avoir une position dans le diagramme de Van Krevelen dans la zone des kérogènes d'origine continentale.

La relation entre les palynofaciès observés et la composition chimique des kérogènes est très complexe. Les débris végétaux terrestres sont normalement observés dans les kérogènes de type III. Les faciès amorphes sont le résultat de fortes altérations du constituant initial dont on ne peut déterminer l'origine. Dans la grande majorité des travaux, la matière organique amorphe est généralement associée à la dégradation du phytoplancton marin et est donc dérivée d'un kérogène de type II (Tyson, 1995). Même si beaucoup de matériel amorphe appartient au type II, une partie de ce matériel amorphe appartient sans aucun doute au type III (Tissot et Welte, 1984).

Un exemple de la variabilité de la matière organique amorphe des kérogènes est représenté sur le diagramme suivant (Figure 10). La répartition des ratios H/C versus O/C couvre l'ensemble du diagramme de Van Krevelen et montre clairement qu'il existe une variété d'origines pour la matière organique amorphe. Powell et al. (1982), en utilisant 58 des échantillons du Bassin de Beaufort-Mackenzie et des îles Arctiques canadiennes, ont montré un faible niveau de corrélation entre le contenu d'un matériau amorphe et l'analyse chimique du kérogène. Ceci est expliqué par la difficulté, voire l'impossibilité, à distinguer la matière organique amorphe pauvre en hydrogène et celle riche en hydrogène chimiquement et macroscopiquement (Tissot et Welte, 1984).

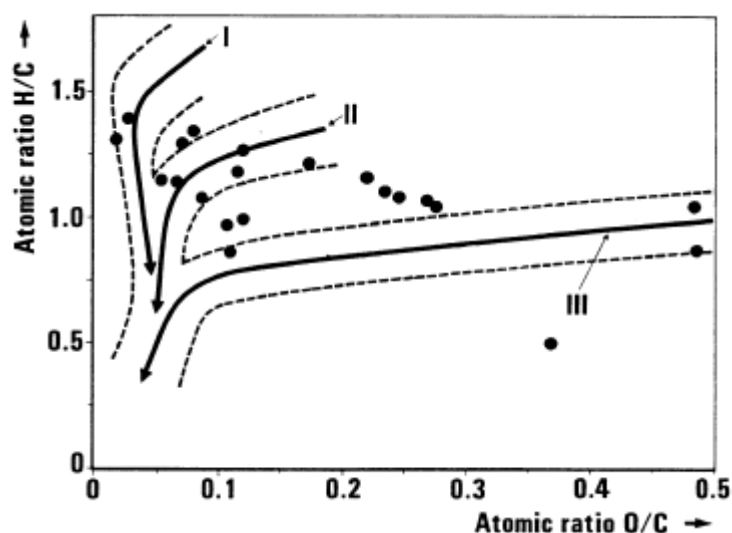


Figure 10 : Variabilité de la matière organique amorphe des kérogènes (d'après Powell et al., 1982).

1.2. Sédimentologie et préservation de la matière organique (type III)

Plusieurs facteurs sédimentaires jouent un rôle sur la sédimentation de la matière organique et sur sa préservation (Tyson, 1995). Certains facteurs vont favoriser ou non son occurrence, son transport et son dépôt dans les sédiments. Trois facteurs principaux vont contrôler les dépôts et la préservation de la matière organique : le taux de sédimentation, les conditions anoxiques et productivité (marine ou continentale, détaillé dans la première partie de ce chapitre) ; (Tyson, 2001, 2005 ; Bohacs *et al.*, 2005). D'autres paramètres vont impacter de façon plus modérée les dépôts de matière organique comme la granulométrie et le rôle des argiles (Keil, 1995 ; Thamban *et al.*, 1997 ; Kennedy *et al.*, 2002), la présence de bioturbation, la hauteur de la colonne d'eau (Van der Loeff, 1990) ou la remobilisation des sédiments par l'hydrodynamisme par exemple (Huc, 1988 ; Huc *et al.*, 1990 ; Tyson, 1995).

1.2.1. Impact du taux de sédimentation

Le taux de sédimentation est un facteur prépondérant dans l'accumulation et surtout dans la préservation de la matière organique (Ibach, 1982 ; Tyson, 2001 et 2005 ; Bohacs *et al.*, 2005). En effet, un taux de sédimentation important (de 10 à 100 cm.ka⁻¹) enfouit rapidement la matière organique et limite ainsi la présence de la matière organique dans le milieu oxydant marin et lui permet de traverser plus rapidement les différentes zones de dégradation aérobie et anaérobie. Ainsi, dans des conditions oxiques à dysoxiques, le taux d'accumulation du carbone organique et le taux de sédimentation sont corrélés positivement (Müller et Suess, 1979; Emerson, 1985 ; Ingall et Van Cappellen, 1990; Rabouille et Gaillard, 1991; Tyson, 1995). Cette corrélation devient négative lorsque les taux de sédimentation sont trop importants (supérieurs à 100 cm.ka⁻¹) et qui entraînent alors une forte dilution des particules organiques dans l'importante quantité de particules minérales (Bordenave, 1993). Ceci a pour effet de diminuer la teneur en carbone organique du sédiment concerné (Tyson, 1995, 2001 et 2005 ; Bohacs *et al.*, 2005). Cet effet de dilution est variable en fonction du type de sédiment et de l'environnement (Aller et Mackin, 1984 ; Doyle et Garrels, 1985 ; Tyson, 2005) et est difficile à quantifier pour des sédiments anciens à cause notamment de la compaction (Tyson, 1995).

1.2.2. Impact de la granulométrie et rôle des argiles

La granulométrie est un facteur qui influence le contenu en matière organique dans les sédiments. Il a été observé que le contenu organique dans les sédiments des marges augmente lorsque les sédiments deviennent plus fins (Trask, 1939 ; Thamban *et al.*, 1997). Les argiles contiennent deux fois plus de matière organique que les silts, et quatre fois plus que les sables fins (Tyson, 1995). Les valeurs de TOC sont donc inversement corrélées avec le contenu en sable (Bornhold and Yorath, 1984 ; Syvitski *et al.*, 1990). Il a été récemment montré que cette corrélation entre la taille des grains et le TOC est liée à la surface spécifique des particules fines. En effet, pour une masse ou un volume donné, plus les grains sont fins, plus la surface spécifique

est importante. La matière organique peut alors être absorbée sur ces surfaces (Keil et Hedges, 1993 ; Bergamaschi *et al.*, 1997). Plus la surface spécifique est grande plus le contenu en carbone organique est grand, cela a notamment été montré dans l'Amazonie (Figure 11).

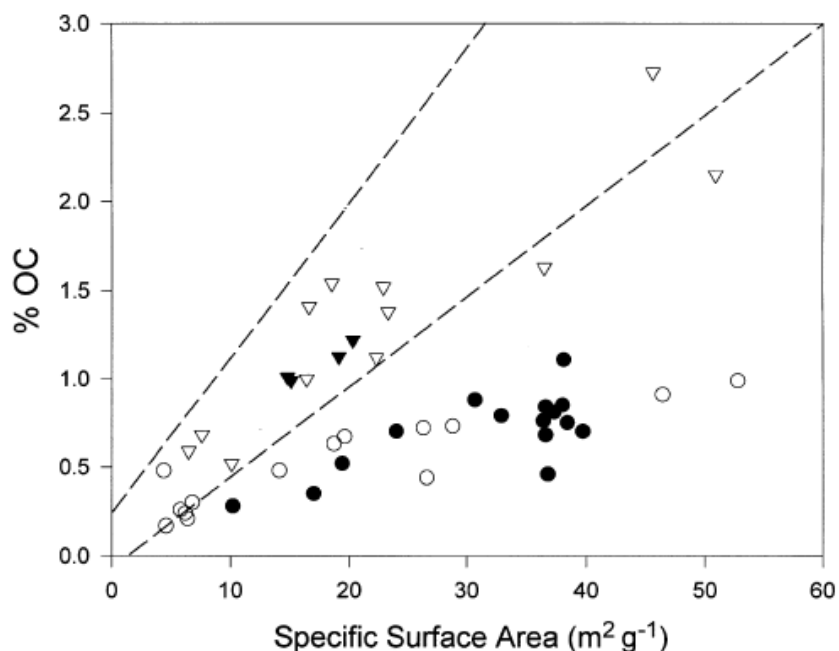


Figure 11 : Pourcentage en carbone organique en fonction de la surface spécifique de l'Amazonie (Keil *et al.*, 1997)

De plus, un sédiment de faible granulométrie est peu perméable, les eaux interstitielles sont alors peu renouvelées, ce qui limite l'oxydation et la dégradation de la matière organique présente dans le sédiment (Webb, 1958 ; Fenchel et Riedl, 1970 ; Christiansen and Lomholt, 1980 ; Gray, 1981 ; Miller, 1984 ; Tyson, 1995).

1.2.3. Impact du front redox

Le front redox, aussi appelé chimocline (transition entre les niveaux à conditions oxydantes et les niveaux à conditions réductrices où la sulfato-réduction est prépondérante), est très proche de l'interface eau-sédiment sur le fond marin. Ce seuil est franchi en quelques dizaines de centimètres sous l'interface eau-sédiment dans les sables et en quelques centimètres voire seulement quelques millimètres dans les sédiments argileux pélagiques. En dessous de ce front Redox, les eaux et les sédiments sont dans un environnement anoxique, il n'y a plus d'oxygène dissous et donc plus d'oxydation. Un environnement anoxique, comme expliqué précédemment, limite très fortement la dégradation de la matière organique et en fait donc un environnement propice pour sa préservation dans le temps si toutefois ces conditions sont conservées (Demaison et Moore, 1980).

Dans des conditions dysoxiques et anoxiques, différents paramètres vont favoriser la préservation de la matière organique. L'environnement le plus favorable à la préservation de la

matière organique est le milieu anoxique ou euxinique. Les conditions anoxiques jouent un double rôle et sur la possibilité de déposer la matière organique et sur sa préservation.

1.2.4. Impact de l'anoxie

Les *black-shales* déposées en conditions dysoxiques (présence d'oxygène mais en faible concentration) à anoxiques sont les prospects majeurs de roche mère pour les pétroliers. En effet, ces faciès contiennent le plus de matière organique à huile et produisent les plus grands rendements d'hydrocarbures. Demaison (1993), estime que 89% des réserves mondiales de pétrole proviennent de faciès dysoxiques à anoxiques. Il y a donc un lien clair entre la qualité et l'abondance de la matière organique et les conditions paléoenvironnementales dysoxiques à anoxiques (Tyson, 1995). Néanmoins le rôle de la production primaire sur le développement d'environnements anoxiques reste controversé (Tyson, 1987 ; Pedersen et Calvert, 1990 ; Hay, 1995) sauf dans le cas des environnements à zones à oxygène minimum (ZOM) décrites précédemment où la faible concentration en oxygène sous la pycnocline est une conséquence directe d'une forte productivité primaire (Parrish, 1982 ; Baron, 1985 ; Tyson, 1995). Les faciès présentant une vraie anoxie, sont généralement de meilleures roches mères que les faciès suboxiques à dysoxiques des zones à oxygène minimum (Tyson, 1995).

Ces conditions anoxiques peuvent être observées dans plusieurs environnements (Figure 12) tels que les lacs stratifiés, les marais côtiers, les plaines deltaïques, les bassins restreints de plateforme type Mer Noire ou très profonds (Brooks et al., 1987).

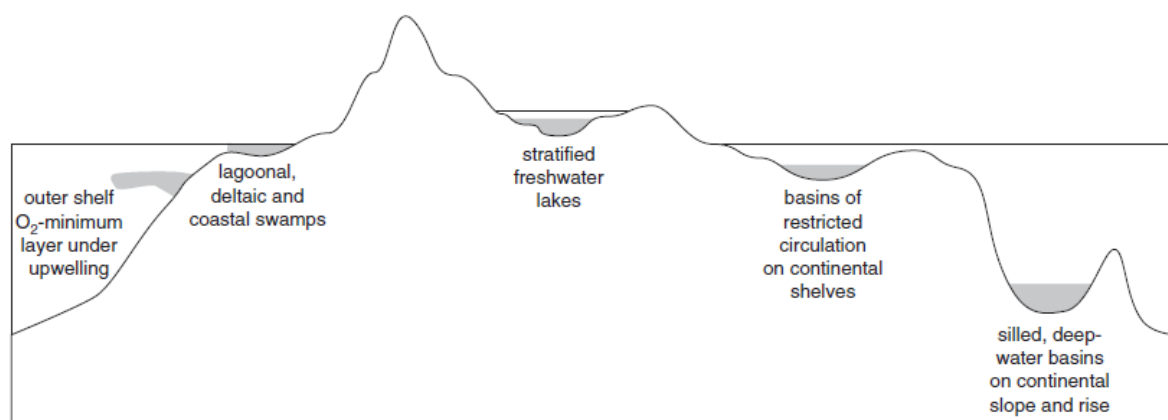


Figure 12 : Environnements pauvres en oxygène associés aux dépôts de sédiments riches en matière organique (Brooks et al., 1987)

Dans le cas des sédiments des marges continentales et des bassins profonds (Pelet, 1983), il faut considérer les conditions d'oxygénation et redox de la colonne d'eau sur l'efficacité de la préservation de la matière organique. Ces conditions jouent un rôle important sur la préservation de la matière organique et le TOC, parfois plus que les conditions d'oxygénation à l'interface eau-sédiment (Tyson, 1995). Si la colonne d'eau est anoxique, la matière organique va être alors moins dégradée durant son transport vers le sédiment. En effet, les forts taux de sulphato-réduction

observés dans les bassins anoxiques sont positivement corrélés avec l'épaisseur de la colonne d'eau anoxique (Glenn et Arthur, 1985 ; Canfield, 1989 ; Hollander *et al.*, 1990).

Néanmoins certains auteurs (Richards, 1976 ; Henrichs et Reeburgh, 1987 ; Canfield, 1989 ; Jahnke, 1990a; Cowie et Hedges, 1992) pensent que l'anoxie de la colonne d'eau n'a aucun effet sur la préservation de la matière organique et le TOC sur le long terme. Une anoxie de la colonne va en revanche indubitablement ralentir le taux de dégradation de la matière organique à court et moyen terme (Tyson, 1995).

1.2.5. Impact de la bioturbation

Une meilleure préservation de la matière organique dans les environnements dysoxiques à anoxiques est souvent liée à l'absence ou à la très faible bioturbation. En effet, lorsque la concentration de l'oxygène dissous diminue, l'abondance, la taille et l'activité des organismes benthiques diminuent (Tyson et Pearson, 1991 ; Tyson, 1995). Lorsque la concentration de l'oxygène devient trop faible, la bioturbation est absente (Douglas, 1981). Lorsque la bioturbation est importante, le sédiment est complètement repris et les laminations disparaissent (Demaison et Morre, 1980; Tyson, 1995). Les organismes vivants dans le sédiment oxygènent les sédiments par la création de leurs terriers et consomment la matière organique. On peut donc dire que plus la bioturbation diminue, plus la préservation et le TOC vont augmenter.

1.2.6. Impact des conditions hydrodynamiques

Les conditions hydrodynamiques, et donc la granulométrie du sédiment, déterminent systématiquement si et où la matière organique peut être déposée ((Huc, 1988; Huc *et al.*, 1990). L'hydrodynamisme du milieu joue donc un rôle important sur les valeurs de TOC. Les dépôts de matière organique ne se feront pas si les courants sont trop forts ou les sédiments trop grossiers, et cela même en conditions dysoxiques à anoxiques (Krissek et Scheidegger, 1983 ; O'Brien *et al.*, 1990 ; Paropkari *et al.*, 1992). Granulométrie et hydrodynamisme sont deux paramètres liés qui ont un contrôle évident sur les dépôts de matière organique.

1.2.7. Stratigraphie séquentielle de la matière organique

Selon les environnements dépôt la matière organique va se déposer préférentiellement dans différents séquence stratigraphique. Le cortège transgressif présente une décroissance nette et régulière des apports organiques continentaux lié à la remontée du niveau marin. La surface d'inondation max (MFS) est caractérisé par le minimum de la fraction continentale et souvent par le maximum de préservation de la matière organique marine (condensations sédimentaires les plus marquées). C'est dans ces séquences condensées déposées en conditions anoxiques que l'on trouve, généralement, les sédiments les plus riches en matière organique (Van Wagoner et al. 1990), c'est en partie liée à la faible dilution de la matière organique dans le sédiment (Tyson, 2001, 2005 ; Bohacs *et al.*, 2005). Ainsi, même si la productivité primaire est faible, la faible dilution permettra des dépôts de sédiments riches en matière organique. Néanmoins, si la séquence condensée ne coïncide pas avec la période de dysoxie ou d'anoxie, alors

cette séquence ne contiendra pas les valeurs de TOC les plus élevées (Curiale et al, 1992). Dans les environnements oxiques, les TOC seront alors plus faibles. Les valeurs plutôt élevées de TOC dans un environnement oxique peuvent être seulement trouvées dans les cortèges de haut niveau marin (HST) ou les cortèges de bas niveau marin (LST) où la matière organique sera principalement continentale (Tyson, 1995).

1.3. Analyse de la matière organique

La matière organique peut être analysée selon différentes méthodes. Il est possible d'analyser la composition chimique, le potentiel pétrolier ou encore d'analyser optiquement les éléments constituants de la matière organique.

Dans cette partie, les méthodes abordées sont celles qui seront utilisées dans le cadre de cette thèse. Les résultats et interprétations obtenus à partir de ces méthodes seront développés dans le chapitre 5 de ce manuscrit.

1.3.1. Les méthodes d'analyse par pyrolyse Rock-Eval et ses limites

1.3.1.1. Principe et méthodologie de la pyrolyse Rock-Eval

Cette analyse effectuée grâce au Rock-Eval permet de déterminer le taux de Carbone Organique Total contenu dans une roche (COT ou TOC pour Total Organic Carbon) et donc le potentiel pétrolier ou qualité pétrolière d'une roche. L'enregistrement des effets de la pyrolyse sur l'échantillon de roche étudié produit une courbe grâce à des mesures de gaz libérés au cours de la montée en température (Espitalié *et al.*, 1985).

La méthode de pyrolyse Rock-Eval (Figure 13) consiste à chauffer avec un courant de gaz inerte (azote) une petite quantité de la roche broyée en poudre (100mg). Deux étapes de chauffe se succèdent avec un premier isotherme à 300°C puis un second à 650°C avec une montée en température de 25°C par minute. Pendant le premier palier, à 300°C, les hydrocarbures libres, ceux déjà présents dans la roche, sont volatilisés. Ce premier événement est marqué par l'enregistrement d'un premier pic, le pic S1. Entre 300°C et 650°C, les composés lourds (supérieurs à C40) sont à leur tour volatilisés et forment un second pic sur l'enregistrement, le pic S2. La détection des produits libérés pendant cette pyrolyse se fait par ionisation de flamme. Le troisième, le pic S3, est formé par la mesure du CO et du CO₂ issus du craquage du kérogène et piégés jusqu'à 390°C. L'échantillon pyrolysé est ensuite introduit par un passeur automatique dans un four d'oxydation où l'échantillon sera chauffé de 300 à 850°C sous courant d'air. Le CO et le CO₂ produits sont détectés en continu par un détecteur IR (Infrarouge) et les courbes sont déconvoluées pour déterminer la part de carbone organique résiduelle de celle provenant du craquage thermique des carbones (Behar *et al.*, 2001).

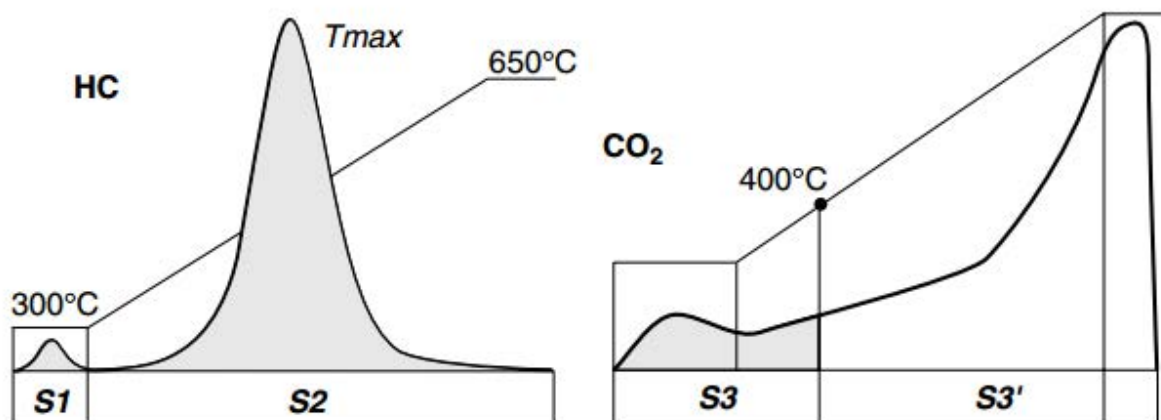


Figure 13 : Pics S1, S2 et S3 issues de la pyrolyse Rock-Eval 6 (Behar, 2001)

Plusieurs données et paramètres sont issus de cette analyse :

- S1 (mg.g-1) : Quantité d'hydrocarbures déjà présents dans la roche
- S2 : Quantité de produits hydrocarbonés issus du craquage du kérogène et donc d'huile que le kérogène pourrait fournir lors d'une augmentation de température.
- S3 (mgCO₂.g-1) : Quantité de CO₂ issue du craquage de la matière organique.
- S4 : Teneur en carbone organique résiduel mesurée par oxydation.
- Tmax (°C) : Température atteinte par le four au sommet du pic S2, au moment du maximum de production des hydrocarbures. Plus une matière organique a subi une température forte au cours de son histoire géologique, plus la valeur de Tmax sera élevée. Le Tmax est donc un indicateur de la maturation de la matière organique et de la maturité de la roche dans laquelle elle est présente.

Plusieurs données sont calculées à partir des paramètres précédemment enregistrés par la pyrolyse Rock-Eval :

- COT (Carbone organique total, %) : Teneur en carbone organique total calculée par la somme de la quantité de carbone pyrolysé et de carbone organique résiduel. La quantité de carbone pyrolysé est déduite de la quantité totale d'hydrocarbures additionnée à la quantité de composés polaires par application d'un facteur multiplicatif obtenu par calibration de l'appareil.
- Potentiel pétrolier de la roche (kg HC.t-1) : S1 + S2
- IH (Index d'hydrogène, mg HCg-1 COT): $IH = (S2/COT) \times 100$. L'index d'hydrogène représente la teneur en hydrogène du kérogène, il a la même signification que le rapport H/C de la composition chimique élémentaire de la matière organique dans le diagramme de Van Krevelen.
- IO (Index d'oxygène, mg CO₂.g-1 COT): $IO = (S3/COT) \times 100$. L'index d'oxygène représente la teneur en oxygène du kérogène et est comparable au rapport O/C du kérogène.

Les Index d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO) permettent de déterminer l'origine de la matière organique. Ces deux valeurs sont liées à la quantité d'hydrogène ou d'oxygène présent, chaque type de kérogène y étant relié. Les diagrammes IH/IO montrent alors une distribution des

kérogènes similaire à celle du diagramme de Van Krevelen et est appelé pseudo-diagramme de Van Krevelen (Figure 14).

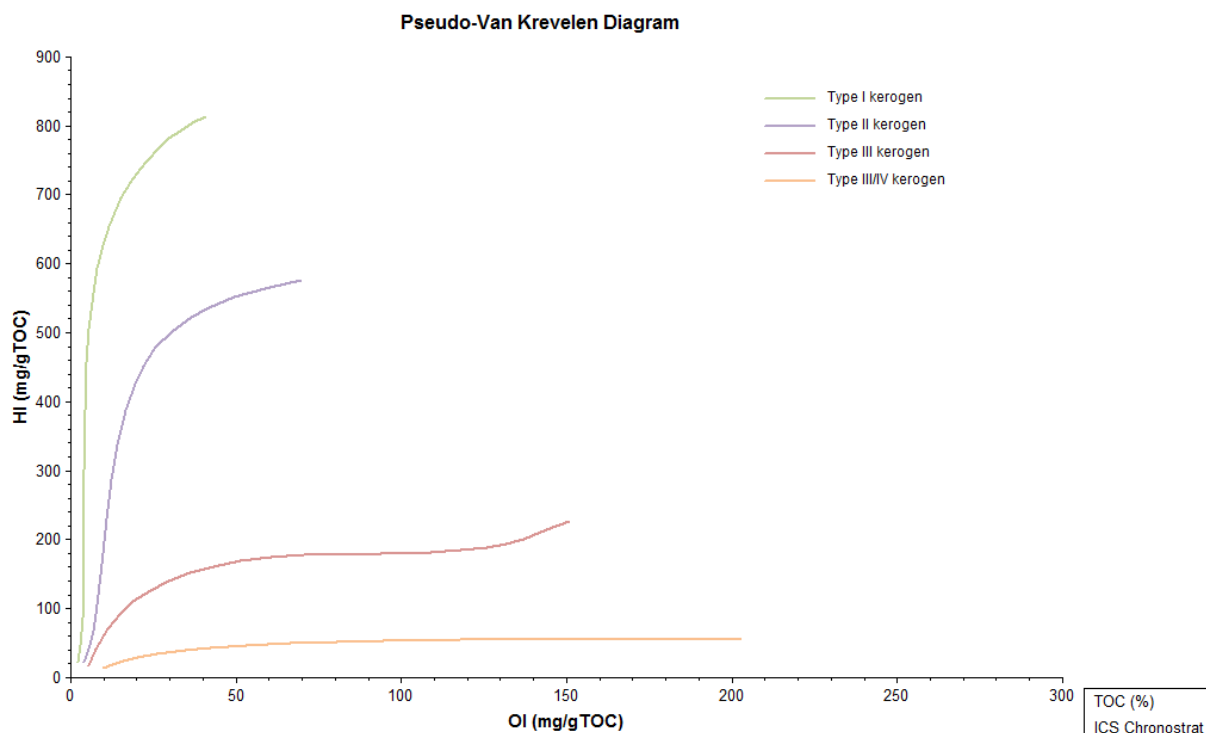


Figure 14 : Diagramme Pseudo-Van Krevelen (HI/OI)

1.3.1.1 Interprétation des résultats de la pyrolyse Rock-Eval

Certains résultats issus de la méthode d'analyse Rock-Eval sont à utiliser avec précaution. En effet, deux paramètres importants peuvent influencer sur ces résultats et créer des artefacts. Les valeurs de carbone organique total (TOC) peuvent être affectées par deux paramètres (Tyson, 1995 ; Behar, 2015, communication orale) : l'effet de matrice minérale et la contamination par les carbonates.

Il y a donc un contrôle de qualité à effectuer sur les valeurs de TOC obtenues et cela seulement pour le cas de roches immatures ; ce contrôle de qualité ne fonctionne pas sur des roches matures. Le premier diagnostic est de déterminer le régime thermique de la zone étudiée, c'est-à-dire d'estimer où se situe la fenêtre à huile et d'évaluer, lorsque c'est possible, l'érosion locale et régionale afin de connaître au mieux le taux d'enfouissement de la roche analysée.

1.3.1.1.1. L'effet de matrice minérale

Le premier modificateur des résultats de la pyrolyse Rock-Eval est l'effet de matrice minérale (aussi appelé MME : Mineral Matrix Effect of clays) peut se produire dans les environnements argileux, on ne rencontre pas cet artefact dans les environnements carbonatés (Espitalié et Tissot, 1984). Les argiles catalysent le craquage thermique du kérogène qui va se

décomposer plus rapidement. Dans le Rock-Eval, on commence à catalyser et à déshydrater les argiles avant 300°C, c'est-à-dire avant le début de la décomposition du kérogène. On transforme alors les argiles naturelles en argiles sèches. Un des produits de la pyrolyse Rock-Eval, la valeur du pic S2, sera alors modifié par cet effet catalyseur. Les valeurs de l'index d'hydrogène (IH) sont calculées à partir du rapport de la valeur du S2 sur la valeur du TOC ($IH=(S2/TOC)\times 100$) (Behar, 2001) et vont donc être modifiées. Lorsque les valeurs de TOC sont inférieures à 3%, la valeur de HI va être fortement modifiée. Le diagnostic sur des TOC inférieur à 3% peut alors être faux dans le cas d'un environnement argileux. De plus, lorsque le TOC diminue, l'effet catalyseur des argiles augmente. Dans le cas d'un effet de matrice, et lorsque c'est possible, il faut alors refaire les analyses Rock-Eval sur le kérogène initial.

1.3.1.1.2. La contamination des carbonates

Le second paramètre qui peut modifier les résultats du Rock-Eval est la contamination des carbonates. Les carbonates se décomposent après avoir dépassé les 400°C. La contamination des carbonates se fait même pour des faibles teneurs en carbonate (autour de 10%). C'est la décomposition de ces carbonates qui va influencer sur les valeurs de l'Index d'Oxygène (OI), calculées à partir des valeurs de S3 ($OI=(S3/TOC)\times 100$) (Behar, 2001). Les valeurs d'Index d'Oxygène seront mauvaises pour les valeurs de TOC inférieures à 2%. Pour les mêmes raisons que pour l'effet de matrice minérale, lorsque les valeurs de TOC baissent, l'effet de la contamination des carbonates augmentent.

1.3.2. L'analyse macérale et les palynofaciès

1.3.2.1 Définition

Le terme « macéraux » a été introduit par Stopes (1935) afin de décrire les constituants présents et reconnaissables dans les charbons. L'analyse macérale est l'une des premières méthodes d'étude mise au point pour étudier la matière organique sédimentaire (Spackman, 1958). Cette méthode a pour objectif de distinguer les différents constituants organiques (macéraux) et leur état de préservation. Ces macéraux, éléments issus des végétaux supérieurs, subissent la houillification, qui est la succession des processus de transformation des débris végétaux en [charbon](#) (Benett *et al.*, 1983)

Par définition, les macéraux sont des éléments microscopiques qui constituent les charbons. Cette méthode distingue les constituants organiques (macéraux) et leur degré d'évolution d'après leur aspect et leur réflectance en lumière réfléchi à la surface de sections polies. Les macéraux sont rassemblés en 3 groupes en fonction de leurs propriétés optiques (réflectance et fluorescence) et du composant végétal dont ils dérivent (ICCP, 1963 ; Stach *et al.*, 1982 ; Bustin *et al.*, 1985 ; Tyson, 1995):

- Groupe Vitrinite-Huminite : matériaux ligno-cellulosiques gélifiés.
- Groupe Exinite-Liptinite : algues, spores, grains de pollen, cuticules de feuilles, résines et autres sécrétions végétales.

- Groupe Inertinite : macéraux ayant subi une forte altération pré-, syn- ou post-sédimentaire, essentiellement oxydante. Leurs précurseurs sont des débris de plantes, restes de champignons ou fragments carbonisés.

1.3.2.2 Les palynofaciès

Le concept de palynofaciès a pour la première fois été introduit par Combaz en 1964. L'analyse palynofaciès est l'image microscopique globale des constituants organiques d'une roche. On l'obtient après élimination des éléments inorganiques (minéraux) par des attaques acides successives, concentration et montage dans des conditions standard de préparation de lames minces. Différentes étapes importantes se succèdent pour le montage d'une lame mince destinée à analyser des palynofaciès d'un échantillon. La toute première étape est de préparer le sédiment de l'échantillon en le concassant pour le transformer en gravier. Le broyage ne doit pas être trop important pour ne pas altérer ou détruire les particules de matière organique mais il doit néanmoins être suffisant pour permettre l'efficacité des attaques acides qui vont suivre. La première attaque acide se fait avec de l'acide chlorhydrique (HCl) à 35% afin de décarbonater l'échantillon. La seconde se fait avec de l'acide fluorhydrique (HF) à 70% et a pour but de détruire les silicates présents dans l'échantillon. La troisième et dernière attaque acide se fait à nouveau avec de l'acide chlorhydrique (HCl) à 35% mais cette fois-ci chauffé afin de détruire les fluorosilicates qui pourraient se former lors des deux premières attaques acides. Ces attaques acides terminées, on rince plusieurs fois l'échantillon à l'eau déminéralisée, on peut ensuite monter les lames minces.

L'observation des palynofaciès est une analyse intégrée de tous les aspects de l'assemblage organique d'une roche, plusieurs aspects des particules de matière organique vont alors être décrits (Tyson, 1995, Combaz, 1980) : identification de chacune des particules et de leur origine, détermination de leur proportion les unes par rapport aux autres dans un échantillon (proportions relatives), leur taille et leur état de préservation. On tente alors d'intégrer les différents aspects de l'assemblage organique d'un sédiment. La présence, l'absence, la richesse ou la pauvreté des différents constituants des lames minces donne des informations sur les environnements de dépôts de cette matière organique ainsi que sur son état de préservation (Tyson, 1995).

Les constituants des palynofaciès sont divisés en trois groupes (Combaz, 1964) : 1) les palynomorphes, qui regroupent les microfossiles organiques (végétaux et animaux) tels que par exemple les spores et pollens, les phytoplanctons ou encore les algues, 2) les phytoclastes qui regroupent les débris de végétaux supérieurs plus ou moins altérés et 3) la matière organique amorphe (MOA) qui est formée par des constituants organiques trop altérés pour pouvoir en définir la forme, la structure ou son origine.

Ces 3 groupes peuvent être subdivisés en d'autres groupes : éléments structurés ou non, matériel amorphe ou semi-amorphe, charbon etc... (Pocock, 1982). Il est possible d'adapter ces groupes en fonction du type et de l'objectif de l'étude.

Selon Tyson (1995), la meilleure définition d'une analyse de palynofacies est « l'étude palynologique d'un environnement de dépôt et d'un potentiel de roche mère basé sur l'assemblage total de particules de matière organique ».

1.3.3. L'analyse des éléments majeurs et traces

L'analyse des éléments majeurs et des éléments traces présents dans les sédiments permet d'obtenir des informations paléoenvironnementales (Tribovillard, 2006). Ces analyses apportent des indications sur les paléo-conditions redox, les conditions d'anoxie au moment du dépôt ou encore sur les variations de productivité primaire.

1.3.3.1 Marqueurs du détritisme

Plusieurs éléments traces et majeurs marquent les apports détritiques dans un bassin. Les deux marqueurs principaux du détritisme sont Zr et le Ti, mais on peut également utiliser d'autres concentrations d'éléments comme Al_2O_3 , K ou Mg (Tribovillard *et al.*, 2006 ; Martinez *et al.*, 2009). Lorsque les sédiments sont fortement enrichis en Zr et Ti notamment, cela marque une augmentation du détritisme dans le bassin. Des enrichissements en K et Mg peuvent être également être utilisés. Les éléments traces marqueurs de détritisme peuvent également être utilisés pour déterminer quelles sont les zones drainées et érodées (Grimes *et al.*, 2007 ; März *et al.*, 2010 ; Martinez *et al.*, 2009). Il est possible d'utiliser Si pour marquer le détritisme mais cet élément peut également marquer la paléo-productivité, il faut donc l'utiliser avec précautions et surtout en association avec des données concernant la productivité primaire (März *et al.*, 2010).

Les concentrations en terres rares (REE) peuvent également donner des informations quant à l'origine détritique ou authigène des sédiments. Ces concentrations sont normalisées par rapports aux concentrations de l'Argile Australienne Post-Archéenne (PAAS, Taylor and McLennan, 1985) car elle est représentative de la composition de la croûte continentale supérieure (Taylor and McLennan, 1985 ; McLennan, 2001). La mesure des terres rares légères (LREE) correspond à la somme des éléments La, Pr et Nd (normalisés au PAAS), les terres rares moyennes (MREE) sont obtenues par la somme des éléments Gd, T, Dy et enfin les terres rares lourdes (HREE) sont issues de la somme des éléments Tm, Yb et Lu afin de calculer les rapports HREE/LREE et MREE/MREE* (équivalent à $MREE/[HREE+LREE/2]$) comme définis dans les travaux de Martin *et al.*, (2010). Ce rapport permet de connaître l'origine détritique ou authigène des échantillons.

1.3.3.2. Marqueurs d'environnements anoxiques et euxiniques

L'association de différents éléments traces montrent différentes sensibilités aux variations des conditions redox d'un milieu (Tribovillard, 2006).

Cr, U et V sont réduits et accumulés en condition de dénitrification, alors que Ni, Co, Cu, Zn, Cd et Mo sont accumulés principalement en condition de sulfato-réduction. En se basant sur

ces deux groupes d'éléments traces il est possible d'évaluer les paléo-conditions redox dans le milieu (Tribovillard, 2006).

Dans le cas d'un enrichissement en U et V sans Mo, on peut interpréter l'environnement comme étant suboxique à anoxique et sans H₂S. Lors d'un enrichissement en U, V et également en Mo le milieu est alors interprété comme euxinique à l'interface eau-sédiment ou dans la colonne d'eau (Algeo et Maynard, 2004 ; Tribovillard, 2006). Il faut noter qu'il est possible de perdre de l'uranium s'il y a réoxygénation du milieu après le dépôt (Tribovillard, 2006).

1.3.3.3. Marqueurs de paléoproduktivité

En plus de leurs sensibilités aux variations des conditions redox, les éléments traces sont liés à la matière organique (Tribovillard, 2006).

Contrairement à l'uranium et au vanadium, le nickel et le cuivre sont apportés dans les sédiments en association avec la matière organique (complexes organo-métalliques). Si, Ni et Cu n'ont pas été consommés lors de la décantation des particules organiques, ils ne sont pas significativement enrichis dans les sédiments et ce même si les conditions réductrices se développent rapidement. On peut donc dire qu'une teneur élevée en Ni et Cu indique qu'un flux important de matière organique a apporté ces deux éléments dans les sédiments et que les conditions réductrices étaient bonnes ce qui a permis au Ni et Cu de fixer dans le sédiment (Tribovillard, 2006). De plus, le Ni et Cu peuvent être présents dans les sédiments sous forme de pyrite le plus souvent, tandis que la matière organique peut être dégradée par l'activité bactérienne. Le Ni et le Cu peuvent donc être indicateurs de présence de matière organique au moment du dépôt et qui a pu être consommée ensuite et n'est donc plus présente (Tribovillard, 2006). Concernant Si, elle peut être apportée dans les sédiments par le détritisme, ou être présente dans les sédiments sous la forme d'opale biogénique précipitée à partir de la présence de micro-organismes siliceux en quantité importante (März, 2010).

Grâce à l'interprétation des teneurs en éléments traces précédemment il est possible de déterminer si un environnement de dépôt était anoxique (U et V) ou euxinique (U, V et Mo) et en présence (Si, Ni et Cu) ou non (pas d'enrichissement en Si, Ni et Cu) de matière organique (Tribovillard, 2006). Dans ce dernier cas, on en déduit que l'anoxie n'a pas été déclenchée par une intense dégradation de l'OM mais plutôt par le renouvellement d'eaux en conditions restreintes ou même une stagnation des masses d'eaux (Riquier *et al.*, 2005; Tribovillard, 2004).

Chapitre 2 : Contexte géologique du Bassin de Beaufort-Mackenzie

2.1. Contexte géologique du Bassin Arctique et du Bassin de Beaufort Mackenzie durant le Tertiaire

2.1.1. Le Bassin Arctique

Le Bassin océanique Arctique est situé au niveau du pôle Nord de la Terre. Il est formé par l'ensemble des mers situées entre le pôle Nord et le nord de l'Europe, de l'Asie et de l'Amérique. Il communique aujourd'hui avec l'Océan Atlantique nord par la mer de Barents et le détroit de Fram et avec l'Océan Pacifique par le détroit de Béring (Figure 15).

Le bassin océanique Arctique est actuellement formé par deux grands bassins : le Bassin Amériasien d'âge mésozoïque et le Bassin Eurasien d'âge cénozoïque, tous deux séparés par la Ride de Lomonosov (Figure 15).

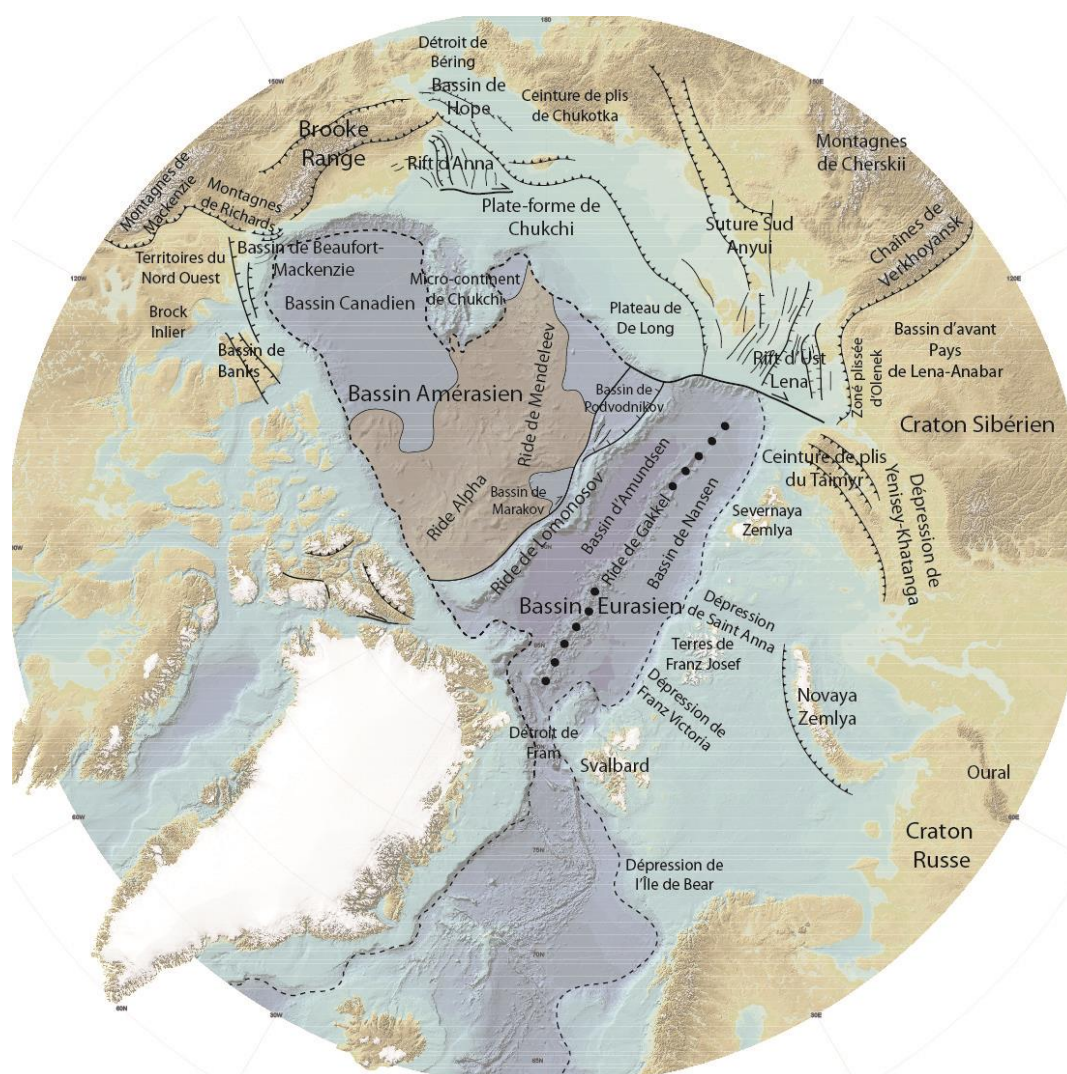


Figure 15 : Le Bassin Arctique : structures majeures et sous-bassins (fond de carte d'après données internes TOTAL et compilation bibliographique pour les structures).

2.1.2. Localisation et géologie du Bassin de Beaufort Mackenzie

Le bassin de Beaufort-Mackenzie (Beaufort Mackenzie Basin, souvent nommé BMB) est localisé sur la marge passive de l'Arctique Canadien dans le Bassin Arctique et fait partie de la région sud du Bassin Canadien (Figure 15 et Figure 16). La marge passive de l'Arctique Canadien s'étend des Monts British à l'ouest jusqu'aux cotes de l'île de Banks à l'est, en passant par le Delta de Mackenzie et la péninsule de Tuktoyaktuk (Figure 16). Dans sa partie sud, le BMB est bordé par plusieurs chaînes de montagnes : la chaîne des Brooks et les Monts British à l'ouest, les Monts Richardson au sud-ouest et la chaîne des Rocheuses plus au sud (Figure 16). La partie à terre du BMB est formée par trois zones présentant des physiographies différentes : à l'ouest, des chaînes de montagnes (chaîne des Brooks, les Monts British et les Monts Richardson) avec une plaine côtière étroite, au centre un delta et à l'est des plaines sans reliefs (Territoires du Nord-Ouest) (Figure 16). La plateforme est large de 120km au niveau du Delta de Mackenzie et de moins de 80 kilomètres dans la zone ouest du BMB (Dixon, 2008).



Figure 16 : Localisation du Bassin de Beaufort-Mackenzie (carte d'après Google Earth Pro).

Le BMB est un bassin sédimentaire très déformé (Figure 17). Ces déformations sont liées à plusieurs événements tectoniques qui se sont succédé au cours de son histoire et qui seront détaillés plus tard dans ce chapitre. On peut séparer le BMB en plusieurs zones selon les déformations qui y dominent (Figure 17):

- la zone sud-ouest du bassin (en vert, Figure 17), appelée « Chaîne de plis de Beaufort » (ou plus communément *Beaufort Fold Belt* en anglais). Les chevauchements sont nombreux et caractéristiques de cette zone. Les chevauchements sont à vergence nord et ont une forme arquée suivant celle de la chaîne des Brooks (Figure 17).

- la zone nord-ouest du bassin (en bleu, Figure 17), appelée « Chaîne de plis tertiaires » (ou plus communément *Tertiary Fold Belt* en anglais). Cette chaîne de plis se situe au nord de ceinture de plis de Beaufort et en est la continuité dans la partie distale du bassin. Cette ceinture est parallèle à la partie ouest de la marge passive de l'Arctique Canadien. Les plis formant cette ceinture sont parallèles, linéaires et allongés (Figure 17).

- la zone est du bassin est bordée par des grandes failles normales dans la partie proximale du bassin (en jaune, Figure 17). Les zones de failles de Taglu et d'Eskimo Lake sont situées de part et d'autre de la fosse de Kugmallit et s'étendent depuis le sud du BMB jusqu'au nord-est au-delà de la plateforme Arctique (Figure 17).

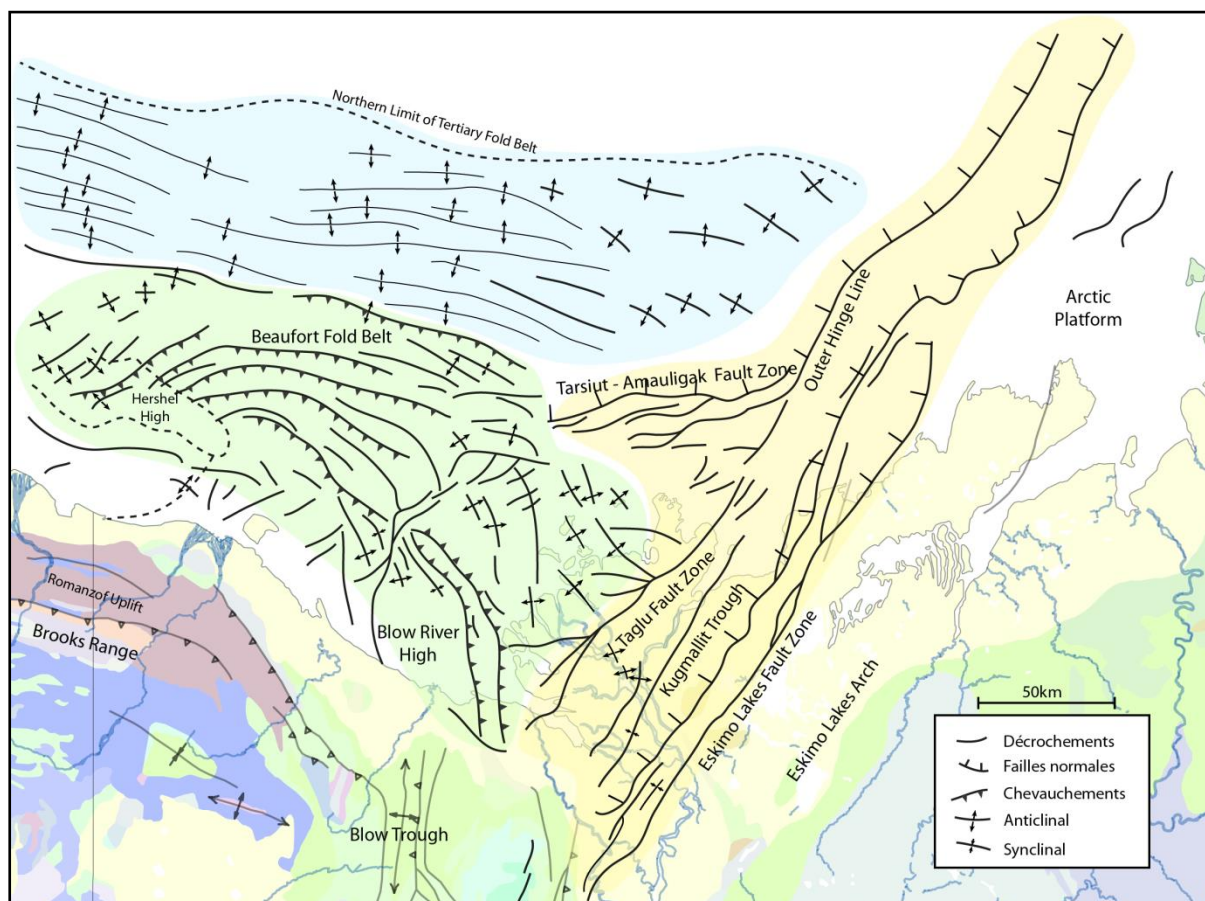
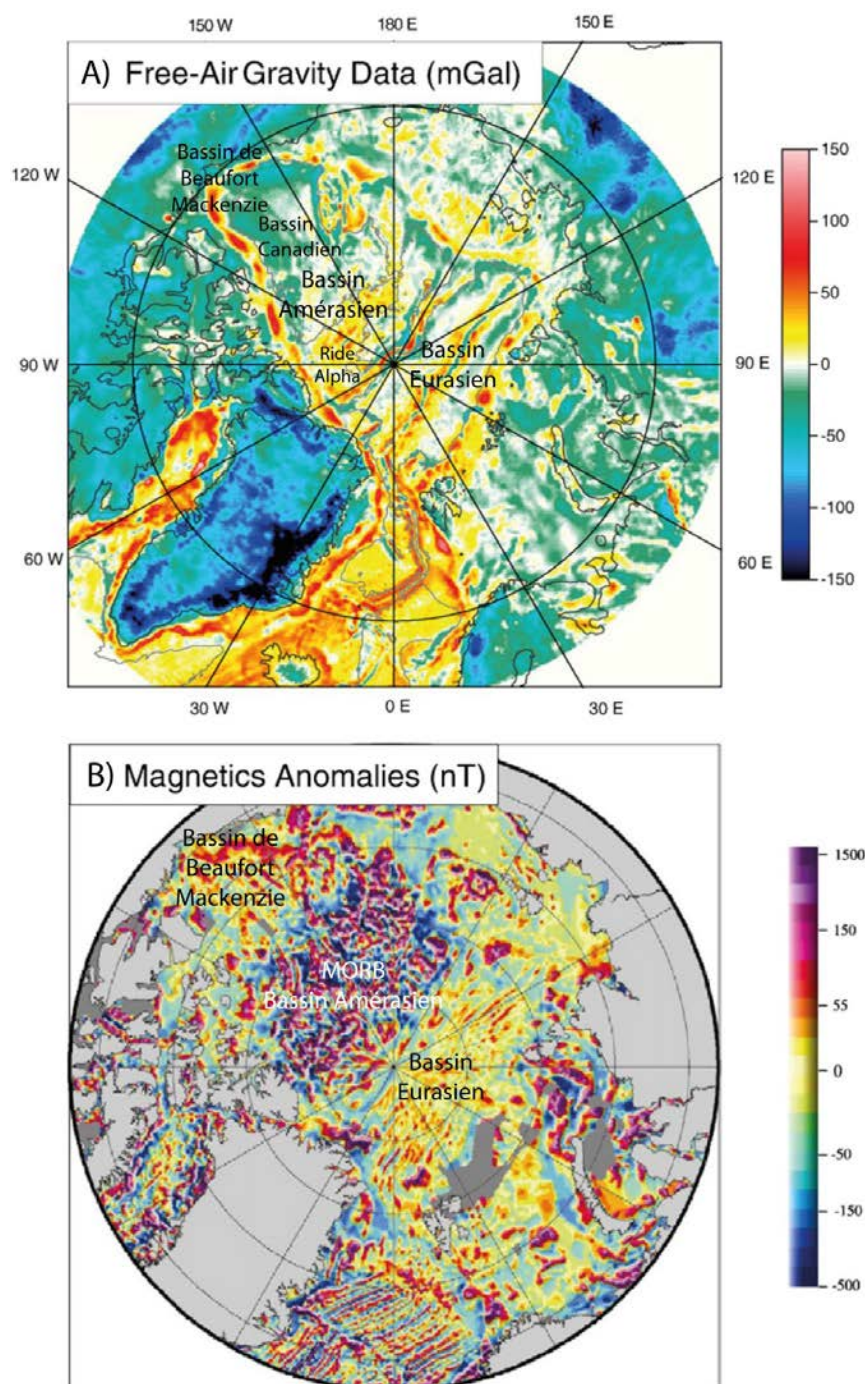


Figure 17 : Carte structurale simplifiée du Bassin de Beaufort-Mackenzie (modifiée d'après Dixon *et al.*, 2008). En vert la chaîne de plis de Beaufort (zone sud-ouest), en bleu la chaîne de plis tertiaire (zone nord-ouest) et en jaune la zone est bordée de failles normales.

Concernant la sédimentation du BMB, elle a commencé à partir du Trias supérieur et devient continue à partir du Jurassique inférieur jusqu'à l'actuel (Young, 1976). Le Jurassique et le Crétacé sont dominés par une sédimentation épicontinentale néritique, le Tertiaire par des importants dépôts fluvio-deltaïques formant le Delta de Mackenzie (Young *et al.*, 1976 ; Dixon *et*

al., 2008). La stratigraphie et la sédimentation du BMB seront abordées dans la partie 2.1.5. de ce chapitre. Le Delta de Mackenzie est l'objet d'étude principal de cette thèse (Figure 16).

2.1.3. Cinématique et géodynamique du Bassin Arctique



La toute première étape de la création du Bassin Arctique est liée la dislocation de la Pangée (Shepard *et al.*, 2013). Les mécanismes de dislocation de la Pangée sont à l'origine des *rifts* jurassiques de la mer du Nord et du futur Océan Atlantique Nord. Les *riftings* de la région Arctique sont causés par les subductions de l'océan Anyi-Anvil dont on observe aujourd'hui la suture appelée suture Sud Anyi (Figure 15). Ces ouvertures océaniques sont donc sans doute des extensions d'arrière-arc (Golonka, 2003). Ces mécanismes de dislocation de la Pangée vont entraîner l'ouverture successive du Bassin Amérasien et sa zone de MORB puis du Bassin Eurasien pour former le Bassin Arctique (Shepard *et al.*, 2013). Les limites de ces bassins sont bien visibles sur les cartes de gravité à l'air libre et la zone de MORB (LIP Alpha-Mendeleev) sur la carte d'anomalies magnétiques (Alvey, 2008 ; Gaina *et al.*, 2011) ; (Figure 18). La LIP Alpha-Mendeleev est un élément important et sa mise en place sera abordée plus loin dans ce chapitre et joue très probablement un rôle dans la cinématique du Bassin Arctique ; ce rôle sera abordé dans le chapitre 6 de ce manuscrit.

Figure 18 : A) Anomalies de gravité à l'air libre (mGal) d'après ArcGP Project (Forsberg et Kenyon, 2004) B) Anomalies magnétiques dans le Bassin Arctique (Verhoef et al., 1996) (modifié d'après Alvey, 2008).

2.1.3.1. Ouverture du Bassin Amériasien et du Bassin de Beaufort-Mackenzie

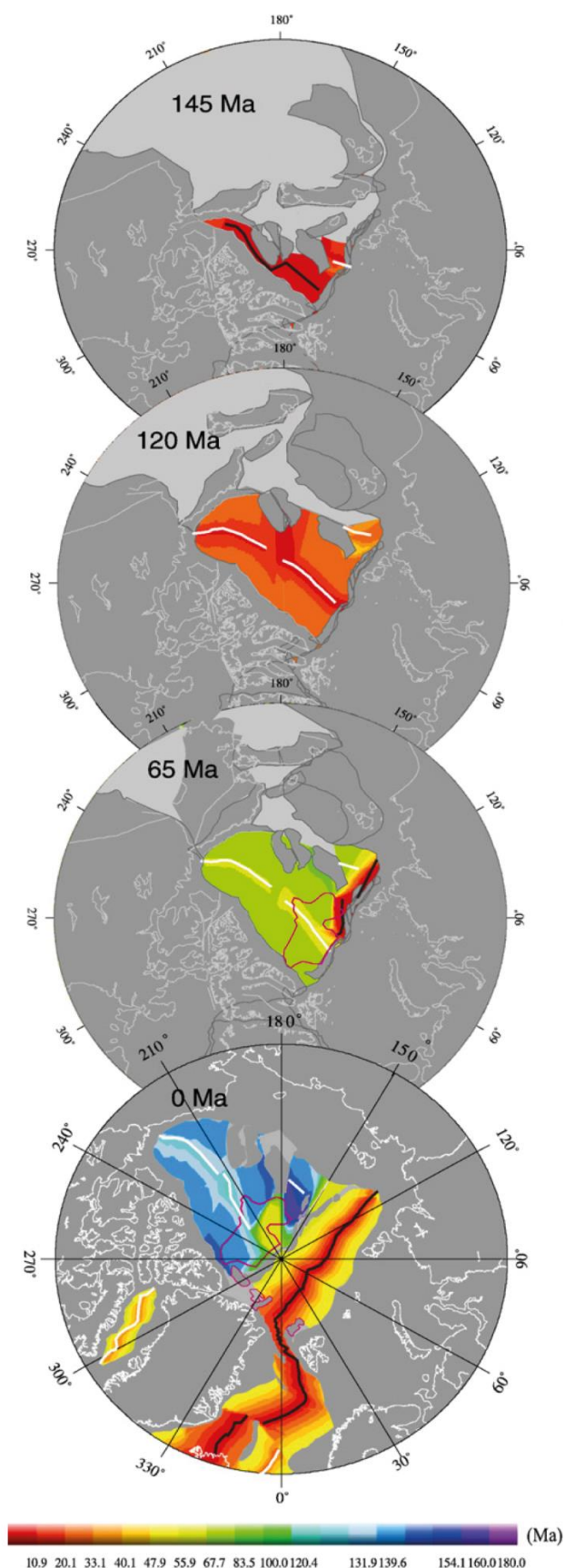
Le Bassin Amériasien est formé de plusieurs sous-bassins : le Bassin Canadien, le Bassin de Beaufort Mackenzie (BMB) et le Bassin de Makarov (Figure 15). C'est le Bassin de Beaufort-Mackenzie et le delta qui s'y met en place qui va nous intéresser dans le cadre de cette thèse.

Depuis sa mise en place au Jurassique (145 Ma), le Bassin Amériasien n'a pas subi de mouvements cinématiques majeurs. Il est resté sensiblement à la même position au niveau du Pôle Nord tout en continuant de s'agrandir et se s'étendre vers le sud à la faveur de son ouverture (Figure 19).

La phase d'ouverture du Bassin Amériasien, aussi appelée extension Mésozoïque (Lane, 2002), commence donc à la fin du Jurassique (145 Ma). Cette ouverture initie la période de *rift* qui aboutira à la formation du Bassin Amériasien et du Bassin Canadien (Figure 19). Le BMB se met en place dans le sud du Bassin Canadien, dans la Mer de Beaufort (Figure 15)

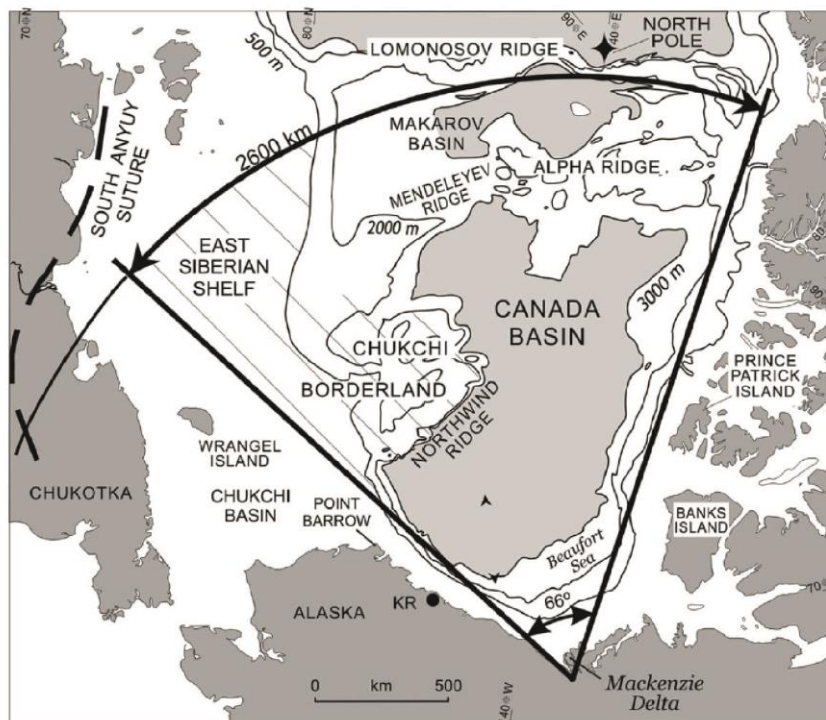
Ces *rifts* jurassiques produisent de grands demi-grabens et de grandes fosses qui sont actuellement préservées en subsurface telle que la fosse de Kugmallit et les zones de failles d'Eskimo Lakes ou de Taglu dans la partie proximale au sud du Bassin Amériasien (Lane, 2002) ; (Figure 17). Ces grandes failles normales sont visibles sur la partie amont en domaine continental du Delta de Mackenzie et très bien caractérisées en sismique (Figure 17).

Figure 19 : Reconstruction de l'ouverture du Bassin Arctique : ouverture successive du Bassin Amériasien à partir de 145Ma puis du Bassin Eurasien à partir de 65Ma (Alvey, 2008).

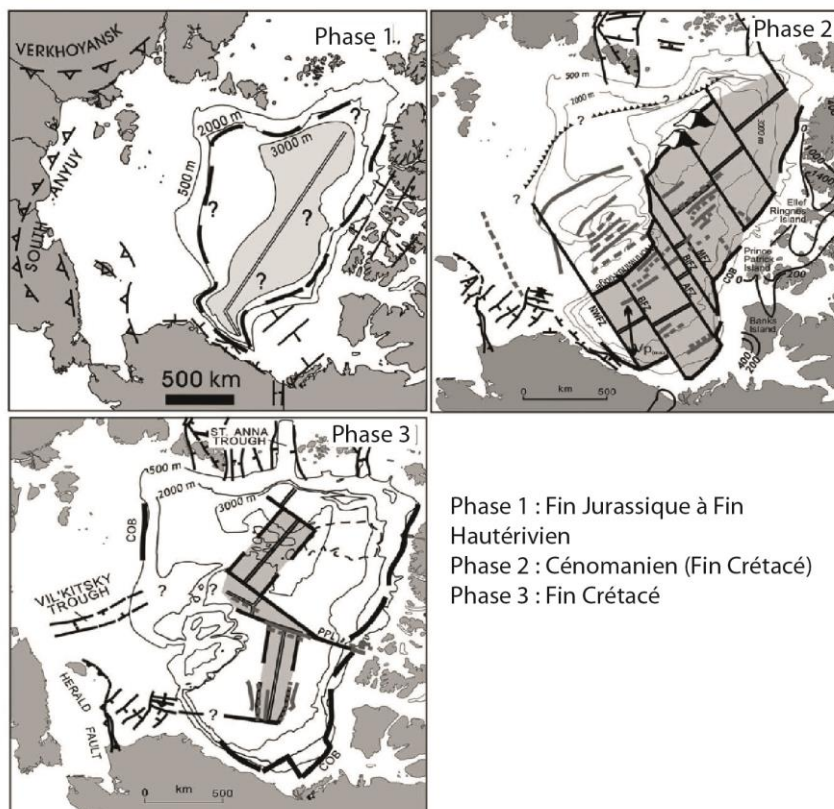


Les mécanismes de l'ouverture du Bassin Canadien restent encore sujets à discussion aujourd'hui. Deux modèles d'ouvertures ont été proposés dans la littérature (Figure 20) :

Hypothèse 1 : ouverture à la faveur d'une rotation antihoraire de la microplaque Chukotka-Alaska. La microplaque s'éloignant de la marge canadienne, elle permet le *rifting* et l'ouverture du Bassin Canadien du Jurassique au Crétacé (Rowley & Lottes, 1988 ; Grantz *et al.* 1998 ; Plafker et Berg, 1994). Ce mouvement de rotation implique l'existence d'un pôle de rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, situé dans le Delta de Mackenzie, d'un angle d'environ 66 degrés (Figure 20).



Hypothèse 1 : Rotation anti-horaire avec un pôle de rotation situé au niveau du Delta de Mackenzie (Rowley et Lottes, 1988 ; Grantz *et al.*, 1990 ; Embry, 1990 ; Plafker and Berg, 1994)



Phase 1 : Fin Jurassique à Fin Hautérien
 Phase 2 : Cénomani (Fin Crétacé)
 Phase 3 : Fin Crétacé

Hypothèse 2 : Ouverture du Bassin Canadien en plusieurs phases (Lane, 1997).

Figure 20 : Ouverture des bassins Canadien et Amériasien selon les deux premiers modèles (hypothèse 1 et hypothèse 2) proposés dans la littérature (modifié d'après Grantz *et al.*, 2011).

Hypothèse 2 : ouverture polyphasée du Bassin Canadien (Lane, 1997). Dans cette hypothèse, il y a 3 phases principales avec chacune son ouverture et son pôle de rotation associé (Figure 20).

Une étude récente (Grantz et Hart, 2012) propose un autre modèle de rotation, polyphasé également et qui comprend lui deux phases de rotation détaillées ci-dessous (Figure 21 et Figure 22) :

Phase 1 : L'initiation de l'ouverture du Bassin Amériasiens commence à 195 Ma au tout début du Jurassique (Figure 21). Cette ouverture entraîne des mouvements extensifs de 195 Ma à 160 Ma (Jurassique inférieur et moyen) et la formation d'une croûte continentale amincie qui marque la transition océan-continent, aussi appelée dans la littérature OCT ou *Ocean Continent Transition* (Figure 21) (Grantz *et al.*, 2011 ; Grantz et Hart, 2012).

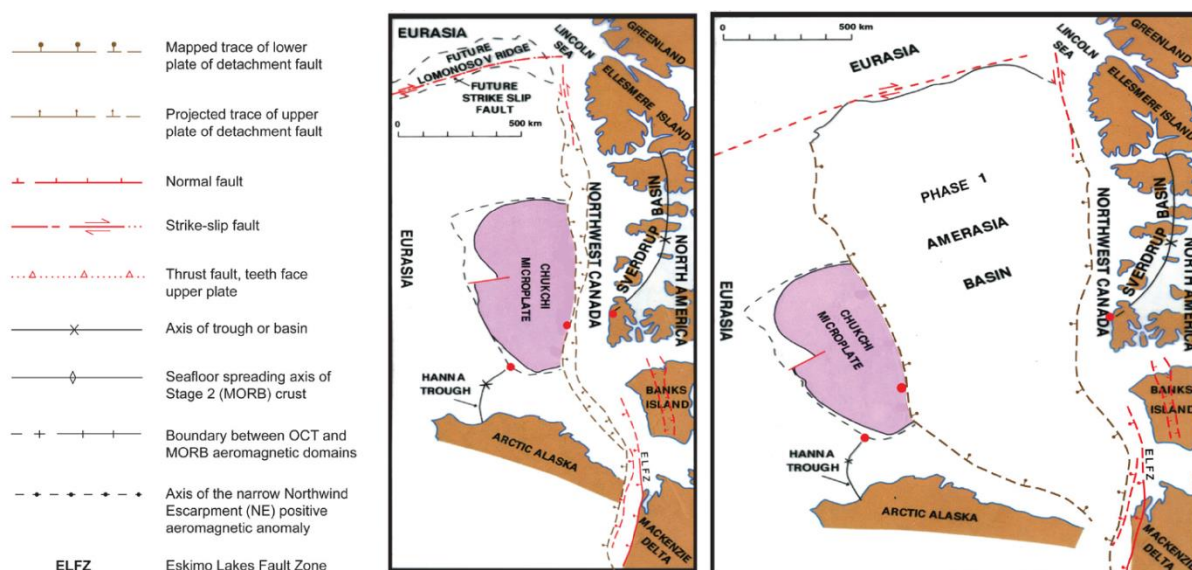


Figure 21 : Phase 1 de l'ouverture du Bassin Canadien : à gauche : légende, au milieu : 195 Ma - *Rifting* du Bassin Amériasiens, à droite : 195 à 160 Ma - Ouverture du Bassin Amériasiens par rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et mise en place de l'OCT (intérieur des pointillés marrons, zone « PHASE 1 ») (Grantz *et al.*, 2011).

Phase 2 : Les mouvements d'expansion océanique continuent de 131 Ma à 127 Ma (Crétacé inférieur) et permettent la formation d'une ride médio-océanique basaltique (MORB : *Middle Oceanic Ridge Basalt*) dans la croûte de transition océan/continent (OCT) au niveau de la partie centrale du Bassin Amériasiens le long de son axe d'ouverture.

La croûte océanique formée (MORB) va continuer de se développer ensuite de 127 Ma à 89-75 Ma âge de la grande Province ignée Alpha Mendeleev (Figure 22), qui se développe au nord du Bassin Amériasiens (Grantz *et al.*, 2011). La LIP (*Large Igneous Province*) Alpha-Mendeleev s'épanche sur l'OCT de la phase 1 et sur les MORB de la phase 2 (Figure 22). Entre les phases 1 et 2, vers 145.5-140 Ma, une hypothèse propose que le micro-continent de Chukchi subit une rotation dans le sens des aiguilles d'une montre d'environ 63° et migre dans le domaine de croûte OCT formée lors de la phase 1 (Grantz *et al.*, 2011) ; (Figure 22).

A la fin de la période de *rifting* mésozoïque (vers 134 Ma environ) et avant la mise en place de la LIP Alpha-Mendeleev et de la zone de MORB associée, une discordance régionale appelée LCU pour *Lower Cretaceous Unconformity* se met en place dans le Bassin Arctique (Embry, 1990).

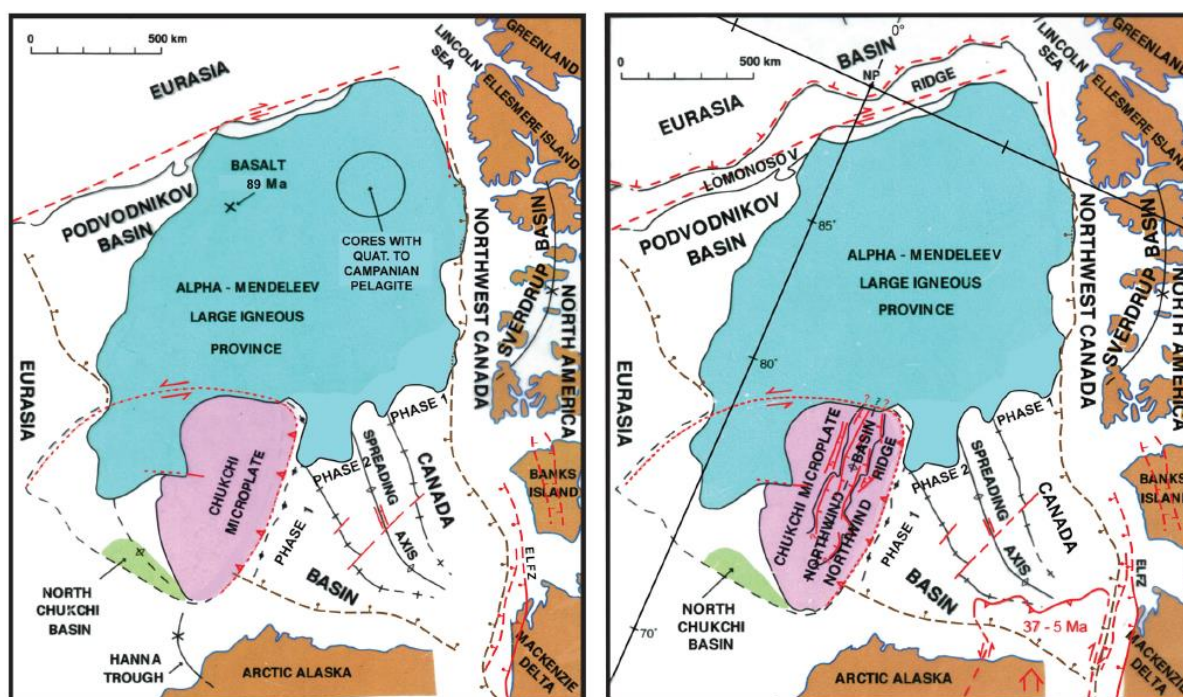


Figure 22 : Phase 2 de l'ouverture du Bassin Canadien : à gauche 127 à 89-75 Ma - Individualisation du Bassin Canadien dans la partie Sud du Bassin Amériasien et mise en place de la LIP Alpha Mendeleev dans le Nord du Bassin Amériasien (Grantz *et al.*, 2011), à droite : évolution durant le cénozoïque.

2.1.3.2. Ouverture du Bassin Eurasien et création de la Ride de Lomonosov

L'ouverture du Bassin Eurasien, situé au nord de l'Asie et de l'Europe dans le Bassin Arctique, se fait au même moment que l'ouverture de l'Atlantique Nord, ces deux ouvertures océaniques se mettent en place à partir du début du Paléocène et continuent encore ce mouvement d'ouverture aujourd'hui (Torsvik *et al.*, 2001). L'Atlantique Nord s'ouvre au début de l'Eocène et entraîne la séparation entre la Norvège et le Groenland. Associée à cette séparation, l'ouverture du Bassin Eurasien se met en place et entraîne la création de la Ride de Lomonosov (Engen, 2003 ; Olesen, 2007 ; Alvey *et al.*, 2008) (Figure 19). La Ride de Lomonosov est un fragment de croûte continentale de 1650 km de long, de 60 à 200 km de large, qui sépare le Bassin Amériasien et le Bassin Eurasien (Figure 15). Elle s'est détachée de la plaque eurasiennne au niveau de la plateforme de Barents/Kara à la fin du Paléocène lorsque l'expansion océanique a commencé le long de la ride de Gakkel (Bassin Eurasien) (Vogt *et al.*, 1979 ; Akhmet'ev *et al.*, 2010 ; Poselov *et al.*, 2012) (Figure 19). Des données paléomagnétiques permettent de voir ce déplacement de la Ride de Lomonosov (O'Regan *et al.*, 2008).

Durant presque tout le Paléogène, la Ride de Lomonosov semble se mettre en place en domaine de plateforme continentale, en tout cas dans un environnement marin peu profond,

(Moran *et al.*, 2006; O'Regan *et al.*, 2008). La position en haut topographique par rapport au fond de la mer de la Ride de Lomonosov tout au long du cénozoïque (3.5 km au-dessus du fond de la mer actuellement) ne permet pas d'enregistrer la totalité des dépôts sédimentaires, notamment ceux liés aux mouvements gravitaires comme les turbidites (O'Regan *et al.*, 2008). Dans le cas de notre étude cela est important, car les turbidites représentent un mode de transport pour emporter la matière organique continentale déposée en domaine de plateforme jusque dans les bassins profonds. Le cas de la Ride de Lomonosov et de sa paléogéographie sera détaillé dans le chapitre 6 de ce manuscrit.

2.1.4. Géodynamique et tectonique du Bassin de Beaufort Mackenzie

Plusieurs phases tectoniques se succèdent dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie (BMB) depuis la fin du Jurassique jusqu'au Pléistocène. Les différents auteurs discutent encore aujourd'hui le calendrier tectonique de certaines phases et la cause de ces déformations, notamment le mode d'ouverture du bassin canadien, comme cela a été décrit dans la partie précédente.

Pour le cas du BMB, deux grandes phases majeures ont été mises en évidence: une première phase d'extension mésozoïque associée à l'ouverture du Bassin Amériasien et du Bassin Canadien et une seconde phase compressive liée principalement à l'orogène tertiaire de la chaîne des Brooks (Lane, 2002) (Figure 23).

Cette orogène tertiaire peut être divisée en trois phases tectoniques successives (Dixon, 2008) : 1^{ère} phase fin Crétacé à Eocène moyen ; 2^{ème} phase Eocène supérieur à fin Miocène et 3^{ème} phase fin Miocène à aujourd'hui. Les deux premières phases sont dominées par de la tectonique compressive (des failles normales et décrochantes sont néanmoins formées durant cette période). La 3^{ème} phase est caractérisée par l'absence de déformations significatives.

La première phase de cette orogène tertiaire de la Chaîne des Brooks commence pendant le Maastrichtien (fin Crétacé), les déformations sont les plus importantes du Paléocène jusqu'au début de l'Eocène et vont impacter la sédimentation du Delta de Mackenzie et notamment sa position sur le littoral (migration), nous y reviendrons plusieurs fois au cours de ce manuscrit. A partir du Paléocène, le BMB subit la compression nord nord-est de la chaîne des Brooks, située au sud-ouest du bassin de Beaufort-Mackenzie (Mull, 1982 ; Mayfield, 1987). Les fortes déformations Paléocène-Eocène inférieur résultent d'une interaction complexe entre deux contrôles tectoniques (Lane, 2002) :

- La déformation liée à l'orogène de la Cordillère Nord Américaine, qui se développe du Jurassique au Paléogène au sud du Delta de Mackenzie (orogène Laramide ; Young, 1976 et Yonkee et Weil, 2015), est causée par la subduction puis par la collision de terranes allochtones provenant du sud-ouest et appartenant à la plaque tectonique Farallon contre la marge continentale Ouest américaine appartenant à la plaque nord-américaine (craton Canadien, Alaska). Dans le BMB, cette déformation engendre des directions de transport tectonique nord-ouest.

Chapitre 2 : Contexte géologique du Bassin de Beaufort-Mackenzie

- Les mouvements vers l'est de l'Eurasie contre l'Amérique du Nord, reliés à l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord (Engen, 2003), produisent d'importants raccourcissements est-ouest à travers le nord du Yukon.

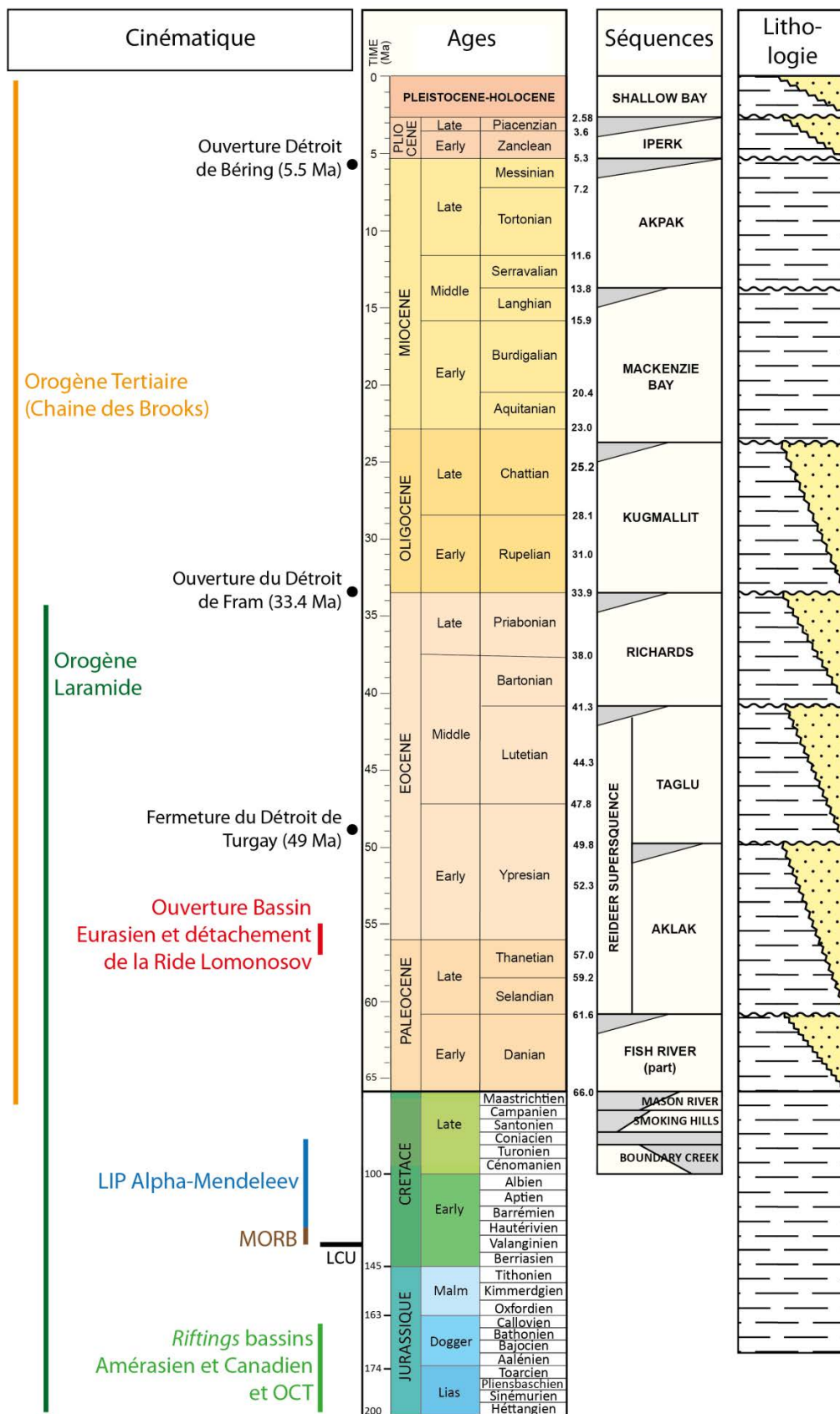


Figure 23 : Synthèse des événements cinématiques majeurs du Bassin Canadien, colonne stratigraphique (CS2016), séquences sédimentaires du Bassin de Beaufort-Mackenzie et leur lithologie simplifiée (en jaune et pointillés : sables, en blanc et hachuré : argiles-silts).

Ces deux contrôles tectoniques interagissent pour former une déformation de type avant-pays avec un large système de plis arqués *onshore* et *offshore* dans le BMB appelées « Chaîne de plis de Beaufort » et « Chaîne de plis Tertiaire » (Figure 17) (Lane, 1998 ; Lane, 2002).

Les structures miocènes de la seconde phase forment de longs plis linéaires, d'axe globalement est-ouest, concentrés dans la partie distale du Bassin de Beaufort-Mackenzie (en bleu, Figure 17). La réactivation des failles formées lors du *rifting* Jurassique-Crétacé et des structures mises en place au début du Tertiaire sont des caractéristiques répandues dans la déformation d'âge Miocène (Figure 17). Ces réactivations sont particulièrement visibles dans le Delta de Mackenzie. Les failles secondaires sont importantes surtout sur la marge est du bassin (Lane, 2002) (Figure 17). Le BMB est un bassin intensément déformé durant tout le Tertiaire.

La 3^{ème} phase et dernière phase est caractérisée par de faibles déformations dans le bassin (Lane, 2002 ; Dixon *et al.*, 2008).

Cette tectonique compressive tertiaire liée à la Cordillère Nord Américaine (orogène Laramide) et à l'orogène de la Chaîne des Brooks est à l'origine de la structuration actuelle du bassin (Figure 17) et entraîne un important soulèvement tectonique au sud du BMB en domaine continental qui permet le dépôt des énormes quantités de sédiments déposés dans le BMB (Dixon *et al.*, 1992). Ces sédiments sont principalement déposés dans le Delta de Mackenzie et forment plusieurs séquences sédimentaires fluvio-deltaïques successives. C'est l'empilement de ces séquences sédimentaires tertiaires qui va être abordé dans la partie 2.1.5. de ce chapitre et détaillé dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

2.1.5. La stratigraphie et la sédimentation du Bassin de Beaufort-Mackenzie

Le cadre stratigraphique du Bassin de Beaufort-Mackenzie est un élément important dans le cadre de notre étude puisqu'il permettra de voir l'évolution des dépôts de matière organique selon les séquences stratigraphiques et sédimentaires au cours du temps et dans l'espace dans le bassin. Très rapidement au cours de la thèse, des incohérences dans le découpage biostratigraphique et stratigraphique existant du BMB ont été mis en évidence. Le chapitre 4 de ce manuscrit abordera ces incertitudes et permettra d'améliorer le découpage stratigraphique du BMB par de nouvelles datations et des corrélations stratigraphiques effectuées sur les données de puits et sismiques. La présente partie résume donc simplement les séquences sédimentaires cénozoïques du BMB décrites dans la littérature existante sans rentrer dans le détail de leurs limites d'âges et de leurs dépôts sédimentaires.

Le BMB se forme comme toute marge passive en contexte de post-rift et subit ensuite des déformations d'avant-pays liées principalement à l'orogène de la chaîne des Brooks comme cela a été développé précédemment dans ce chapitre. Les épaisses accumulations sédimentaires deltaïques ne commencent pas à se déposer avant la fin du Maastrichtien et vont être fortement affectées par les déformations liées à l'orogène de la Chaîne des Brooks développé précédemment (Dixon *et al.*, 2008). Les séquences sédimentaires paléogènes se déposent en contexte syn-

sédimentaire et sont pris dans les plis tertiaires ce qui rend complexe une interprétation fine de la sismostratigraphie du BMB (Figure 24) comme cela sera montré dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

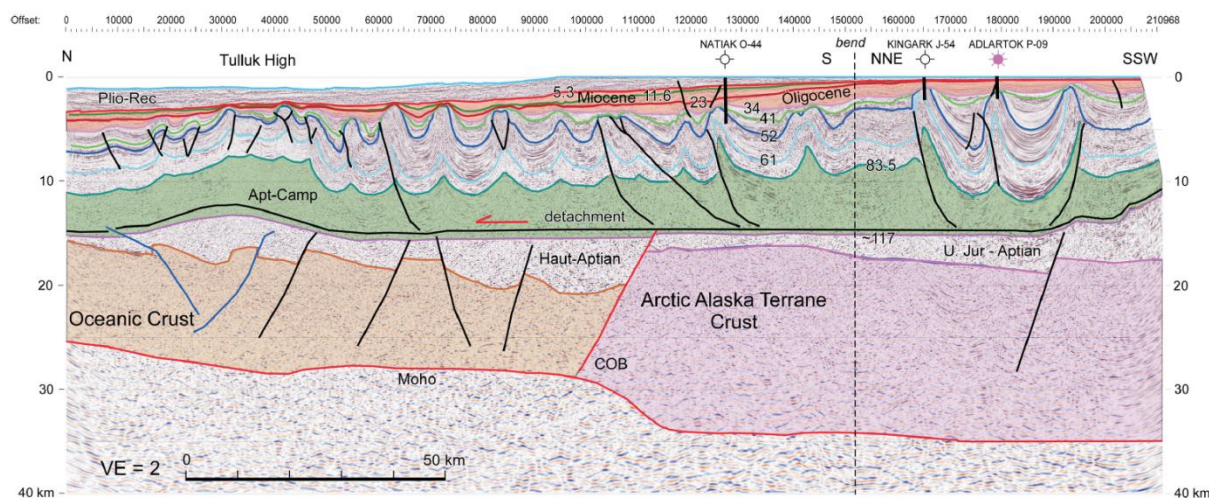


Figure 24 : Ligne sismique composite interprétée par Helwig et al. (2011) traversant l'ensemble de la chaîne plissée de Beaufort dans le Bassin de Beaufort Mackenzie. Le Paléogène est situé entre les sédiments créacés en vert et les sédiments Oligocène en orange. Trois puits sont projetés sur la ligne dont le puits Adlartok P-09 qui fait partie de la base de données utilisée dans le cadre de cette thèse.

L'ouverture du Bassin Canadien au Jurassique crée de l'espace disponible ce qui entraîne une augmentation du niveau marin relatif, une transgression majeure agrandit alors les limites du bassin au sud et au sud-ouest du Delta de Mackenzie créant une grande plateforme argileuse jusqu'au Crétacé supérieur (Campanien). Les séries jurassiques à aptiennes sont caractérisées par des dépôts de *shoreface* et de plateforme ouverte avec très localement quelques dépôts continentaux ou deltaïques (Figure 25). Durant l'Albien, un changement dans le régime de sédimentation se met en place à la suite d'une transgression majeure (augmentation du niveau marin relatif sur l'ensemble du globe, Zachos, 2008) sur le craton vers le sud du bassin dans l'ouest du Canada et les USA. Au sud et au sud-ouest du bassin, une grande plateforme se met alors en place avec des dépôts majoritairement argileux avec la présence de dépôts de sables près de la zone de la Cordillère nord-américaine (Dixon *et al.*, 2008) (Figure 25). Globalement, ces premiers dépôts jurassiques et créacés sont épicontinentaux, avec une sédimentation plutôt argileuse vers le nord ouest du bassin et présentant des apports sableux riches en quartz le long du littoral sud ouest proche de la zone orogénique de la chaîne des Brooks.

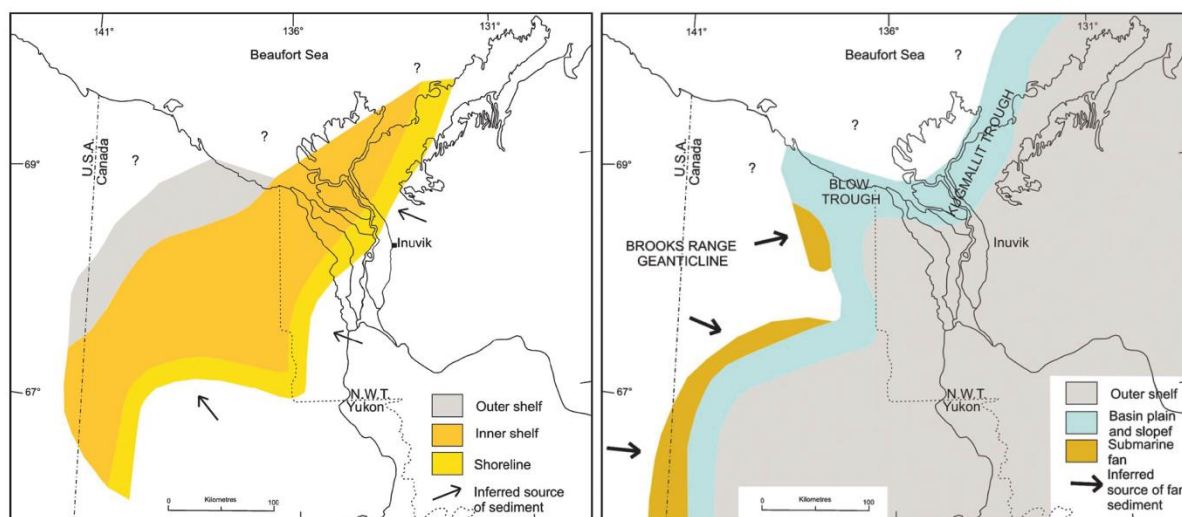


Figure 25 : Paléogéographie dans la zone du Bassin de Beaufort-Mackenzie (d'après Dixon *et al.*, 2008). A gauche les environnements de dépôts au début du Crétacé (Berriasien) et à droite à la fin du Crétacé inférieur (Albien).

Depuis le Maastrichtien jusqu'au Pliocène, durant l'orogène Tertiaire (formation de la Chaîne des Brooks), les dépôts sédimentaires du BMB se mettent en place. Ces dépôts sont de différentes natures et varient dans l'espace et le temps : des argiles riches en matière organique déposées en domaine de pente ou de bassin anoxique à dysoxique, des argiles déposées en domaine de pente et de bassin oxique, des dépôts de cônes sous-marin profond, des sables et des argiles en domaine de plateforme et enfin des dépôts deltaïques formés de sables, d'argiles et de charbons (Dixon *et al.*, 1992). Ces larges complexes de dépôts fluvi-deltaïques se déposent dans le sud du BMB et forment le Delta de Mackenzie (Figure 16). Ces épaisses séries sédimentaires deltaïques alternent classiquement entre des dépôts riches en argile et des dépôts riches en sables (Young et McNeil, 1984 ; Dixon *et al.*, 2008). La sédimentation et les faciès sédimentaire du Delta de Mackenzie seront détaillés dans le chapitre 3 de ce manuscrit par la proposition d'un modèle de faciès.

Les dépôts deltaïques du Delta de Mackenzie forment de grandes séquences transgressives-régressives dans le BMB (Dixon *et al.*, 2008). Ces séquences sont des séquences progradantes deltaïques classiques (Dixon *et al.*, 2008)(Figure 26). Ces séquences progradantes sont composées à la base par des dépôts d'argiles de prodelta, puis par des dépôts de front de delta et de barres d'embouchures et enfin par des dépôts de plaine deltaïques. Lors de la séquence transgressive suivante, les dépôts de front de delta viennent souvent éroder les dépôts de plaine deltaïque sous-jacents (Dixon *et al.*, 2008) (Figure 26). Ces séquences se répètent dans les dépôts du Delta de Mackenzie. Le lien entre les faciès sédimentaires (modèle de faciès) et les réponses en Gamma Ray pour chaque environnement de dépôt sera détaillé dans chapitre 3 de ce manuscrit et permettra de proposer un modèle d'électrofaciès pour les puits étudiés du Delta de Mackenzie.

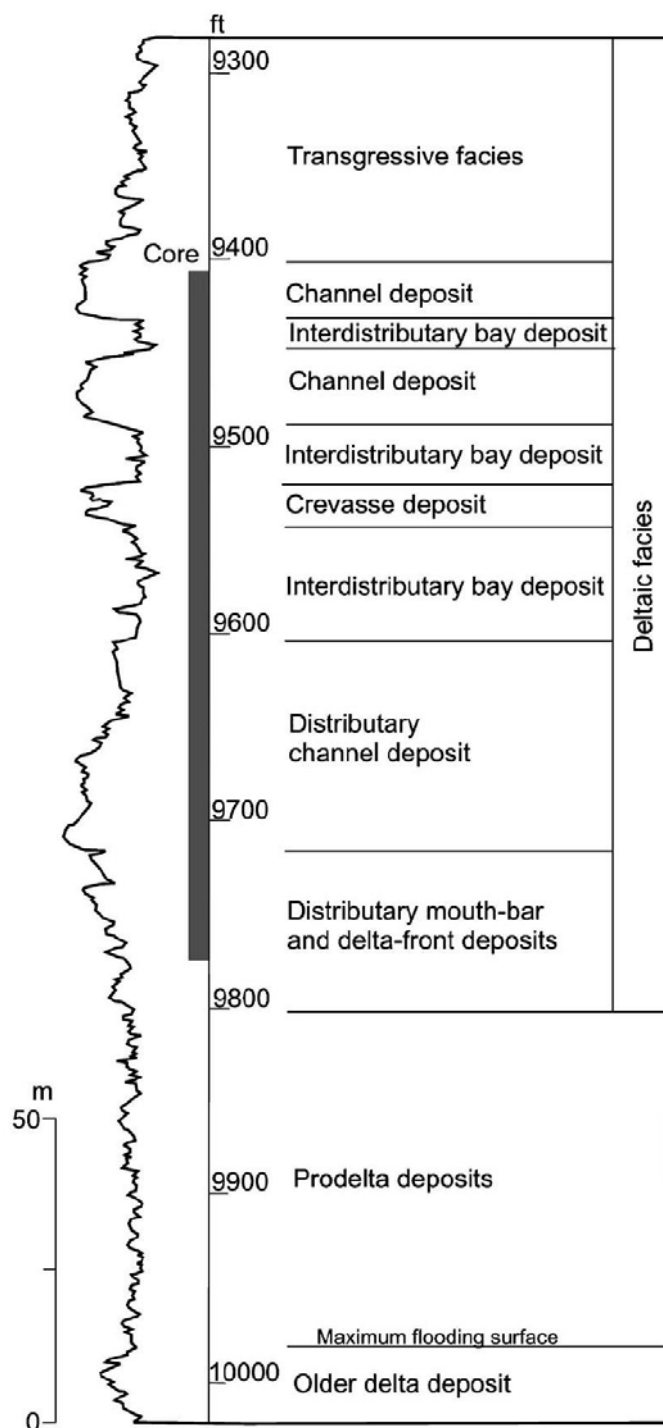


Figure 26 : Réponse typique du Gamma Ray dans un environnement deltaïque et environnements de dépôts associés dans la séquence Taglu du puits Taglu C-42 situé dans le Delta de Mackenzie (d'après Dixon, 1981 ; Dixon *et al.*, 2008).

Les âges de ces séquences ont été définis par des analyses biostratigraphiques sur des échantillons provenant d'affleurements en amont du Delta de Mackenzie actuel et de puits forés dans le BMB (Young et McNeil, 1984 ; McNeil *et al.*, 1990 ; Dixon, 1996 ; Base de données Bujak, 2012) (Figure 27). Ces âges restent toujours sujets à discussion, le modèle d'âge du BMB et ses incertitudes seront, comme annoncé précédemment, discutées dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

OROGENE TERTIAIRE	AGE	SEQUENCE	ASSEMBLAGE ZONE	BIOFACIES		INTERVAL ZONE	
				Inner neritic	Outer neritic-Bathyal		
Phase 3 Phase 2 Phase 1	QUAT.	Holo.	Shallow Bay	Cibroelphidium	Cibroelphidium clavatum	Cassidulina teretis	Cassidulina reniforme
		Pleist.					Cibroelphidium ustulatum
	TERTIARY	Plio.	Iperk (Ti)	Cibicoides	Cyclogyra involvens	Pullenia bulloides	Cibicides grossus
			Akpak (Ta)				Cibicoides diuturnis
		Mio.	Mackenzie Bay (Tm)	Recurvoides	Labrospira	Reticulophragmium rotundidorsata	Asterigerina staeschei
							Turrilina alsatica
		Olig.	Kugmallit (Tk)	Haplophragmoides	Jadammina statuminus	Cyclamma cyclops	Valvulineria dixonii
							Haplophragmoides richardsensis
		Eocene	Taglu (Tt)	Portatrochammina	Placentamina sp.	Caronia gallagheri	Portatrochammina tagluensis
							Portatrochammina aklakensis
		Paleo.	Aklak	Reticulophragmium	Reticulophragmium ministicogensis	Parrelloides walli	Cibicoides boreale
			Fish River	Verneuiloides	Trochammina inomata		Verneuiloides exvadum Convallina caverna
CRETACEOUS	Maast.	Mason River	None defined	None defined	None defined	Haplophragmoides bilobatus	
	Camp.	Smoking Hills				Glaphyrammina spirocompressa	
	Sant.						
	Turon.	Boundary Creek				Trochammina superstes	
	Cen.						

Figure 27 : Nomenclature stratigraphique et zonation biostratigraphique du Bassin de Beaufort-Mackenzie (modifié d'après Dixon *et al.*, 2008).

Dixon *et al.*, (1992) proposent un premier découpage séquentiel entre la fin du Crétacé et l'actuel (basé sur les âges dont nous discuterons les incertitudes dans le chapitre 4 de ce manuscrit), dans lequel 12 séquences transgressives-régressives sont décrites (Figure 27): Boundary Creeks, Smoking Hills, Mason River, Fish River, Aklak, Taglu, Richards, Kugmallit, Mackenzie Bay, Akpak, Iperk et enfin Shallow Bay. Chacune de ces séquences est limitée par des surfaces de non-conformité majeures ou par des surfaces de maximum de régression dans les parties distales (Dixon *et al.*, 2008). Ces séquences sont formées de larges complexes de dépôts fluvio-deltaïques qui alternent entre argiles/silts et sables.

La première séquence à se déposer dans le Bassin du Delta de Mackenzie est la séquence Fish River. Les séquences sédimentaires se déposant ensuite, sont donc divisées en trois grandes phases tectono-stratigraphiques selon les trois phases tectoniques décrites dans la partie 2.1.4. (1^{ère} phase : fin du Crétacé à l'Eocène moyen, 2^{ème} phase : Miocène moyen à la fin du Miocène et 3^{ème} phase de la fin du Miocène à aujourd'hui) (Dixon *et al.*, 2008).

La première phase commence après la séquence Fish River et se termine à l'Eocène moyen avec une discordance entre la séquence Taglu et la séquence Richards. Deux séquences se déposent lors de cette première phase : les séquences Aklak et Taglu qui forment ensemble la superséquence Reindeer (Young *et al.*, 1976 ; Dixon *et al.*, 2008). Une des caractéristiques de cette période est le dépôt de grandes quantités de charbons de bonne qualité dans les dépôts de plaine deltaïque de la séquence Aklak (Fin Paléocène à Début Eocène ; Dixon *et al.*, 2008). Même si des dépôts de charbon sont observés dans les autres séquences, ils ne sont pas comparables à ceux déposés durant la séquence Aklak, tant en termes de qualité, que d'épaisseur ou d'extension

latérale. Ces importants dépôts de charbon de la séquence Aklak sont très probablement liés à l'optimum climatique associé à un fort développement de la végétation à terre, qui existe durant le Paléocène et le début de l'Eocène (Moran *et al.*, 2006). Cet événement climatique sera détaillé dans la partie 2.2 sur le contexte climatique du Bassin Arctique.

La seconde phase s'étend de l'Eocène supérieur jusqu'à la fin du Miocène et rassemble les séquences de Richards, de Kugmallit, de Mackenzie Bay et de Akpak (Dixon *et al.*, 2008). Pendant cette période, le dépôt-centre du Delta de Mackenzie se déplace en direction du bassin vers le nord. On note à la fin de l'Eocène une baisse majeure du niveau marin liée au refroidissement climatique global qui commence à l'Eocène (Miller *et al.*, 2005 ; Cramer *et al.*, 2009) qui sera détaillé dans la partie 2.2. sur le climat du Bassin Arctique à l'Eocène. Cette baisse du niveau marin relatif entraîne l'érosion de la formation Richards, une grande partie de ses dépôts deltaïques disparaissent et expose également la plateforme de la fin de l'Eocène à une érosion subaérienne ce qui entraîne les sédiments dans le bassin profond et construit probablement un cône sous-marin majeur pendant la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène. Les baisses successives du niveau marin au cours de l'Oligocène entraînent le développement de la formation Kugmallit. Cette baisse du niveau marin lors du passage à l'Oligocène est un événement majeur du BMB et sera très bien observée sur les corrélations stratigraphiques qui seront proposées dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

La dernière phase commence pendant le Miocène supérieur lorsque la surrection de la chaîne des Brooks ralentie fortement (Maéliana Bigot-Büschendorf, 2015) diminuant alors le volume des sédiments apportés. Cette baisse des apports sédimentaires entraîne la formation de complexes deltaïques plus petits formant les séquences pliocènes Iperk et Shallow Bay (Dixon *et al.*, 2008).

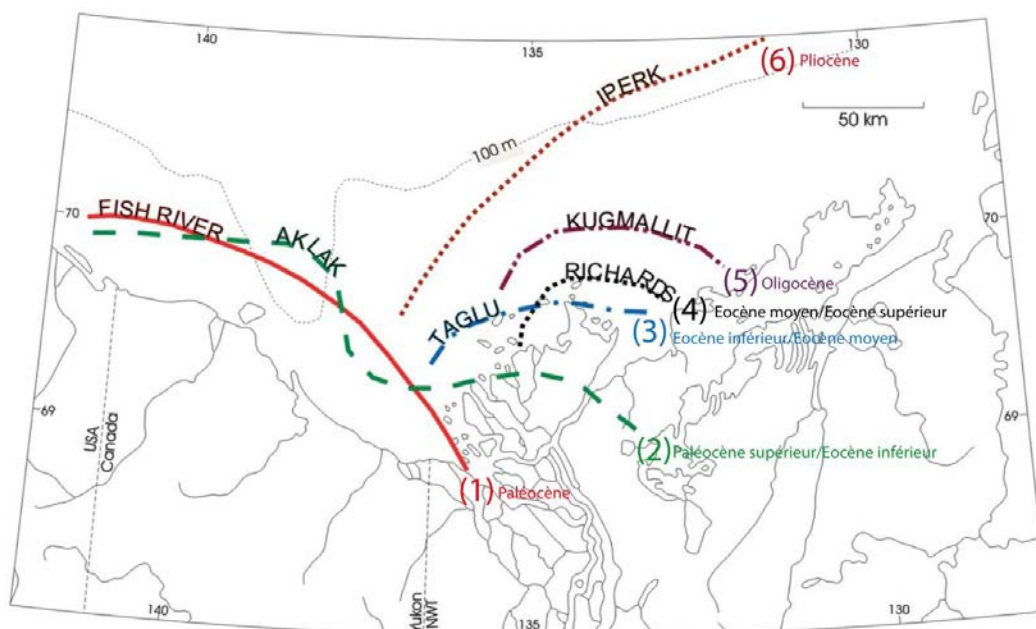


Figure 28 : Maximum de progradation des dépôts de front de delta à travers le Tertiaire dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie (Dixon, 2008). Séquence Fish River (1) : Paléocène inférieur, séquence Aklak (2) : Paléocène supérieur/Eocène inférieur, séquence Taglu (3) : Eocène inférieur/Eocène moyen, séquence Richards (4) : Eocène moyen/Eocène supérieur, séquence Kugmallit (5) : Oligocène, séquence Iperk (6) : Pliocène.

Durant le Paléocène et l'Eocène inférieur, les complexes deltaïques du Delta de Mackenzie voient leur position migrer à cause des importantes déformations paléocènes-éocènes liées à la 1^{ère} phase de l'orogène tertiaire (chaîne des Brooks) ; (Figure 28). Au Paléocène (dépôts de la séquence Fish River et de la partie inférieure de la séquence Aklak), le delta se développe sur la marge sud-ouest du BMB, avec des apports sédimentaire suivant une direction ouest-est. Le delta migre ensuite vers l'est et vers le sud et se développe sur la marge sud du BMB. Le changement de direction du système deltaïque lors du passage du Paléocène à l'Eocène est directement lié à la propagation des plis de la chaîne des Brooks dans le bassin. En effet, comme cela l'a été dit plus haut dans la partie 2.1.4. de ce chapitre, les déformations sont les plus importantes du Paléocène jusqu'au début de l'Eocène. Les plis ont alors formés une barrière structurale obligeant le delta à se déplacer vers l'est (Dixon *et al.*, 2008). Les directions d'apports sédimentaires deviennent alors sud-nord pendant l'Eocène et l'Oligocène, et sud-est/nord-ouest à partir du Miocène et jusqu'à l'actuel (Dixon *et al.*, 1992 ; Dixon *et al.*, 2008). Les éventails sédimentaires syn-tectoniques tertiaires sont de plus en plus jeunes vers le nord, ce qui montre une migration de la déformation compressive vers le nord et vers les zones distales du bassin lié à l'orogène de la chaîne des Brooks, depuis l'Eocène jusqu'au Miocène (Figure 28, Dixon *et al.*, 2008).

2.1.4. La paléogéographie du Bassin Arctique et du Bassin de Beaufort-Mackenzie

L'étude de la paléogéographie du Bassin Arctique a été une des étapes de base de ce travail de thèse afin de contraindre le cadre de l'étude à venir. Une étude bibliographique couplée à une analyse des cartes paléogéographiques préexistantes a permis de proposer une nouvelle carte paléogéographique du Bassin Arctique pour l'Eocène inférieur (Yprésien) à 52 Ma et pour l'oligocène inférieur (Rupélien) ; (Figure 29 et Figure 30).

2.1.4.1. Paléogéographie du Bassin Arctique

Le Bassin Arctique est situé au niveau du pôle Nord depuis son ouverture au Jurassique et jusqu'à aujourd'hui (Golonka, 2003 ; Grantz *et al.*, 2011). Ce sont les ouvertures successives des bassins amériasien et eurasien, détaillées au début de cette partie, qui créent le Bassin Arctique que nous connaissons aujourd'hui.

Au début du Tertiaire, pendant le Paléocène et le début de l'Eocène (Yprésien), le Bassin Arctique était connecté à l'océan Téthys équatorial par le détroit de Turgay (Figure 29). Ce détroit était peu profond et étroit et peut être comparé à une mer épicontinentale. C'était alors la seule connexion marine significative entre le bassin océanique Arctique et l'océan global (Iakovleva, 2011 ; Bujak, 2014). Durant cette période la Ride de Lomonosov s'est détachée du continent Eurasien à la faveur de l'ouverture du Bassin Eurasien et semble en partie émergée (Figure 29). La paléogéographie de la Ride de Lomonosov est un point important dans le cadre de notre étude sur les dépôts de matière organique qui reste encore sujet à incertitudes dans la littérature. Grâce à de nouvelles analyses effectuées dans le cadre de cette thèse, la paléogéographie de la Ride de Lomonosov sera mieux contrainte, ceci sera abordé et détaillé dans le chapitre 6 de ce manuscrit.

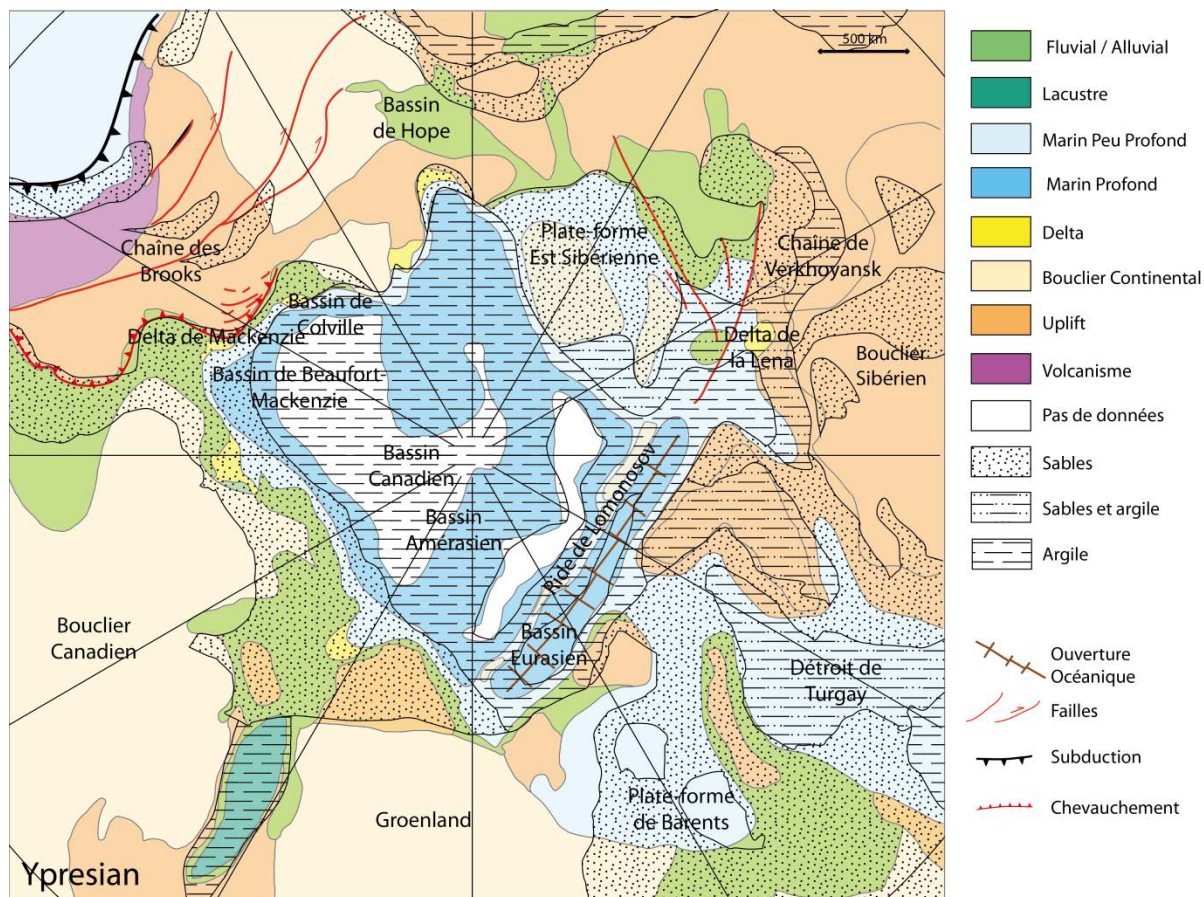


Figure 29 : Carte paléogéographique du Bassin Arctique à l'Yprésien (Eocène inférieur) à 52 Ma. Environnements de dépôts sédimentaires et éléments structuraux majeurs (modifié d'après Scotese.com ; Miall, 1991 ; Tolsen, 1987 ; Kos'ko, 2002 ; Sherwood, 2002 ; Engen, 2003, 2008 ; Golonka, 2003 ; Dixon, 2008 ; Drachev, 2011 ; Iakovleva, 2011 ; Houseknecht et Bird, 2011 ; Bujak, 2014).

A partir de 49 Ma, à la fin de l'Yprésien (Eocène inférieur), le détroit de Turgay se ferme et le Bassin Arctique devient déconnecté des autres océans (Figure 29). Il peut alors être comparé à la Mer Noire actuelle (Bujak, 2014). L'Océan Arctique est alors devenu un océan stratifié, entraînant des conditions anoxiques à euxiniques dans les eaux de fond (Ogawa, 2009, Stickley *et al.*, 2008 ; Bujak, 2014). De plus, pendant l'intervalle Eocène, les radiolaires sont peu présents ou de façon sporadique ce qui traduit une salinité de surface très diminuée (Backman, 2006).

Les nombreux fleuves qui alimentent le bassin océanique Arctique en eau douce ont amplifiés et maintenu ces conditions de stratification des eaux (Bujak, 2014). En effet, de nombreux deltas ont existé durant le Tertiaire et beaucoup existent encore aujourd'hui comme le Delta de Mackenzie (Dixon *et al.*, 2008) et le Delta de La Lena en Russie ou les deltas plus petits situés dans les zones de Banks et Sverdrup (Miall, 1991) ou Chukchi (Golonka, 2003). Il y a donc un fort apport sédimentaire et d'eaux douces dans le bassin Arctique (Golonka, 2003 ; Bujak, 2014).

A 33.4 Ma, au tout début de l'Oligocène, le détroit de Fram s'ouvre au niveau de la plateforme de Barents et connecte à nouveau le bassin océanique Arctique aux autres océans (Engen, 2003). Le Bassin Arctique est alors considéré comme ouvert et les conditions anoxiques à euxiniques disparaissent (Figure 30).

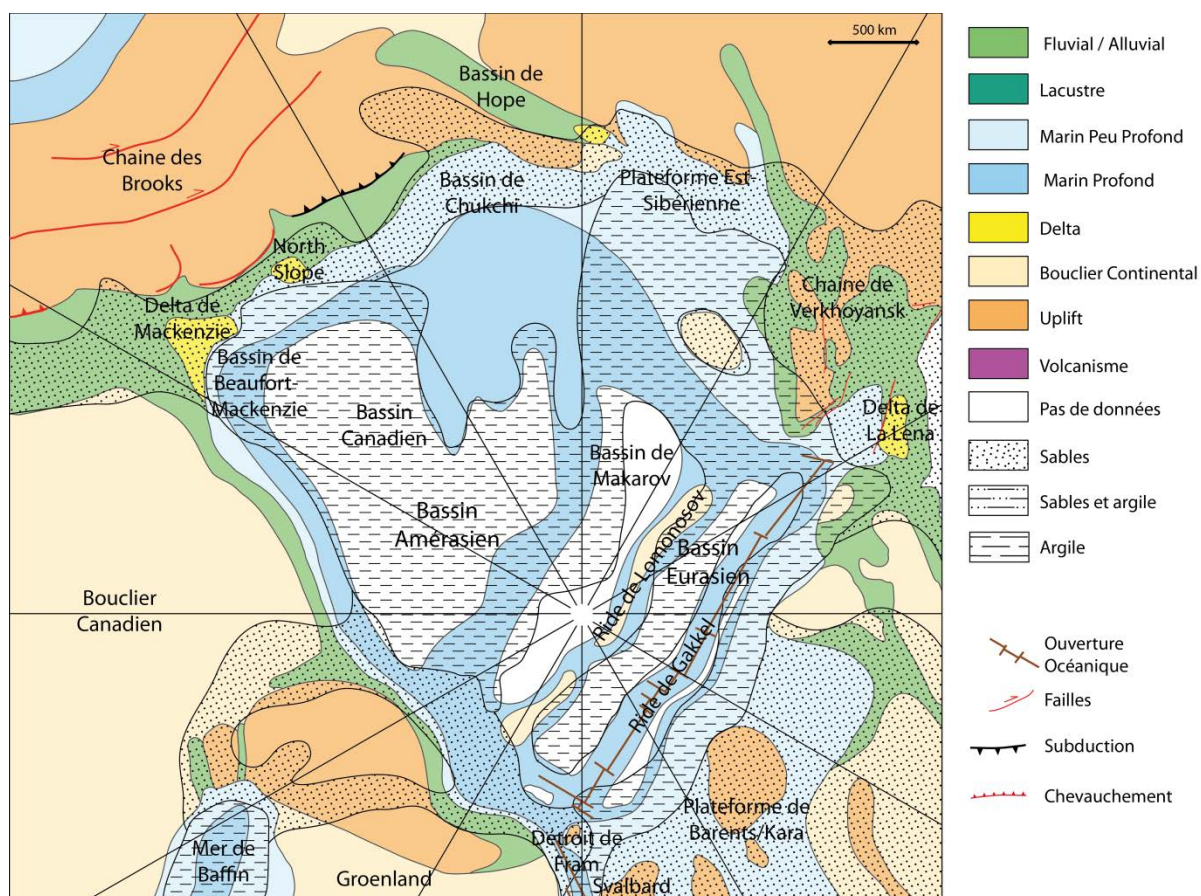


Figure 30 : Carte paléogéographique du Bassin Arctique au Rupélien (Oligocène inférieur) à 31 Ma. Environnements de dépôts sédimentaires et éléments structuraux majeurs (modifié d'après Scotese.com ; Miall, 1991 ; Tolsen, 1987 ; Kos'ko, 2002 ; Sherwood, 2002 ; Engen, 2003, 2008 ; Golonka, 2003 ; Dixon, 2008 ; Drachev, 2011 ; Houseknecht et Bird, 2011 ; Bujak, 2014).

A 5.5 Ma, à la toute fin du Miocène (fin Messinien), le détroit de Béring s'ouvre, sépare l'Asie de l'Amérique du Nord, et connecte l'Océan Arctique à l'Océan Pacifique (Gladenkov, 2002). Jusqu'à ce moment, le détroit de Béring était fermé et le Bassin de Hope était en environnement continental (Tolsen, 1987). Cette ouverture du détroit de Béring résulte soit d'un événement tectonique qui affecte l'ensemble de l'Alaska, soit d'une montée du niveau marin relatif ou soit d'une combinaison de ces deux paramètres (Marincovich, 2000). Le Bassin Arctique ressemble alors à l'océan que nous connaissons aujourd'hui.

2.2. Contexte climatique et paléo-environnemental du Bassin Arctique et du Bassin de Beaufort-Mackenzie

Durant certaines périodes géologiques, appelées événements anoxiques océaniques (OAE), des conditions anoxiques se sont étendues à grande échelle sur l'ensemble du globe (Jenkyns, 2010). Ces OAE n'ont pas d'analogues aujourd'hui (Arthur *et al.*, 1984 ; Stow, 1987). Les effets de l'anoxie apparaissent moins importants dans les sédiments modernes par rapport aux sédiments anciens (Tyson, 1995). Ils sont généralement décrits comme d'épaisses zones océaniques à oxygène minimum formés par la combinaison de forte productivité et de faible solubilité de l'oxygène durant les périodes de réchauffement global (Fischer et Arthur, 1977; Arthur et Jenkyns, 1981; Arthur *et al.*, 1984; Bralower et Thierstein, 1984).

Ces grandes périodes d'anoxie permettent le dépôt de roches mères importantes d'excellente qualité qui font parties des roches mères les plus pétrolifères du globe. On peut notamment citer les roches mères (black shales) siluriennes (Paléozoïque) ; (Trabucho-Alexandre, 2012), les schistes cartons du Toarcien inférieur (T-OAE au Jurassique) ; (Farrimond, 1989), les roches mères (black shales) aptiennes et cénomano-turonniennes (OAE1 Aptien inférieur et OAE2 limite Cénomaniens-Turonien) ; (Schlanger *et al.*, 1976; Arthur et Schlanger, 1979) et enfin, une période qui nous intéresse pour partie dans le cadre de cette thèse, les roches mères déposées durant un optimum thermique qui s'étend du Paléocène à l'Eocène inférieur, composé de plusieurs événements climatiques chauds comme le PETM (55.5 Ma, Paleocene-Eocene Thermal Maximum ou ETM1), l'ETM2 (53.4 Ma, Eocene Thermal Maximum) et l'EEOC (Yprésien, Early Eocene Climatic Optimum). Ces optima climatiques ont ainsi entraîné l'anoxie dans certaines eaux océaniques profondes (Kenett *et al.*, 1991 ; Weijers *et al.*, 2007; Jones *et al.*, 2013).

2.2.1. Contexte climatique du Paléogène à l'échelle globale de la planète

Durant le Paléogène (Paléocène - Eocène - Oligocène), une transition climatique est observée à l'échelle du globe (Lear *et al.*, 2008 ; Liu *et al.*, 2009 ; Zachos, 2008). Cette transition climatique est marquée par le passage d'une période de *greenhouse* à une période d'*icehouse* lors du passage de l'Eocène inférieur à l'Eocène moyen. Le refroidissement débute à partir de l'Eocène moyen et le régime devient franchement *icehouse* à partir de l'Oligocène.

Les périodes *greenhouse* Paléocène et début Eocène sont caractérisées par un réchauffement climatique global de la planète (Zachos, 2008) atteignant son maximum à l'Yprésien. Pendant cette période chaude, plusieurs optimums climatiques se sont succédés : le EEOC (Early Eocene Climatic Optimum) qui dura pendant 2 Ma, le PETM (*Paleocene-Eocene Thermal Maximum*), le ETM1 (*Eocene Thermal Maximum*) et le ETM2 (aussi connu sous le nom de ELMO) (Zachos, 2008).

Le PETM a été déclenché par d'énormes quantités de gaz à effet de serre engendrées par un intense volcanisme et à la déstabilisation des hydrates de méthane sous-marins. Les plus fortes

températures connues du Cénozoïque ont existées pendant cette période de *supergreenhouse* yprésienne (Bujak, 2007). Dans les sédiments, le PETM est caractérisé par la présence de l'Acmé à *Apectodinium* marquée par les cystes de dinoflagellé *Apectodinium augustum* (McNeil, 2013).

2.2.2. Contexte climatique du Bassin Arctique durant le Paléogène

L'histoire de l'Océan Arctique au Cénozoïque était peu connue jusqu'à ce que le puits IODP ACEX 302 (Integrated Drilling Program Arctic Coring Expedition) ait été foré sur la Ride de Lomonosov en Aout 2004 (Backman *et al.*, 2005, 2006). Avant cette expédition, les connaissances paléoocéanographiques de l'Océan Arctique central remontaient seulement jusqu'au Pléistocène et étaient basées sur l'étude de quelques petites carottes à piston (Moran *et al.*, 2006).

Cette expédition a permis de récupérer 428 mètres de carottes sédimentaires à 1300 mètres de profondeur d'eau sur un site situé à 250 kilomètres du Pôle Nord. Les carottes ont été récupérées dans 5 puits sur 3 sites différents : M0002A, M0003A, M0004A, M0004B, et M0004C (Backman, 2006) ; (Figure 31).

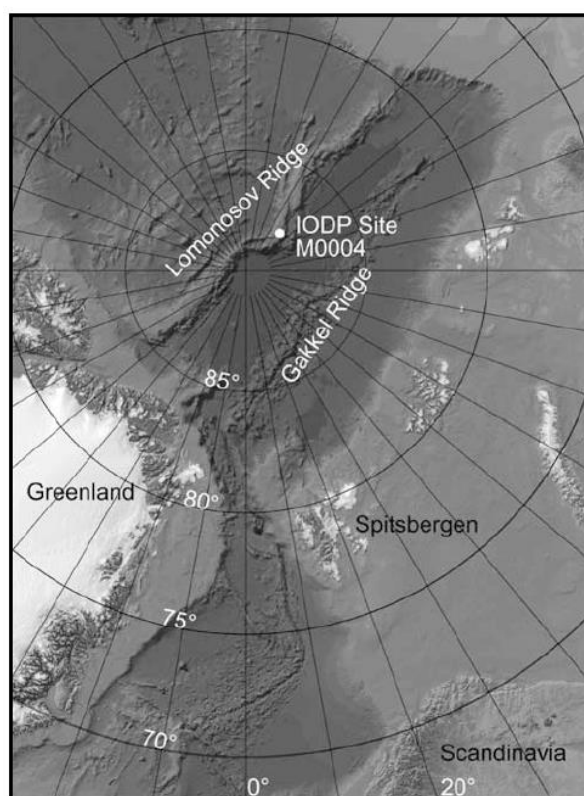


Figure 31 : Carte bathymétrique du Bassin Arctique à l'actuel et position du puits IODP ACEX 302 (Sluijs *et al.*, 2008).

De nombreux auteurs ont publié les résultats des analyses effectuées sur les échantillons des carottes du puits ACEX 302, permettant d'avoir une nouvelle et riche base de données

concernant l'histoire Cénozoïque du Bassin Arctique. Les résultats provenant du forage IODP ACEX 302 seront mis en perspective et en corrélation avec les résultats obtenus dans le Delta de Mackenzie dans le chapitre 6.

Les travaux effectués montrent clairement la transition paléoenvironnementale (Figure 32) entre la période chaude de type *greenhouse* à la fin du Paléocène et le début de l'Eocène, à la période plus froide de type *icehouse*, avec la présence d'icebergs et de banquises, depuis l'Eocène moyen jusqu'à aujourd'hui dans l'Océan Arctique (Plans, 2004 ; Brinkhuis, 2006 ; Moran *et al.*, 2006 ; Weijers, 2007 ; Sluijs, 2006, 2008 ; Bujak, 2007 ; O'Regan *et al.*, 2007 ; Sangiorgi, 2008 ; Speelman, 2009 ; Harding, 2010 ; Jones, 2013). Dans le Bassin Arctique, ces deux périodes sont très bien marquées (Sluijs, 2006 ; Harding, 2010) et la transition entre elles deux se fait au passage entre l'Yprésien (Eocène inférieur) et le Lutétien (Eocène moyen) et est marquée par le dépôt d'une fougère d'eau douce : *Azolla* (Brinkhuis, 2006).

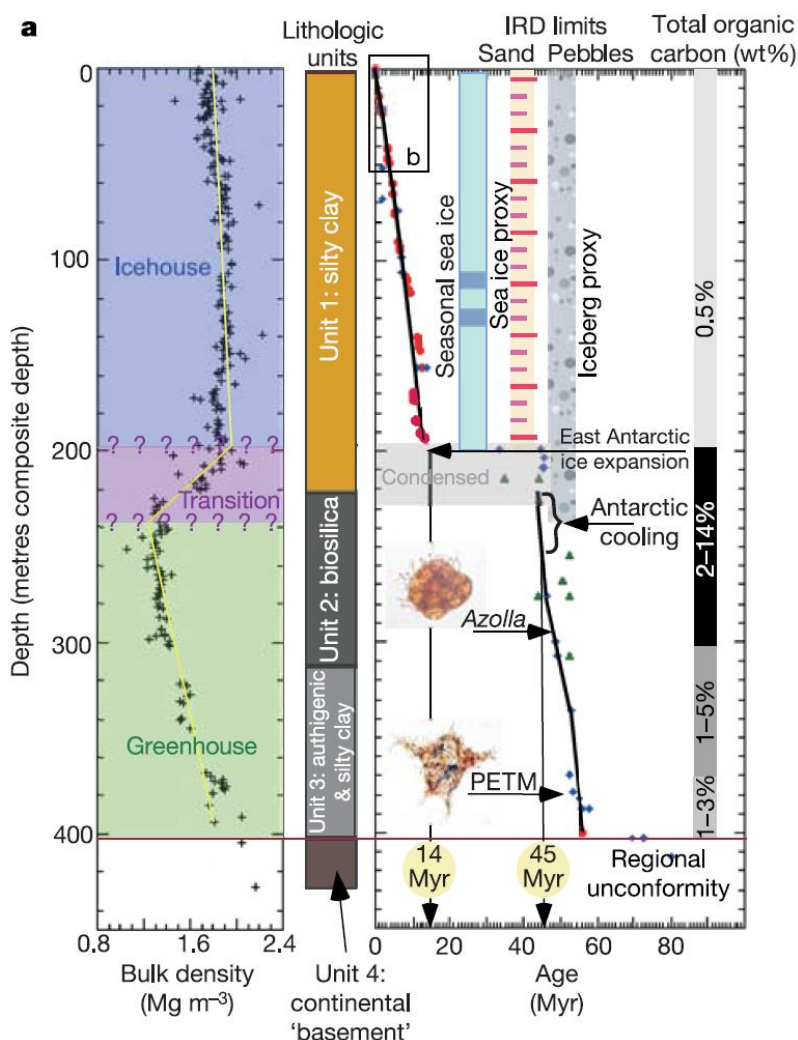


Figure 32 : Synthèse des données existantes sur le puits ACEX 302 (Moran *et al.*, 2006). Densité et régime climatique, lithologie (Unit 3 et 2 : Paléocène-Eocène et Unit 1 : Miocène-actuel), position du PETM (*Paleocene-Eocene Thermal Maximum*) et de l'événement *Azolla*, teneur en carbone organique total (TOC pour *Total Organic Content*), hypothèse des premières banquises à l'Eocène moyen.

2.2.2.1. Maximum Thermique Paléocène-Eocène (PETM : Paleocene-Eocene Thermal Maximum)

Pendant les maxima thermiques du début de l'Eocène (EECO, PETM, ETM 1&2), les températures des eaux de surfaces de l'Océan Arctique ont pu atteindre 18-20°C et peut-être même 24°C (Plans, 2004 ; Sluijs, 2008 ; Suc *et al.*, 2016 –communication personnelle-) et peut-être même 24°C (Moran *et al.*, 2006). Ces fortes températures d'eaux de surface sont associées à une montée du niveau marin relatif pendant le PETM et l'Yprésien (Sluijs, 2008). Cette période chaude est donc observée dans les sédiments du puits ACEX 302 et sera également observée dans les sédiments du Delta de Mackenzie. Cette période d'optimum climatique dans le Bassin Arctique sera détaillée dans ce manuscrit dans le chapitre 5 pour le cas du Delta de Mackenzie et dans le chapitre 6 pour le cas du puits ACEX 302. Comme ailleurs sur la planète, le PETM est remarquable dans les sédiments du Bassin Arctique par la présence du cyste de dinoflagellé *Apectodinium augustum* (McNeil, 2013). La fin de cette période chaude est marquée par une baisse des températures (Zachos, 2008) qui débute par l'événement *Azolla* à environ 48 Ma (Brinkhuis, 2006, Collinson, 2009, 2010 ; Speelman, 2009 ; Barke, 2012 ; Bujak, 2007 ; Bujak, 2014).

2.2.2.2. Événement *Azolla*

L'événement *Azolla* (*Azolla acme*) se produit à l'Eocène moyen lors du passage Yprésien-Lutétien autour de 49 Ma. Cet événement est marqué par plusieurs dépôts successifs, qui s'étendent sur une période de 800 000 ans à 1.2 Ma, d'une fougère d'eau douce appelée *Azolla* (Brinkhuis, 2006 ; Collinson, 2009, 2010 ; Speelman, 2009 ; Barke, 2012 ; Bujak, 2014). L'espèce observée dans les dépôts arctiques éocènes est l'*Azolla arctica sp. nov* (Collinson, 2009).

Les dépôts associés à l'événement *Azolla* sont observés dans l'ensemble du Bassin Arctique (Brinkhuis, 2006; Barke, 2012 ; Collinson, 2009, 2010 ; Speelman, 2009). Dans le cadre de cette thèse, *Azolla* a été observée dans le Delta de Mackenzie et dans les sédiments du puits ACEX 302. Ceci sera abordé dans les chapitres 5 et 6 de ce manuscrit.

La présence de cette fougère d'eau douce, associée à la forte abondance de cystes de dinoflagellés et d'autres micro-organismes d'eau douce (tels que *Senegalinium spp.* et *Phthanoperidinium spp.*, Sangiorgi *et al.*, 2008 ; Sluijs et Brinkhuis, 2006, Stickley, 2008) dans les sédiments éocènes entraîne une forte suspicion de faible salinité voir la présence d'eau douce en surface de l'Océan Arctique à cette époque (Barke, 2012), ce qui aurait entraîné une stratification des eaux et des fonds marins anoxiques à euxiniques (Ogawa, 2009). Les causes de cette stratification des eaux sont principalement liées à deux événements : 1) les eaux de surface douces ou à salinité très faible entraînent une stratification des eaux du Bassin Arctique qui, associées aux conditions restreintes du bassin (*cf* partie 2.1.4. de ce chapitre), va créer une zone anoxique sur le fond (Ogawa, 2009) et 2) la présence de forts apports d'eaux douces épisodiques et/ou saisonniers dus à l'importante décharge des rivières et/ou aux fortes précipitations qui existent à la fin de l'optimum climatique de l'Eocène inférieur (EECO) et durant l'Eocène moyen (Brinkhuis *et al.*, 2006 ; Greenwood *et al.*, 2010).

C'est à partir de cet événement *Azolla*, à l'Eocène moyen, que les conditions climatiques ont commencé à changer et à évoluer vers un environnement plus froid (Brinkhuis, 2006, Collinson, 2009, 2010 ; Speelman, 2009 ; Barke, 2012 ; Bujak, 2014). L'acme *Azolla* a eu un fort impact sur le climat de la planète. L'*Azolla* est une plante qui grandit très vite avec de fortes capacités de séquestration du carbone et de l'azote. Les énormes volumes de fougères *Azolla* auraient consommé une telle quantité de dioxyde de carbone atmosphérique que la concentration du CO₂ dans l'atmosphère aurait chuté, réduisant sa contribution à l'effet de serre et mettant fin à la période de *greenhouse* qui existait au Paléocène et à l'Eocène inférieur (Speelman, 2009 ; Bujak, 2007 ; Bujak, 2014).

2.2.2.3. Refroidissement oligocène

A partir de 49 Ma, après les dépôts du niveau *Azolla*, les températures atmosphériques et des eaux océaniques diminuent à environ 10-14°C (Moran *et al.*, 2006) jusqu'à une chute brutale au passage Eocène-Oligocène à 33.9 Ma (Liu *et al.*, 2009). Cette chute est marquée un changement une augmentation de +1.5‰ du δ¹⁸O des foraminifères benthiques, en à peine 300 000 ans, ce qui indique la présence de glaces continentales et de refroidissement aux hautes latitudes (Liu, 2009). En effet, cette période est marquée par la formation de glace continentale en Antarctique associée à un refroidissement des températures des océans (Lear, 2008 ; Zachos, 2008). Actuellement, la formation de glaces arctiques à l'Eocène moyen et supérieur ne peut être formellement prouvée (Lear *et al.*, 2008 ; Liu *et al.*, 2009). Néanmoins, la présence de galets dans des dépôts sédimentaires associés à des environnements sédimentaires calmes et plutôt argileux, comme dans les dépôts du puits ACEX 302 à partir de 45 Ma, peut être comparée au dépôt des *dropstones*, les galets transportés par le déplacement de glace ou d'icebergs (Moran *et al.*, 2006 ; St. John, 2008 ; Stickley *et al.*, 2009). Il est proposé qu'une banquise saisonnière puisse se mettre en place à partir de 45 Ma (St. John, 2008 ; Stickley *et al.*, 2009 ; Polyak *et al.*, 2010).

La période de 44 Ma à 17 Ma est caractérisée par un intervalle condensé (hiatus de non déposition ou d'érosion) qui marque un changement entre les sédiments paléogènes riches en matière organique et fossilifères à des sédiments argilo-silteux peu fossilifères et pauvres en matière organique du Néogène (Moran *et al.*, 2006 ; Stein, 2007).

2.3. Intérêt pétrolier du Bassin de Beaufort-Mackenzie

Le BMB est une cible pétrolière importante, avec 263 puits, de nombreuses données sismiques ainsi que des données résultant d'études onshore (Majorowicz et Osadetz, 2001; Dixon et al., 1994 ; Osadetz, 2005). De nombreuses études ont été faites afin de déterminer et caractériser son potentiel pétrolier. Les ressources pétrolières conventionnelles prouvées du BMB montrent qu'il est un bassin pétrolier prolifique, produisant du gaz naturel et des huiles légères (Osadetz, 2005).

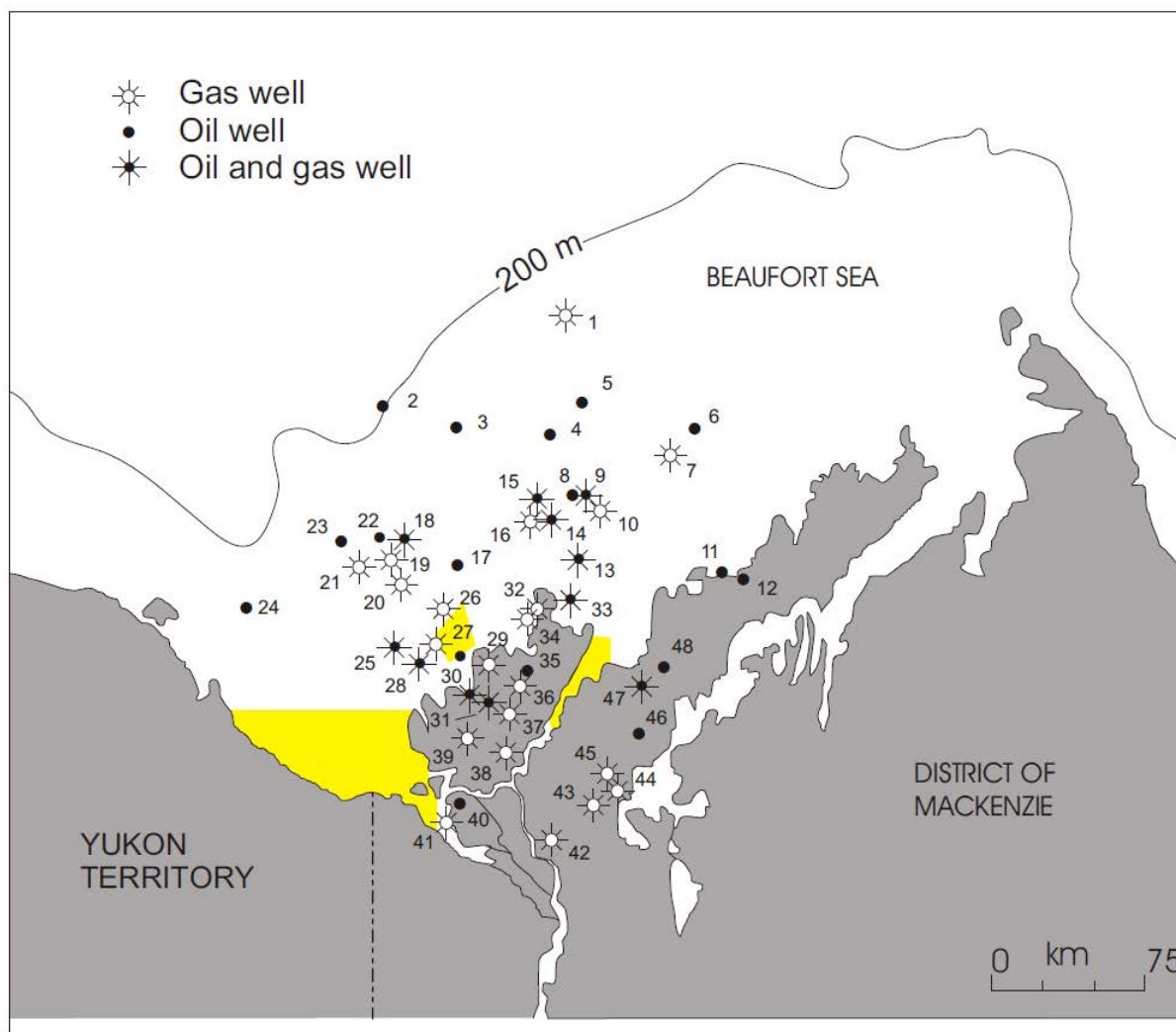


Figure 33 : Découvertes dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie (BMB) (Osadetz, 2005).

L'huile était la première cible dans le BMB dans les années 1970 à 1980. Les problèmes de transport et de faibles prix du gaz ont entraîné une suspension de l'industrie pétrolière dans la région dans les années 1990. Dans les années 2000, le prix du gaz remonte et relance alors l'activité d'exploration dans le BMB avec de nouveaux puits forés et de la nouvelle sismique acquise (Osadetz, 2005). 52 puits de gaz et huile ont été découverts (Figure 33).

Les réservoirs majeurs sont situés dans des carbonates d'âge paléozoïque et dans les sables du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Les réservoirs tertiaires se situent dans les sables des séquences deltaïques du Delta de Mackenzie (Figure 34). En effet, les sables de la plaine deltaïque et du front de delta sont très souvent de bons réservoirs dans le Delta de Mackenzie, surtout si d'épais dépôts d'argiles de prodelta viennent dessus en couverture dessus (Dixon, 1981 ; Dixon *et al.*, 2008). Les accumulations d'hydrocarbures des réservoirs paléozoïques et du Crétacé supérieur se situent dans le sud du Delta de Mackenzie et le long de la Péninsule de Tuktoyaktuk. Les accumulations dans les réservoirs tertiaires sont concentrées dans la partie centrale du BMB (Osadetz, 2005). La plupart des découvertes du BMB sont faites dans les niveaux tertiaires. Des accumulations d'hydrocarbures sont identifiées dans les séquences Fish River, Aklak, Taglu, Kugmallit et Mackenzie Bay.

Des ressources non conventionnelles sont également observées dans le BMB, notamment des hydrates de gaz qui ont été découverts tôt dans l'exploration du bassin (Majorowicz et Osadetz, 2001 ; Dixon *et al.*, 1995; Dixon *et al.*, 1994 ; Osadetz, 2005). Ces hydrates de gaz peuvent contribuer aux réserves pétrolières régionales conventionnelles (Dallimore *et al.*, 1999).

Les roches mères du Delta de Mackenzie sont localisées dans les formations tertiaires de Richards et Aklak et dans les formations du Crétacé supérieur de Boundary Creek et Smoking Hills (Li *et al.*, 2008). Les argiles des séquences crétacées de Boundary Creeks et Smoking Hills sont riches en matière organique et ont été déposées dans un environnement anoxique à dysoxique de plaine abyssale ou de pente. Les corrélations faites entre les huiles et les roches mères montrent que les huiles dérivent de deux sources d'âge Tertiaire possibles. Les huiles brutes semblent provenir d'une première source du centre du BMB liées aux argiles de la base de la séquence Richards. La deuxième source possible semble provenir des argiles paléocènes dans l'est du BMB (Osadetz, 2005 ; Li *et al.*, 2008). La matière organique présente dans les séquences deltaïques tertiaires est de type III, d'origine terrestre et donc produit du gaz naturel. La matière organique des roches mères du Crétacé supérieur est de type II, d'origine marine et va plutôt produire de l'huile (Osadetz, 2005 ; Li *et al.*, 2008).

Les accumulations sont plutôt à huile vers les zones distales du bassin (Osadetz, 2005). Pour créer de l'huile, d'autres types de matière organique doivent être mélangés avec la matière organique terrestre (Snowdon, 1995 ; Brooks, 1986 ; Snowdon and Powell, 1979), dans le cas du BMB il y a un mélange entre des kérogènes de type II et III, ce qui permet d'obtenir de l'huile et du gaz dans le bassin.

Dans le cas du gaz naturel et des hydrates de gaz, il semble y avoir une source thermogénique (Kvenvolden et Lorenson, 1999). Ceci indique que le pétrole présent dans les hydrates de gaz migre et fuit depuis les accumulations conventionnelles sus-jacentes. Le potentiel de ressources en gaz est donc plutôt limité par les sources ou les chemins de migration que par les conditions de stabilité physique du milieu (Osadetz, 2005).

De façon générale, les complexes deltaïques se développant en contexte de marge continentale sont des provinces pétrolifères majeures (Ekweozor et Daukoru, 1994 ; Morse, 1994 ; Demaison et Huizinga, 1991). Néanmoins, les roches mères pétrolières sont peu caractérisées dans les environnements deltaïques car les systèmes progradants entraînent et enfouissent rapidement la matière organique dans les zones plus profondes du delta. Les puits ont alors du mal à pouvoir attendre ces zones pour tester les réservoirs et il est plus compliqué d'obtenir des échantillons à analyser (Osadetz, 2005).

Il est considéré que toutes les réserves pétrolières du BMB n'ont pas été découvertes et qu'il resterait d'importants volumes d'hydrocarbures à explorer. Le BMB est et reste une province pétrolière intéressante (Dixon *et al.*, 1994 ; Osadetz, 2005). Comme cela a été annoncé en introduction, le potentiel pétrolier non découvert dans le BMB associé à des roches mères peu étudiées dans les environnements deltaïques font du Delta de Mackenzie une zone d'étude particulièrement intéressante pour améliorer les connaissances sur la matière organique de type III et son potentiel pétrolier.

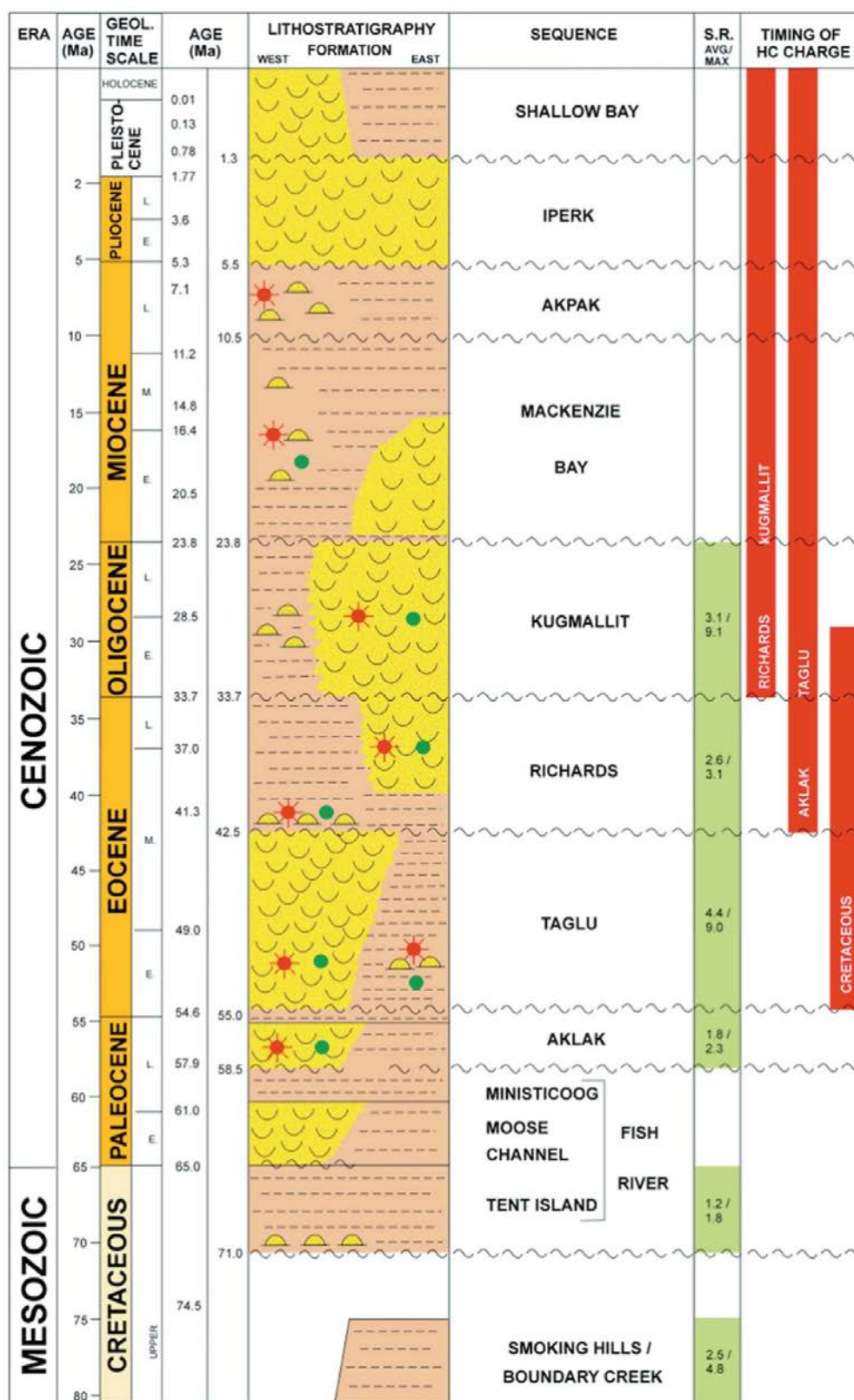


Figure 34 : Stratigraphie du Bassin de Beaufort-Mackenzie et formations où ont été faites des découvertes. Etoile rouge : découverte de gaz et rond vert : découverte d'huile ; les valeurs dans la colonne SR correspondent aux valeurs de TOC mesurées (Berquist *et al.*, 2004).

2.4. Base de données

2.4.1. Puits et logs électriques

Sur les 263 puits existants dans le BMB (Osadetz, 2005), 9 ont été retenus à travers le bassin selon plusieurs critères (Figure 35) :

- Intervalle Eocène inférieur et moyen (séquence Reindeer) présent afin de pouvoir observer la transition climatique *greenhouse-to-icehouse* ;
- Carottes sédimentaires disponibles ;
- Echantillonnage des carottes possible (disponibilité des cuttings ou des carottes sur les intervalles d'intérêt) ;
- Position sur un *transect* proximal-distal dans le delta.

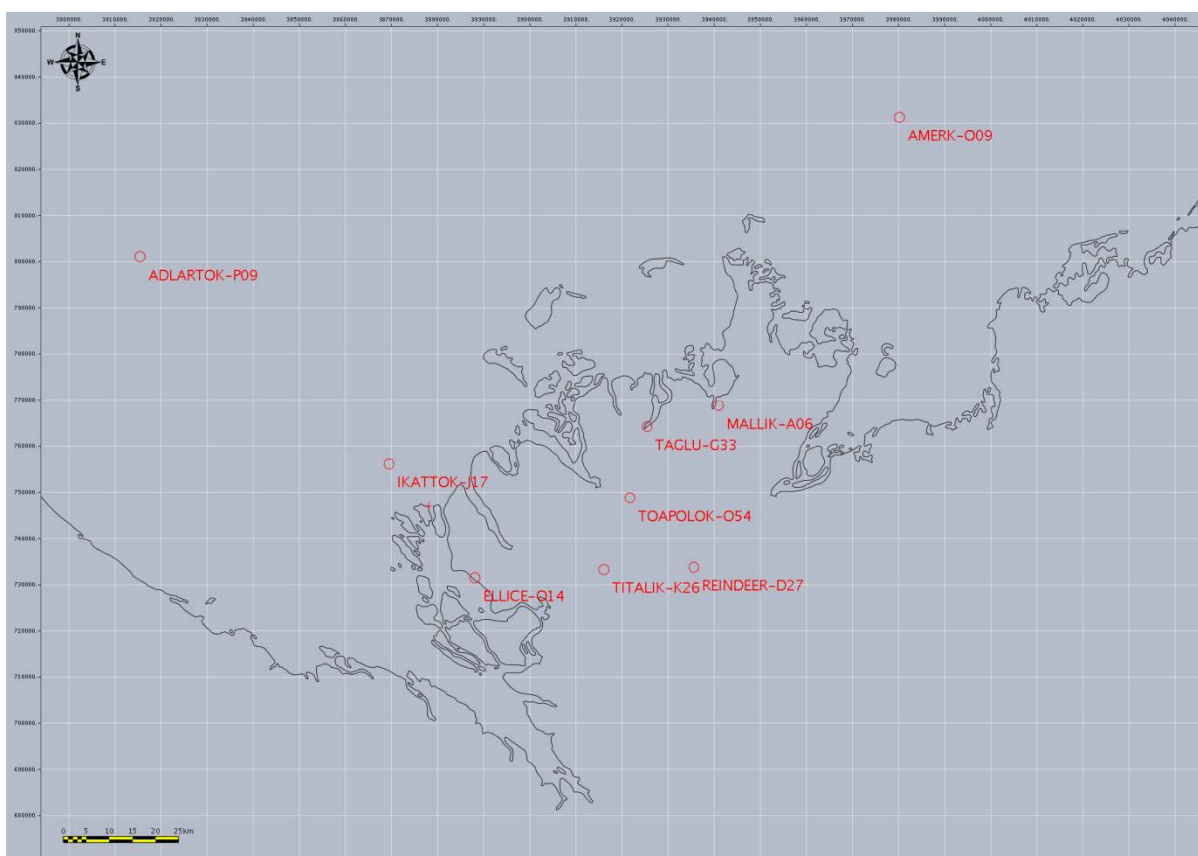


Figure 35 : Plan de position des puits sélectionnés dans le Delta de Mackenzie.

Deux *transects* proximal-distal sont construits avec les puits suivants (Figure 36):

- Transect 1 : Reindeer D-27, Titalik K-26, Ellice O-14, Ikattok J17 et Adlartok P-09 ;
- Transect 2 : Reindeer D-27, Titalik K-26, Toapolok O-54, Taglu G-33, Mallik A-06 et Amerk O-09.

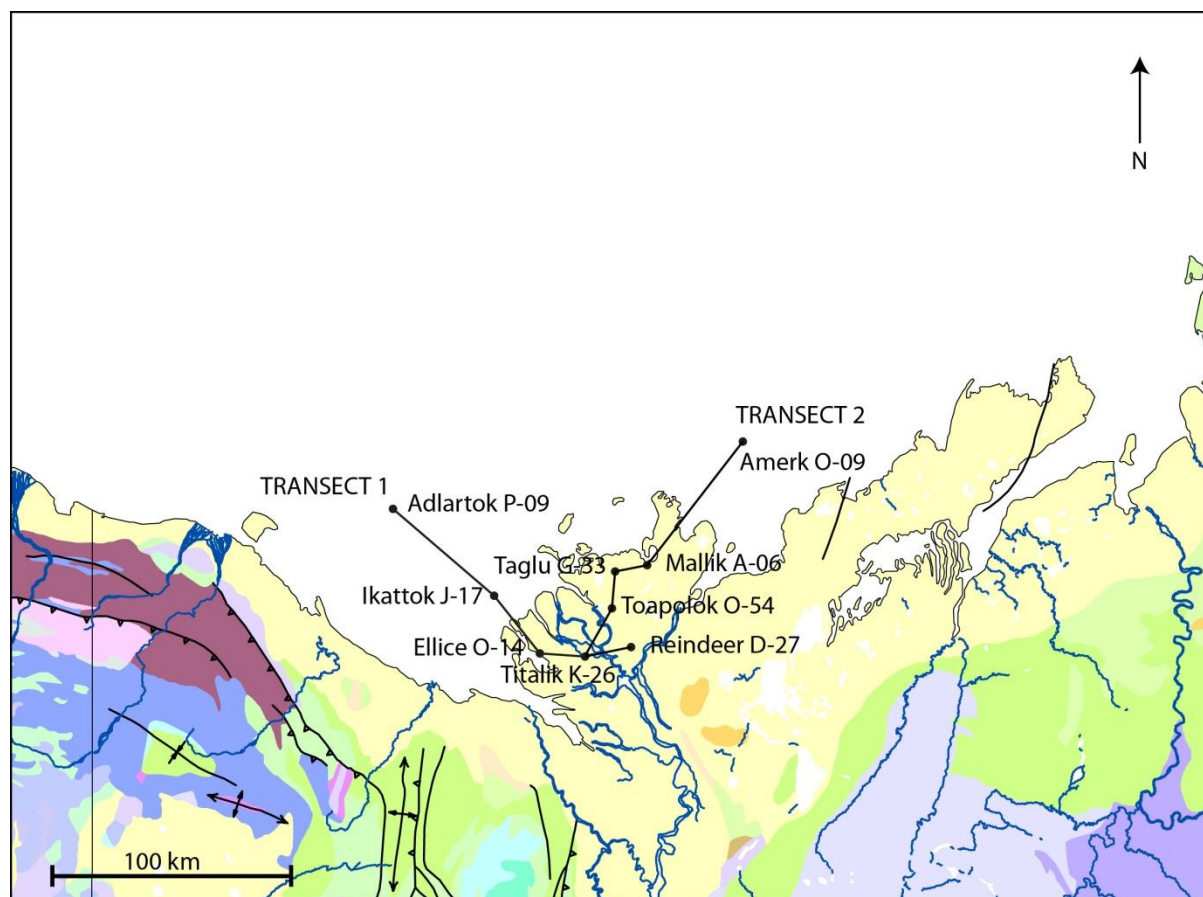


Figure 36 : Transects proximal-distal dans le BMB et position des puits.

Ces puits disposent de logs électriques associés :

- Adlartok P-09: Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Potentiel Spontané (SP), Densité (RHOB);
- Amerk O-09 : Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Potentiel Spontané (SP), Densité (RHOB), Neutron (NPHI) ;
- Ellice O-14 : Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Potentiel Spontané (SP), Densité (RHOB), Neutron (NPHI) ;
- Ikattok J-17 : Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Potentiel Spontané (SP), Densité (RHOB), Neutron (NPHI) ;
- Mallik A-06 : Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Potentiel Spontané (SP), Densité (RHOB), Neutron (NPHI) ;
- Reindeer D-27 : Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Potentiel Spontané (SP), Densité (RHOB);
- Taglu G-33 : Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Densité (RHOB), Neutron (NPHI) ;
- Titalik K-26 : Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Potentiel Spontané (SP), Densité (RHOB), Neutron (NPHI) ;
- Toapolok O-54 : Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Potentiel Spontané (SP), Densité (RHOB), Neutron (NPHI) ;

2.4.2. Carottes sédimentaires

Les 9 puits sélectionnés pour cette étude n'ont pas tous des carottes sédimentaires disponibles pour le Paléocène et l'Eocène, seuls les puits suivants en possèdent (Figures en annexes) : Amerk A-09, Ellice O-14, Taglu G-33, Toapolok O-54, Mallik A-06, Reindeer D-27 et Titalik K-26.

La mise à disposition et la description des carottes sédimentaires se sont déroulées au *Canadian Geological Survey* à Calgary. Deux missions y ont été menées durant la thèse afin de décrire les carottes et de récupérer les échantillons sur carottes et sur *cuttings*.

Au total, ce sont 260 mètres de carottes environ qui ont été décrites avec un nombre de carottes disponibles variable selon les puits et une répartition inégale des carottes sur les puits eux-mêmes. Les puits Taglu G-33, Reindeer D-27 et Mallik A-06 ont permis un bon recouvrement des faciès sédimentaires alors que les Puits Ellice O-14 et Toapolok O-54 par exemple n'ont que quelques mètres à peine de carottes disponibles pour le Paléocène et l'Eocène.

2.4.3. Echantillons

33 échantillons ont été récupérés sur les carottes des puits Amerk O-09, Reindeer D-27, Taglu G-33, Titalik K-26, Toapolok O-54 et 209 sur les *cuttings* des puits Adlartok P-09, Amerk O-09, Toapolok O-54 et Reinder D-27 (Annexes 1 à 6 : position des échantillons).

Les échantillons ont pu être récupérés lors d'une mission au *Canadian Geological Survey* à Calgary directement sur les carottes et dans les sachets de *cuttings*. Tous les échantillons seront analysés selon différentes approches qui seront détaillés dans le chapitre 4 de ce manuscrit (étude palynologique, analyses géochimiques...).

2.4.4. Données sismiques

Plusieurs études sismiques sont à notre disposition (Figure 37). Ces lignes sismiques sont de qualité très nuancée, de très mauvaise pour certaines lignes anciennes acquises à terre notamment à très bonne pour les lignes régionales récentes GXT par exemple.

Chapitre 2 : Contexte géologique du Bassin de Beaufort-Mackenzie

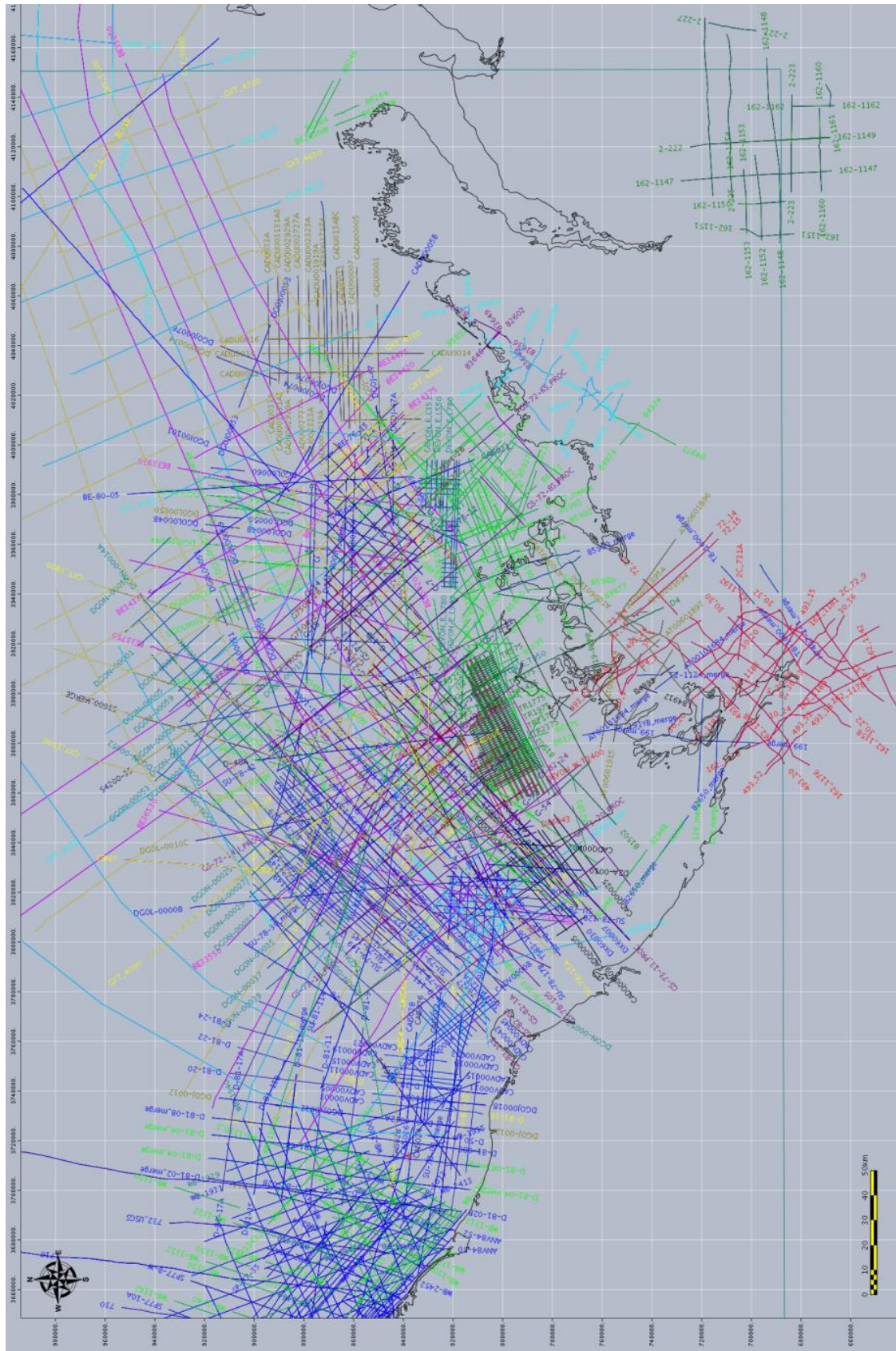


Figure 37 : Position des lignes sismiques disponibles dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie (BMB) (Base de données Total S.A.).

2.4.5. Biostratigraphie

Nous avons eu accès à une base de données biostratigraphique effectuée par Jonathan Bujak en 2012 sur les puits du Delta de Mackenzie. Son étude biostratigraphique s’est notamment concentrée sur le Tertiaire avec le PETM et l’événement *Azolla* dans une zone s’étendant de l’Alaska au Bassin de Banks et Sverdrup en passant par le BMB. Nous avons donc eu accès aux rapports biostratigraphiques et aux figures de synthèses (Figure 38) regroupant notamment les informations sur les environnements de dépôts, les palynomorphes, les types de kérogène, la stratigraphie des 9 puits sélectionnés, afin d’avoir un premier découpage en âge dans le BMB.

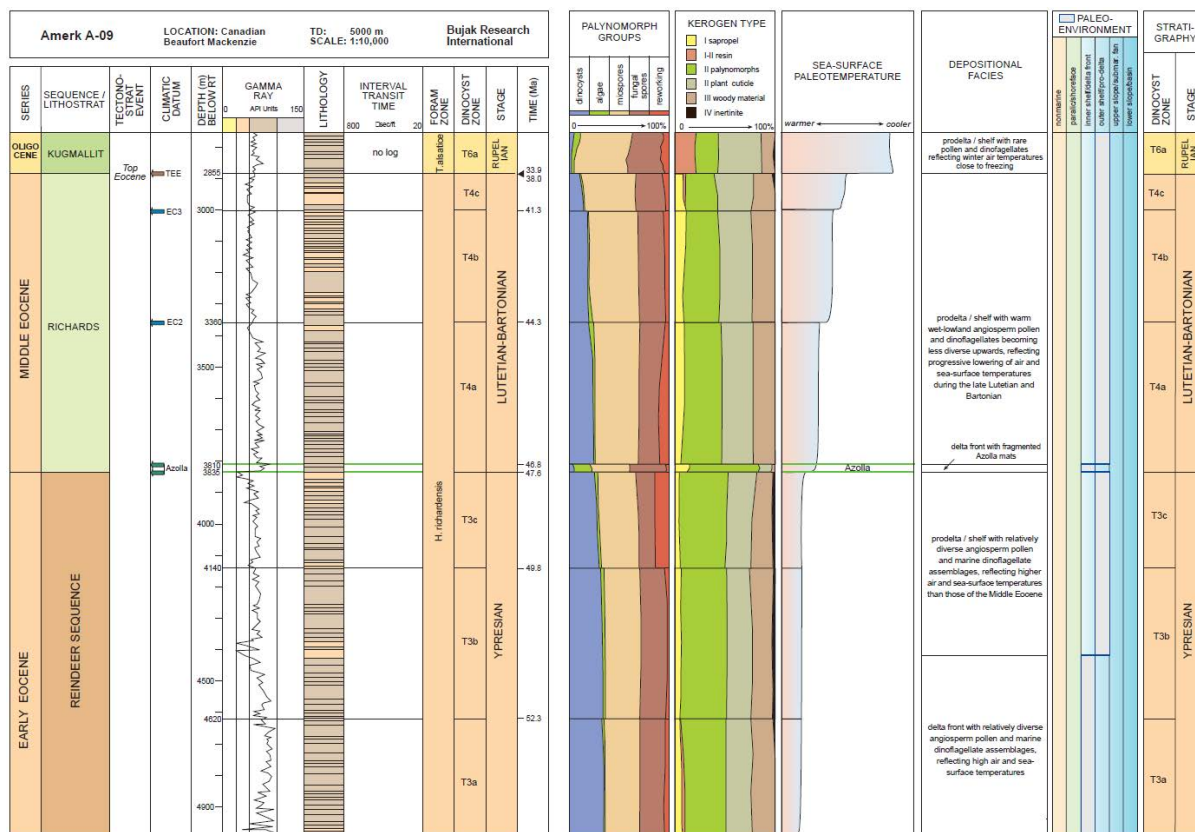


Figure 38 : Synthèse du puits Amerk 0-09 (Bujak, 2012).

Le modèle d’âge proposé par Jonathan Bujak (2012) a rapidement soulevé des incohérences qui seront abordées dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

Chapitre 3: Mixed-influence, high-latitude delta during Paleogene: the Beaufort- Mackenzie Basin, Canada

Abstract

Deltas are depositional environments that have been extensively studied in different climatic and geodynamic settings. The high-latitude location of the Mackenzie Delta makes it a specific case study for deltaic sedimentation.

The Mackenzie Delta had always been described as a river-dominated delta during the Tertiary, but the sedimentary analysis of cores taken from the Delta shows that it was also influenced by tides and storms. At high latitudes, since the Jurassic, tides have often been observed in the North Atlantic (East Greenland, Barents Sea or Western Norway) that derive from the Atlantic tides (Rouch, 1928). The presence of tidal deposits in the Mackenzie Delta, located far from the only connection with the nascent Atlantic Ocean (Turgai Strait during the Paleocene and Eocene) and with no other major connection to the global ocean system, show that tides also occurred within the Arctic Basin.

From the Paleocene to the Middle Eocene, the first phase of the Brooks Range orogeny was the strongest and caused southwestward migration of the delta and its sedimentary supply. The wells studied show this migration through changes in the sedimentary record and this has been validated by recent dating resulting from analyses of available limestone nanofossils.

Résumé

Les deltas sont des environnements de dépôts très étudiés dans différents contextes climatiques et géodynamiques. La situation de haute latitude du Delta de Mackenzie en fait un cas particulier dans la sédimentation deltaïque.

Durant le Tertiaire, le delta de Mackenzie a toujours été décrit comme un delta fluvial-dominé, or l'étude sédimentaire des carottes situées dans le delta montre des influences de marées et de tempêtes. En hautes latitudes, les marées sont souvent observées dans l'Atlantique Nord et ce depuis le Jurassique (Est du Groenland, mer de Barents ou encore l'ouest de la Norvège) ; (Martinius, 2011) et dérivent des marées atlantiques (Rouch, 1928). La présence de dépôts à caractères tidaux dans le delta de Mackenzie, pourtant situé loin de la seule connexion avec l'Océan Atlantique naissant (détroit de Turgay pendant le Paléocène et l'Eocène) et sans autre connexion majeure avec les autres océans, montrent que les marées existent aussi en partie interne du Bassin Arctique.

Du Paléocène à l'Eocène moyen, la première phase de l'orogène de la chaîne des Brooks est la plus forte et elle entraîne une migration du delta et de ses directions d'apport vers le sud-ouest. Les puits étudiés montrent cette migration par un changement dans l'enregistrement sédimentaire et est validé par les nouvelles datations faites par l'analyse des nannofossiles calcaires disponibles.

3.1. Introduction

The Mackenzie Delta was deposited in the Beaufort-Mackenzie Basin which is part of the Arctic Basin (Figure 39). It has been extensively studied since the 1970s, as the Beaufort-Mackenzie Basin contains immense petroleum resources of both oil and gas (Osadetz, 2005).

However, there are very few sedimentological studies on Tertiary deposits from the Mackenzie Delta. The previous publications focused mainly on well log pattern analyses (electrofacies), using only very few cores from the Early Eocene (Dixon, 1981). There is no general sedimentary facies model based on the integration of a complete data set.

The principal aim of this paper is to fill the gap by proposing a global facies model based on cores and well logs data for the Tertiary succession of the Mackenzie delta.

The Tertiary paleogeography of the Beaufort-Mackenzie Basin and the influence of the Brooks Range are fundamental parameters controlling the sedimentation of the Mackenzie Delta, (Figure 39). The Tertiary sediments of the Mackenzie Delta mostly originated from the erosion of the Brooks Range during its orogeny. During the Cenozoic, the deformation reached its peak from the Paleocene to the Eocene, forcing the Mackenzie Delta to move in a south-eastwardly direction from the Late Paleocene to Early/Middle Eocene (Dixon et al., 2008). In the Paleocene, the Mackenzie Delta was located to the east of the present-day delta, whereas the sediment source was in the west. Since the Eocene, the sediment supply has originated essentially from the southwest (Lane, 2002; Dixon et al., 2008).

This study contributes to the knowledge of deltaic sedimentation in high-latitudes during major tectonic events such as an orogeny. In addition, it provides a better understanding of the sedimentary processes involved in the deposition of the Mackenzie Delta during the Cenozoic.

3.2. Geological setting

The Mackenzie Delta is located within the Arctic Basin. The Arctic Basin has remained rather isolated and in polar position since it opened in the Jurassic (Figure 39) (Golonka, 2003; Dixon, 2008), even though some details of this are still debated. The only significant connection with the global ocean system was the Turgai Strait (Iakovleva, 2011), which is compared to an epicontinental sea with a maximum depth of 200 m. The Fram Strait was closed (Engen, 2008) as was the Bering Strait (Tolsen, 1987) (Figure 39).

The Arctic Basin is made up of three major regional basins (Figure 39): the Amerasian Basin, the Eurasian Basin and the Canada Basin where the Mackenzie Delta is located. The Amerasian and Canada Basins started to rift at the end of the Jurassic, while the Eurasian Basin, separated from the Eurasian plate by the Lomonosov Ridge, started to open in the early Tertiary. The Beaufort-Mackenzie Basin was formed in a post-rift context, due to the opening of the Canada Basin in the Late Cretaceous (Dixon et al., 2008). It overlaid a continental margin, and was

subjected to the tectonic influence of the Brooks Range orogeny (located southwest of the Beaufort-Mackenzie Basin) from the Paleocene (Figure 40).

Several tectonic phases then followed in the Beaufort-Mackenzie Basin, from the Late Jurassic to the Pleistocene (Lane, 2002; Dixon et al., 2008). The tectonic timing of certain phases and the mechanisms of these deformations are still debated today. This is the case for the opening of the Canada Basin. The most advanced study cited three phases (Dixon et al., 2008). The first from the end of the Cretaceous to the Middle Eocene, the second from the Middle Eocene to the Late Miocene and the third from the Late Miocene to the Present

The Brooks sedimentary sequence was deposited during the opening of the Canada Basin in the Late Cretaceous (Grantz et al., 2011). The deltaic sedimentation rate remained very high from the Early Paleocene to the present time (Dixon, 2008) (Figure 40), resulting in thick fluvio-deltaic strata organized in overall transgressive/regressive sequences. Nine sequences can be described from the Maastrichtian to the Pliocene (Dixon, 2008) (Figure 40): the Fish River, Reindeer Supersequence, Richards, Kugmallit, Mackenzie Bay, Akpak, Iperk and Shallow Bay formations. The Delta recorded the entire Tertiary sedimentation history, including the greenhouse-to-icehouse transition from the Paleocene to the Oligocene (Sluijs et al., 2008; Brinkhuis et al., 2006, Barke et al., 2012).

The Tertiary Mackenzie Delta is generally described as a river-dominated delta, with no other form of influence, and has always been compared to the present-day river-dominated Mississippi Delta (Dixon, 1981; Nentwich, 1982). Satellite images of the modern Mackenzie Delta show a mixed morphology of fluvial and tidal processes. The Delta is prograding and composed of tidal channels (estuaries) and typical and elongate tidal bars.

This paper focuses on the three Paleocene to Oligocene sequences: the Fish River, Reindeer Supersequence and Richards formations (Figure 40).

3.3 Database and methodology

The sedimentological study of the Beaufort-Mackenzie Basin deposits is supported by the description of well cores taken from the Mackenzie Delta (Figure 41). These sediment cores (Figure 42, Figure 43, Figure 44, Figure 45, Figure 46, Figure 47, Figure 48, Figure 49, Figure 50 and Figure 51) come from five different wells (Ellice O-14, Amerk O-09, Toapolok O- 54, Titalik K-26 and Taglu G-33) (Figure 41).

To define depositional environments, the first step is to classify the sedimentary facies. These facies are characterized in terms of grain size, sedimentary structures and paleontological content in order to define hydrodynamic processes and to interpret the depositional environments. The study accurately defined 21 sedimentary facies which were grouped to form a facies association. The core analyses enabled us to recognize four facies associations that correspond to distinct sedimentary environments: the prodelta to offshore domain, the proximal and distal delta front (with the associated mouth bars for the proximal delta front deposits), the

distributary channels and the interdistributary bays (flooding channels and crevasse lobes) which together form the deltaic plain environment.

These sedimentary facies associations described based on the core analyses then had to be extrapolated over the uncored sections of the wells so that an electrofacies model could then be proposed. Based mainly on gamma-ray log pattern analyses (other types of electrical logs are not always available for each of the wells studied), we examined the log signature opposite each facies association described in the core (electrofacies analysis). This work provided us with an electrofacies model that could be extrapolated over the uncored sections of the wells to infer a depositional environment interpretation where no direct sedimentary information is available. We were then able to determine the sedimentary successions and, consequently, the depositional environments of the entire logged section. Finally, using well log correlation, it was also possible to track the lateral variations on a proximal-distal trend.

3.4 Results

3.4.1 Sedimentary facies

The sedimentary facies were described based on the observation and description of the cores (Tableau 1). As mentioned above, 21 facies were described, first classified according to grain size. Most of these facies were then divided into secondary facies classified according to sedimentary structures and bioturbations. Those facies are detailed in Tableau 1 and shown in Figure 53 and Figure 54.

Analysis of the sediment cores clearly established the tidal, storm and fluvial influences (Tableau 1 and Figure 53). The occurrence of well-developed distributary channel successions associated with coal-bearing clay with organic matter and lignin clasts (interdistributary bays) described on cores and electrofacies indicate a well-expressed fluvial influence. The presence of mud drapes (in the F3b heterolithic facies and of cyclic mud drapes in the F_{f-m1} facies associated with lenticular, wavy and fraser bedding in turn associated with mixed *Skolithos-Cruziana* ichnofacies (*Teichichnus isp.*, *Planolites isp.*, *Phycosiphon isp.*, *Chondrites isp.*, *Skolithos isp.* and possibly *Diplocraterion isp.* and *Ophiomorpha isp.*) highlight a clear tidal influence. The repetitive, well-expressed distal tempestite sequences in F3c plainly show the influence of storm events on the sediments (Figure 54). Tidal and storm influences on the delta sedimentation are unmistakable.

3.4.2 Facies associations

The following descriptions of facies associations are summarized in Tableau 2.

3.4.2.1 AF1: prodelta to offshore

The prodelta and offshore deposits are characterized by predominantly clayey to silty facies associations (Coleman and Prior, 1981). The prodelta and offshore environments are

difficult to differentiate because of their lack of occurrence in cores, which is why they are grouped together in AF1. These two distal environments were formed by the association of dominant clay-silt facies (F1, F4a and F4b), deposited when the sediments settled in a low-energy environment. Locally, sandy laminations or beds, usually fine- to medium-grained (F4b), alternate with rarer coarser-grained deposits such as massive sandstone (F_{m-c1}), conglomerates (F7) and heterolithic deposits (F3a). These coarser-grained facies were deposited during high-energy episodes such as river flooding or storm events. Debris flows (F2a and F2b), slumps and load casts (F2c) can be locally observed and formed at the base of the delta, where slope failure occurred due to the slope itself and to the flooding events. It is a known fact that turbidity currents and flooding rivers are prone to soft-sediment deformation, as seen in the convolute laminations and the load structure observed (Allen, 1992), and that convolutes preferentially affect fine-grained sand and silt sediments (Dzulynski & Smith, 1963). AF1 is observed on cores 3 to 10 of the Taglu G-33 well, on cores 4, 5 and 8 of the Mallik A-06 well and on core 8 of the Amerk O-09 well.

3.4.2.2 AF2: delta front

The sedimentary succession of the delta front is typically coarsening-upward, as the delta front progrades basinward (Coleman and Prior, 1981; Allen, 1982). Prograding delta front sequences are overlaid by prograding mouth bar successions. Typically, these delta front sequences show an association of heterolithic deposits at the base, where high-energy fluvial currents alternate with quieter decantation periods, and sandy mouth bars at the top, formed by high-energy currents (due to river discharge). The strength of the current energy typically increases upward in the delta-front succession.

3.4.2.2.1 AF2a: distal delta front

The distal delta front is characterized by silty to fine-grained sandstones organized in coarsening-upward successions. It is dominated by heterolithic facies (F3c), deposited during the alternation of low- and high-energy currents, associated with thin fine-grained sandy bar deposits at the top (F_{f-m1}). In the Mackenzie Delta cores, this distal delta front succession is characterized by the following association: heterolithic facies deposits at the base (mostly F3c and sometimes F3a and F3b) are overlaid by massive, predominantly structureless sandstone deposits (F_{f-m1}) that may present planar (F_{f-m2}) or cross laminations (F_{f-m3}), with interbedded F2c slumps. AF2a is very well expressed on cores 4, 5 and 9 of the Reindeer D-27 well and on cores 13, 14 and 18 of the Taglu G-33 well. We also observed AF2a on core 6 of the Mallik A-06 well and on core 9 of the Amerk O-09 well (Figure 52).

The wide variety and abundance of bioturbations of *Cruziana-Skolithos* ichnofacies in F3c indicates a relatively quiet environment which allowed organisms to develop (Gerard and Gromley, 2008; Benton & Harper, 1997) (Figure 54). The abundance of bioturbations tends to increase in soft sediments but is, however, still present in mature, well-sorted sandstone. As in the prodelta deposits, sediments originate from the continent when flooding or storm events happen, resulting in the deposition of sandstone beds. In addition, the presence of distal

tempestite successions observed in F3c indicates a calm environment below the wave influence (Figure 54).

3.4.2.2.2 AF2b: proximal delta front

The proximal delta front presents the same coarsening-upward pattern as the distal delta front previously described. The heterolithic facies are, however, less frequently observed whereas the sandy mouth bar deposits are omnipresent.

At the base of the mouth bar successions are heterolithic facies deposits (F3b and F3c) which are overlaid by thick successions of massive predominantly structureless sandstone facies (F_{f-m}1) alternating first with planar-laminated sandstone (F_{f-m}2) and convoluted sandstone (F2f), followed by alternations of oblique laminations or cross-bedded sandstone (F_{f-m}3 and F_{f-m}4). Massive silt units (F4a) or planar-laminated silts (F4b) were deposited locally. The coarser facies of the upper part are generally medium- to coarse-grained structureless sandstone (F_{m-c}1) or sandstone with large clay clasts (F_{m-c}2). AF2b is very visible on cores 1, 2, 6 and 7 of the Reindeer D-27 well, on cores 13, 17, 18 and 19 of Taglu G-33, on core 7 of the Mallik A-06 well and also on cores 5, 6 and 7 of the Amerk O-09 well.

It is important to note that bioturbated heterolithic facies (F3c) can be encountered between sandy mouth bar successions, but they are most likely to be found in finer-grained delta front successions such as in the Reindeer D-27 well. As the mouth-bar sediments are deposited at the front of the river mouth where the sediments are directly supplied to the basin, organisms suffer the stress induced by the river discharge. When the sediment rate increases (during the river discharge period), the intensity and diversity of the bioturbations strongly decrease or even disappear (Gerard & Gromley, 2008). Fossil traces are more present in the quiet area of the delta front in a distal position (distal delta front) or at the side of the river mouth (example of the Reindeer D-27 cores (Figure 43 and Figure 44) as well as between the distributary channels and the mouth bars, and were deposited during a period when the river discharge was at its lowest (example of the Taglu G-33 and Mallik A-06 cores, Figure 45, Figure 46, Figure 47, Figure 48, Figure 49, Figure 50 and Figure 51).

3.4.2.3 AF3: distributary channel

The sedimentary succession of distributary channels is typically fining-upward, composed mainly of coarse-grained sediments and underlined by an erosional base (Coleman and Prior, 1981; Allen, 1982). The fining-upward sedimentary sequences of distributary channels observed in the Mackenzie Delta cores start with an erosional base and pebbly sandstones (F7) deposited by a very high-energy current that can erode and transport pebbles. Those conglomerates generally evolve upward to massive, coarse-grained, predominantly structureless sandstone (F_{m-c}1) or occasionally to cross-bedded sandstone (F_{m-c}3) including clay clasts (F_{m-c}2). Finally, massive, fine- to medium-grained, predominantly structureless sandstone (F_{f-m}1) is described at the top of the fining-upward succession. This fine-grained sandstone (F_{f-m}1) can be associated with planar- (F_{f-m}2) or cross-laminated (F_{f-m}3) sandstone. The cross-stratifications observed are due to the unidirectional current in the distributary channel. The presence of coal,

lignin and organic matter clasts indicates that the distributary channels observed are fluvial channels. The strength of the current's energy and the grain size decrease upward in the successions. AF3 is well-expressed and only observed on cores 12, 15 and 16 of the Taglu G-33 well.

It is important to note that the distributary channel successions may not always exhibit a clear erosional base associated with pebbly sandstone (F7). Massive medium- to coarse-grained, predominantly structureless sandstone (F_{f-m1}) can also be found at the base, associated with isolated or amalgamated clay-pebble sandstone (F_{m-c2}), and heterolithic facies with current ripple marks (F3b). Channel bank collapse facies (F2d) can also be found at the top of the fine-grained section. This is not an anomaly and can be explained by the fact that erosion in channels mostly occurs at the center (where the river's current is strongest), and so this is where the conglomerates are typically deposited. On the contrary, channel banks do not exhibit a highly erosional base and associated facies. Study of the cores revealed two possible sedimentary successions in the distributary channels.

3.4.2.4 AF4: interdistributary bays and crevasse splays

Interdistributary bay deposits and crevasse splays are less frequent in the core described. The coaly clay facies (F0) reflect a low-energy environment that tends to preserve coal, most likely in a brackish water setting. AF4 can be observed on core 2 of the Reindeer D-27 well. The interdistributary bay facies is associated with a distributary channel facies (AF3) and together they form the subaquatic lower delta plain. Crevasse splays and flooding channels observed in the cores.

3.4.3 Electrofacies analysis (log pattern)

When the sedimentary facies and facies associations have been defined, it is then possible to associate several depositional environments (facies association) observed in the cores with specific log signatures or electrofacies (gamma ray in this particular case study), and then propose an electrofacies model. It will therefore be possible to extend the facies associations to the uncored zones of the wells and have a comprehensive interpretation of the Cenozoic vertical succession. Four electrofacies could be directly linked to the sedimentary facies observed on the sediment cores analyzed: the distributary channel, the proximal delta front and mouth bar, and the prodelta and distal-delta front (Figure 56). Two other electrofacies are described only based on gamma ray log patterns (Figure 56): the deltaic plain sequence (distributary channel and associated interdistributary bay) and a transgressive-shape electrofacies, not precisely defined called $EF_{fining-up}$ (see below).

- EF_{DC} (distributary channel):

The fining-upward sequence is very well expressed on the gamma ray log by a bell shape. The increase in the gamma ray value which is directly proportional to the increase in clay at the top of the channel when the sedimentary filling ended.

- EF_{PDF} (delta front and mouth bar):

The coarsening-upward sequence is well expressed on the gamma ray log by a funnel shape. The decrease of the gamma ray value is directly proportional to the decrease in clay. The proportion of well-sorted sand increases strongly upward in the sequence, especially in the mouth bar successions.

At the top, deltaic sequences are often terminated by a "blocky" gamma ray shape. In a case like this, it is difficult to determine where we are in the delta because it is impossible to distinguish distributary-channel successions from mouth-bar ones. This discrimination can be made only by analyzing the evolution of the gamma ray log before and after the level concerned and in comparison with the electrofacies model. The Amerk O-09 well is an example of this uncertainty. As the sediments below are delta front series, it is assumed that the blocky gamma ray signature above 3,844 meters represents a series of distributary channels and mouths bars (Figure 56).

- EF_{DDF} (distal delta front):

The distal delta front also exhibits a typical funnel-shaped coarsening-upward trend on the gamma ray log. The only difference with the proximal delta front sequence described earlier is the global proportion of fine-grained sediment. Coarsening-upward proximal delta front deposits are generally dominated by sands (fine- to medium-grained) while the coarsening-upward distal delta front deposits are dominated by silt and clay. The gamma ray log indicates the variations in grain-size and lithology between the two; coarsening-upward sequences of the distal delta front are more clayey than those of the proximal front.

- EF_{P-off} (prodelta to offshore):

The gamma ray log exhibits a cylindrical shape that varies according to the wealth of fine-grained materials such as clays and silts, as well as low variations. The trend is aggradational and generally observed at the base of the prograding and coarsening-upward deltaic sequences. Based on these observations, the cored clay facies may be interpreted as a prodelta or maybe offshore deposit owing to its association with a high-value, low-variation gamma ray at the base of a prograding deltaic sequence. No core samples were taken in the offshore sedimentary facies, although F1 could belong to fine-grained basin deposits. Because of the rather proximal setting of the five wells studied, offshore deposits should not be a very common facies. The prodelta and offshore are therefore grouped together. It is worth noting that in the case of core 8 from the Amerk O-09 well (Figure 52), the core analyses indicate prodelta deposits, but the gamma ray log shape seems to point toward a distal delta front environment. If we look closely at the shape of the gamma ray log, the trend is fining-upward then coarsening-upward, which is not generally typical of delta front deposits. It is possible that continental supplies were much greater at that time, producing a gamma ray log shape generally associated with more sandy deposits.

- EF_{IB} (interdistributary bay and crevasse splays):

As only one small core sample is described as "interdistributary bay" (F0), the interpretation of this depositional environment is based mostly on the gamma ray trend. The interdistributary bay is characterized by thin coarsening-upward facies that are most probably crevasse deposits, minor mouth bar or crevasse channels, bay mouth and overbank flooding (Elliot, 1974). These small-scale coarsening-upward sequences are clearly visible on the gamma ray log between the distributary channel deposits, and form the EF_{IB} . The association of EF_{DC} and EF_{IB} forms the delta

plain environment, EF_{DP} . The distributary channel and interdistributary bay are commonly associated and form the extensive lower delta plain (Fisher, 1969; Wright & Coleman, 1973). Interdistributary bay facies are basically formed of clay and silt deposits and of channel levees. When flooding occurs, water and sediments spill over the banks of the channel to form crevasse splay deposits or crevasse/flooding channels; if the overbank is large enough, a new channel can be created. These crevasse/flooding channels can then form new minor mouth bars.

- $EF_{fining-up}$:

This type of facies is observed only on the gamma ray log, as there is no cored interval to describe this environment. The gamma ray log shows a fining-upward sequence, with an increasing upward proportion of fine-grained sediments. This sequence is systematically deposited above the prograding successions of the delta front or above the fluvial deposits when it is deposited (EF_{IB}). It is impossible to unequivocally link this electrofacies to one depositional environment. Fining-upward sequences such as these on the gamma ray log can correspond to several environments (distributary channel, transgressive shoreface or tidal flat).

The relationship between the facies association and the electrofacies just described forms the proposed electrofacies model of the Beaufort-Mackenzie Basin (Figure 56). It is then possible to extend the facies association, defined from the study of the sediment cores, to all well depths according to the gamma ray variation. This electrofacies model can be used to determine the gamma ray curve of the wells in terms of depositional environments and proposes the stacking pattern of the sedimentary sequences in terms of transgressive and regressive sequences (Figure 57). Then, the variation over time of those relevant depositional environments in the basin can easily be observed.

3.4.4 Discussion

- Sedimentary facies variation

Based on the recent dating of calcareous nanofossils, the electrofacies model seems to show two major phases during the Tertiary, especially in the two most proximal wells (Reindeer D-27 and Titalik K-26) and in the most distal well of the present study (Amerk O-09). In these three wells, the Paleocene appears to be dominated mostly by storm-influenced distal delta front facies and prodelta deposits, with some local fluvial to mouth bar deposits, while the Eocene and Oligocene are mostly dominated by fluvial (distributary channel and interdistributary bay) deposits and predominantly tide-river-influenced proximal delta front deposits with mouth bars (Figure 57). The dating of the nanofossils confirms that this change in sedimentation occurred during the Late Paleocene and Early Eocene. This period corresponds to a south-eastward migration of the Mackenzie Delta that took place during the Late Paleocene and Early Eocene (Lane, 2002; Dixon et al., 2008). The current study shows that the Brooks Range orogeny impacted both the paleogeography of the Mackenzie Delta and its sedimentation. The other three wells (Toapolok O-54, Taglu G-33 and Mallik A-06) are situated in a central setting in the delta and are therefore less influenced by the delta migration than the more external wells (Reindeer D-27, Titalik K-26 and Amerk O-09).

- Interpretation uncertainties

Even though the general facies model is rather clear, $E_{fining-up}$ is not well-defined because of the lack of core data. The fining-upward log pattern can be interpreted either as a tidal flat overlying the top of the delta-front prograding sequences or as a transgressive shoreface. When this fining-upward facies is less than 8-10 meters thick and located between facies exhibiting tidal influence, it can be interpreted as a tidal flat. If the fining-upward facies is thicker, it is more likely to be stacked transgressive shoreface sequences.

- Paleogeography

Previous studies have described high-latitude tide-influenced deltas (Martinius, 2011), such as the Gule Horn and Ostreaelv formations (Neill Klint Group, Jameson Land Basin) in East Greenland, the Tarbert (Brent Group), Amundsen and Cook (Dunlin Group) formations in Norway and the Hammerfest Basin in the Barents Sea. These deltas are all located in the North Atlantic. In theory, there should not be any, or only very weak, tides at high latitudes (Rouch, 1928). The tides observed in the North Atlantic are not born in the Arctic basin but most likely derive from Atlantic tides, with a decreasing amplitude in a northward direction (Rouch, 1928). In the Paleocene-Eocene age, the present-day North Atlantic was already open, but back then it was a shallow epicontinental sea called the Turgai Strait (Iakovleva, 2011). This Strait seems to be the only connection between the Arctic and Atlantic Oceans large enough to allow the Atlantic tides to be expressed in the Arctic area. The Mackenzie Delta is located in the Arctic Basin, far from the Turgai Strait (Figure 39), but this study has shown that it is nevertheless clearly influenced by tide processes. It is therefore highly likely that Atlantic tides actually reached the Arctic Basin.

3.4.5 Conclusion

Even though the cores only represent thin intervals in the wells, the crucial data are quite well distributed over the interval (Figure 57). By combining sedimentological core analyses and electrofacies analyses we are able to describe the vertical facies evolutions. The study of facies and electrofacies models shows that the Mackenzie Delta is not only a river-dominated delta, as it is usually described (Dixon, 1981; Nentwich, 1982), but rather a mixed-influence (river, storm and tide) one. Based on this core analysis, we can conclude that tidal processes occurred within the Arctic Basin in a high latitude setting. Finally, a change of dominant sedimentation during the Late Paleocene to Early Eocene can be observed in the delta. This confirms that the Tertiary sedimentary deposits of the Mackenzie Delta were influenced by the Brooks Range orogeny during the Paleocene-Eocene Epochs. This Tertiary orogeny triggered the migration of the Mackenzie Delta during the Paleocene-Eocene transition and then induced a change in the dominant sedimentation from a west-easterly to a predominantly south-northerly sedimentary supply direction.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

Lithofacies	General description	Lithology	Sedimentary structures	Bioturbation	Elements	Hydrodynamic process	Depositional environment
F0	Coaly clay	Clay	-	-	Bright coal	Suspension - stagnation	Subaqueous deltaic plain
F1	Silty clay	Silty clay	Mostly structureless with coarse burrows and locally slightly laminated	-	Rare organic matter debris	Suspension	Distal delta front to prodelta and interdistributary bay
F2a	Homogeneous clasts supported mud debris flow	Clay to silty clay matrix	Floating gravels	-	Homogeneous sub-rounded light grey gravels	Gravity flow - flooding	Distal delta front to prodelta
F2b	Heterogeneous clasts supported claystone debris flow	Clay to silty clay matrix	Floating gravels and locally interbedded by fine sand	-	Heterogeneous sub-rounded grey to dark gravels	Gravity flow - flooding	Distal delta front to prodelta
F2c	Slumped laminated siltstone with few floating pebbles	Silty laminated matrix	Convolute fine sandstone lamination in the matrix, loading figures	-	Silty to sandy floating pebbles and siltstone beds	Gravity flow - flooding	Slumped distal delta front to prodelta
F2d	Slumped heterolithic sandstone	Interbedded silt and sandstone	-	-	Heterogeneous sub-rounded clay gravels and pebbles	Gravity flow - flooding	Slumped distal delta front to prodelta
F2e	Slumped mud draped sandstone	Fine sandstones to siltstone	Slump	-	-	Gravity flow - flooding	Slumped delta front
F2f	Convolute sandstones	Silt to medium sandstone	Convolute laminations (lenticular and flaser beddings, tidal mud drapes) and loading figures	-	Rare organic and clay gravels, siltstone impregnation	Gravity flow - flooding	Convolute bedding, distal delta front to prodelta
F3a	Mostly silty heterolithic sandstones	Heterolithic facies: interbedded clays, silts and sandstones (Sandstones proportion: 10 to 20%; mostly fine grained)	Planar millimetric laminations	-	Isolated gravels	Suspension - flooding	Distal delta front to prodelta
F3b	Tidal influenced heterolithic sandstones	Heterolithic facies: interbedded clays, silts and sandstones (Sandstones: 30% to 80%)	Current ripples, flaser and wavy bedding and mud drapes	-	Siltstone beds and nodules	Unidirectional fluvial current - tidal current	Proximal delta front
F3c	Storm and tidal influenced heterolithic sandstone	Heterolithic facies: interbedded clays, silts and sandstone (Sandstones: 40 to 60%)	Hummocky cross stratifications, cross bed, basal scours and erosion, syneresis cracks and locally loading figures	Slightly to highly bioturbated - Skolithos and Cruziana mixed ichnofacies	Siltstone beds	Storm - suspension	Distal delta front to proximal delta front successions base
F4a	Massive siltstone	Well sorted massive siltstone mostly structureless	Locally slightly planar lamination	-	-	Suspension - flooding	Distal delta front to prodelta
F4b	Laminated siltstone	Dominated siltstone with very fine sandstone laminations	Lenticular and flaser bedding	Rare burrows (Chondrites sp. and Pionites sp.) - Cruziana ichnofacies	Siltstone beds	Suspension - flooding - slight tidal current	Distal delta front to prodelta
F _{m-1}	Massive fine to medium sandstone	Massive fine to medium sandstone	Mostly structureless well sorted sandstone with tidal mud drapes; rare medium to coarse sandstones beds	Rare Skolithos sp. burrow (Skolithos ichnofacies)	Rare sandy injectite, sparse plants debris and isolated gravels	Unidirectional fluvial current - flooding	Mouth bar successions
F _{m-2}	Planar laminated fine to medium sandstone	Fine to medium sandstones	Planar laminations highlighted by organic matter with locally scoured base and tidal mud drapes	Rare Skolithos sp. burrow (Skolithos ichnofacies)	Rare small clay and organic gravels	Unidirectional fluvial current - flooding	Mouth bar successions
F _{m-3}	Oblique laminated fine to medium sandstone	Fine to medium sandstones	Low angle to oblique lamination highlighted by organic matter	-	Isolated gravels	Unidirectional fluvial current - flooding	Mouth bar successions
F _{m-4}	Cross bedded fine to medium sandstone	Fine to medium sandstone	Cross bedding with mud drapes and locally herringbones	-	Rare organic and clayey clasts, siltstone beds	Unidirectional fluvial current - flooding	Mouth bar successions
F _{m-1}	Massive medium to coarse sandstone	Medium to coarse sandstone	Mostly structureless well sorted sandstone with mud drapes and scours	-	Coaly lenses, organic and clay gravels beds	Unidirectional fluvial current	Channel infill
F _{m-2}	Massive medium to coarse sandstone with some floating gravels and pebbles	Medium to coarse sandstones with floating clayey to silty gravels and pebbles and organic clasts	Locally laminated and rough organic clasts beds with sharp and/or erosive base	-	Clayey to silty and siltstone gravels and pebbles	Unidirectional fluvial current	Channel infill and flood event in distal delta front to prodelta
F _{m-3}	Cross bedded medium to coarse sandstone	Medium to coarse sandstone	Cross bed and oblique stratifications highlighted by organic matter with sharp and/or scours base	-	Rare organic clasts and small isolated clay gravels	Unidirectional fluvial current	Channel infill
F7	Pebbly lag	Medium to very coarse sandstones	Erosive base	-	Numerous heterogeneous pebbles	Erosional unidirectional fluvial	Channel lag and flood event in distal delta front to prodelta

Tableau 1 : Sedimentary facies from cores descriptions in Mackenzie Delta.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

Name	Sedimentary Facies Association	Sedimentary Environment	Dominant hydrodynamic processus
AF1	Mostly shaly to silty facies (F1, F2a, F2b, F2c, F4a and F4b) with locally mostly silty heterolithic facies (F3a) and thin coarse sediment beds ($F_{m-c} 1$ and F7)	Prodelta to Offshore	Decantation
AF2a	Coarsening up sedimentary succession from heterolithic facies (mostly F3c, rarely F3a and F3b) to structureless massive fine sandstones ($F_{f-m} 1$) with locally horizontal or oblique lamination ($F_{f-m} 2$ and $F_{f-m} 3$)	Distal Delta Front	Decantation - Flooding - Storm
AF2b	Coarsening up sedimentary succession from heterolithic facies (F3b and F3c) to structureless massive fine sandstones ($F_{m-c} 1$) alternating first with horizontal laminated sandstone ($F_{f-m} 2$) and convoluted sandstones (F2f), then with oblique ($F_{f-m} 3$) and cross-bed ($F_{f-m} 4$) sandstones sometimes overlying by coarse sandstones ($F_{m-c} 1$ and $F_{m-c} 2$)	Proximal Delta Front	Flooding - Tidal
AF3	Fining up sedimentary successions with erosive base from pebbly sandstones (F7), then alternating structureless massive coarse sandstones ($F_{f-m} 1$) with clasts coarse sandstones ($F_{m-c} 2$) and oblique laminated sandstones ($F_{m-c} 3$) with on top structureless massive fine sandstone ($F_{f-m} 1$) sometimes associated with horizontal or oblique laminated sandstones ($F_{f-m} 2$) and $F_{f-m} 3$)	Distributary Channel	Flooding - Unidirectional fluvial current
AF4	Coaly clay (F0)	Interdistributary Bay	Decantation

Tableau 2 : Facies association from sedimentary facies successions.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

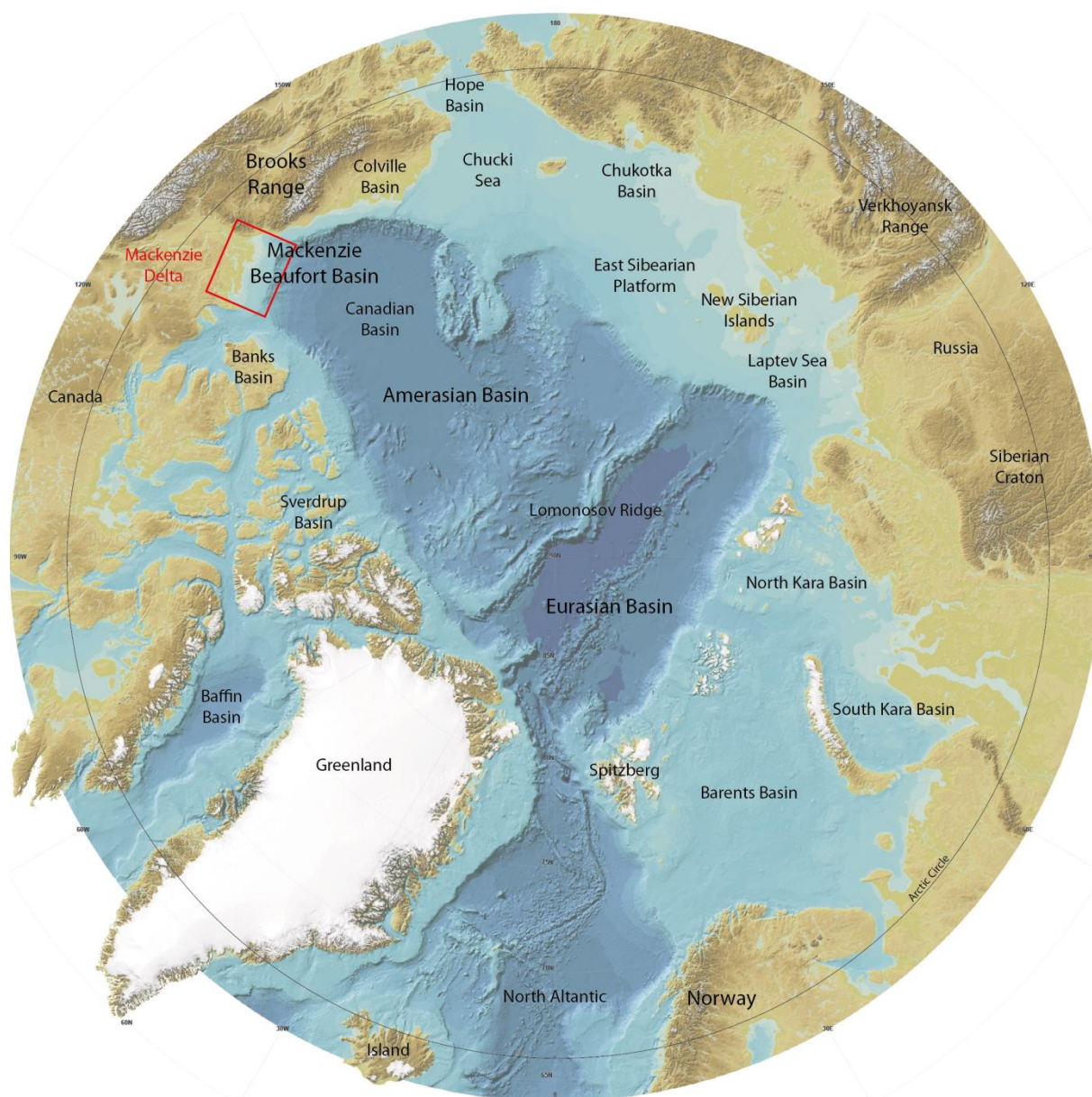


Figure 39: Map of Arctic basin (from intern database, TOTAL).

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

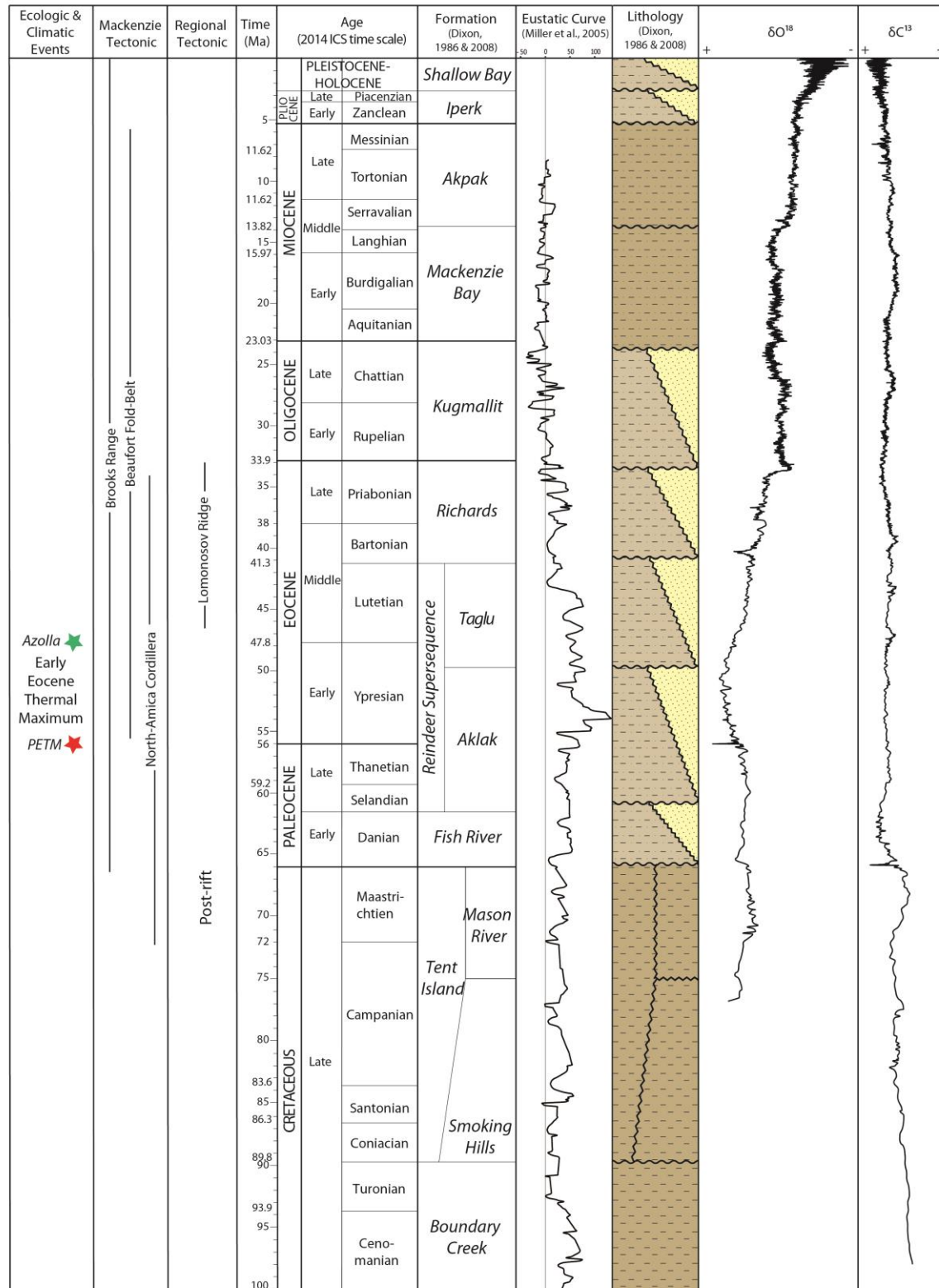


Figure 40: Stratigraphy of the Beaufort-Mackenzie Basin (modified from Lanes, 2002 ; Brinkhuis *et al.*, 2006 ; Dixon *et al.*, 2008; Miller *et al.*, 2005 and Cramer *et al.*, 2009).

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

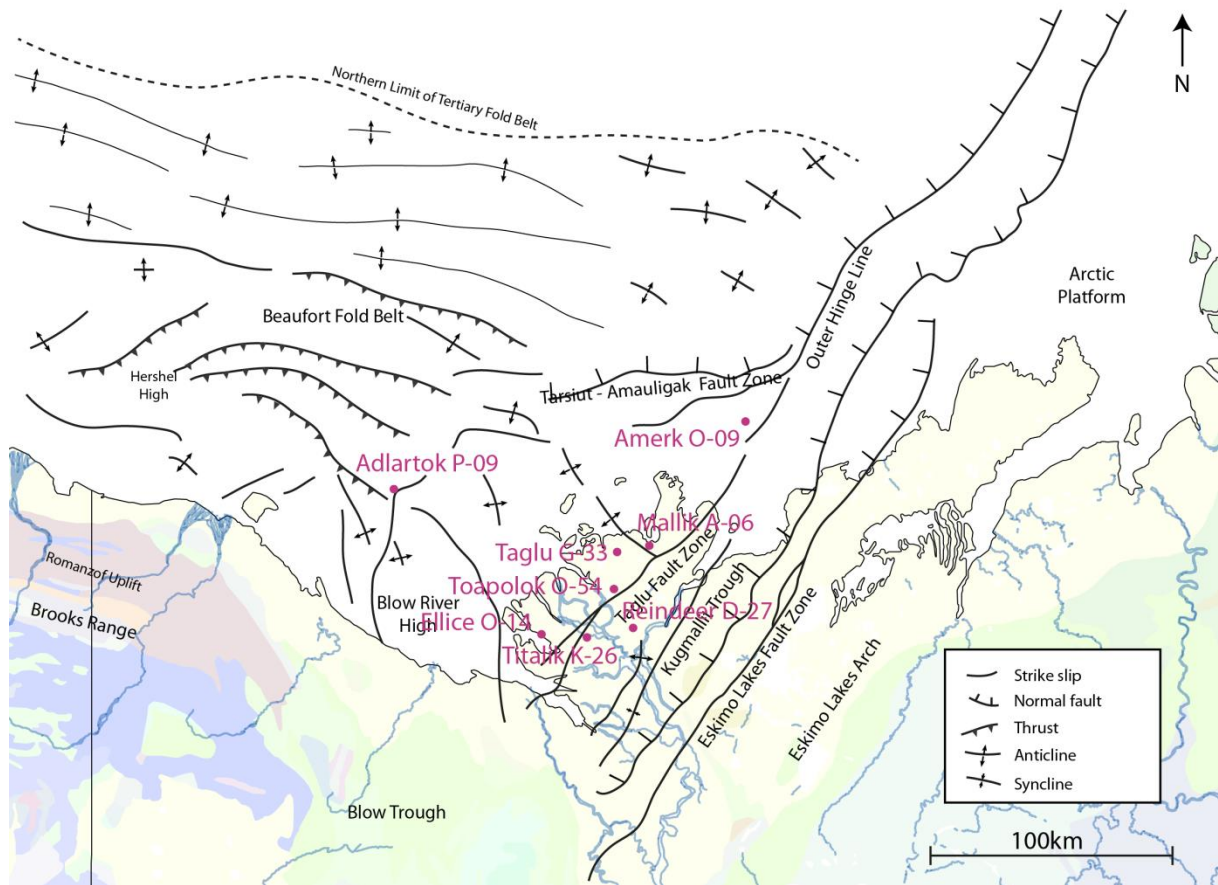


Figure 41 : Structural map of the Beaufort-Mackenzie Basin and localisation of the wells.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

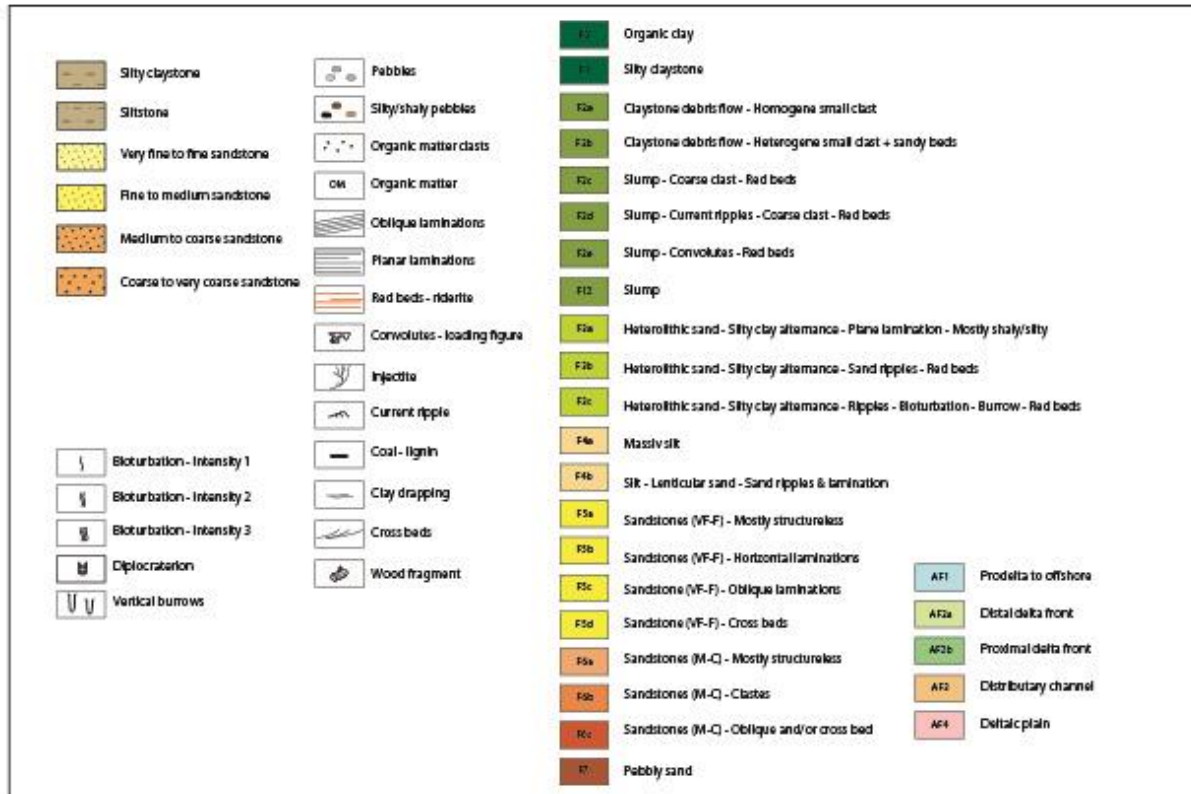
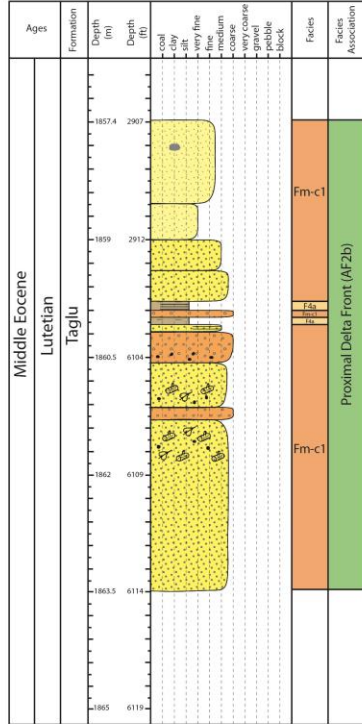


Figure 42: Legend of cores description logs.

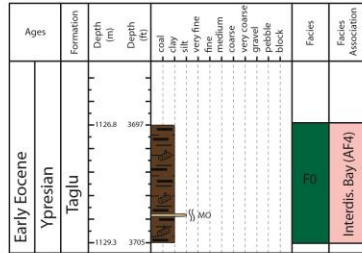
Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

Reindeer D-27

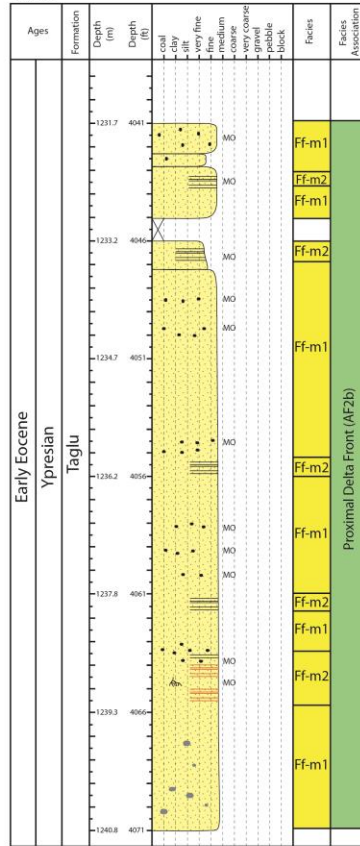
Core 1



Core 2



Core 3



Core 4

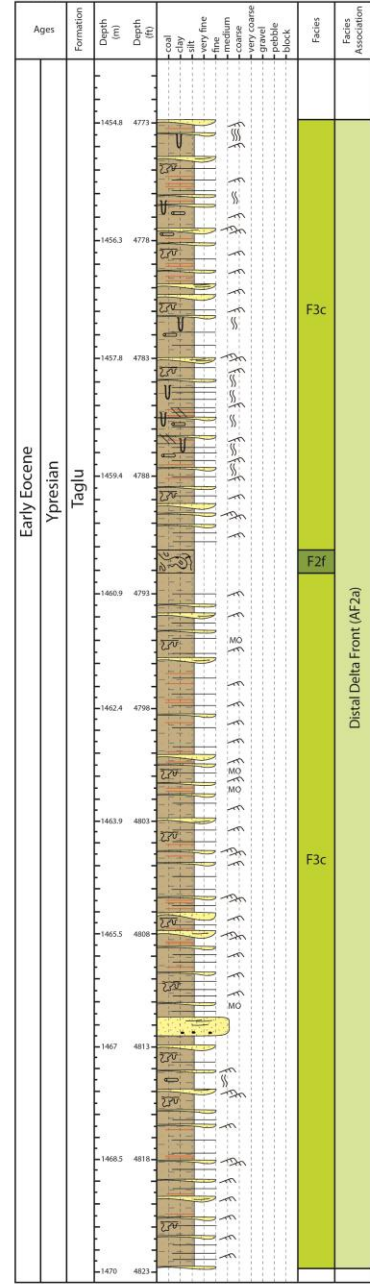
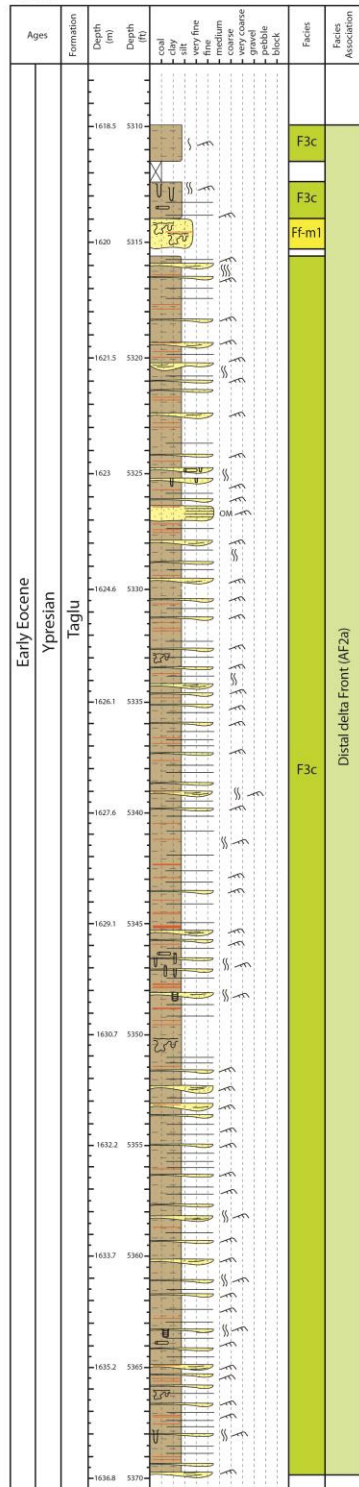


Figure 43: cores 1 to 4 description of Reindeer D-27 wells.

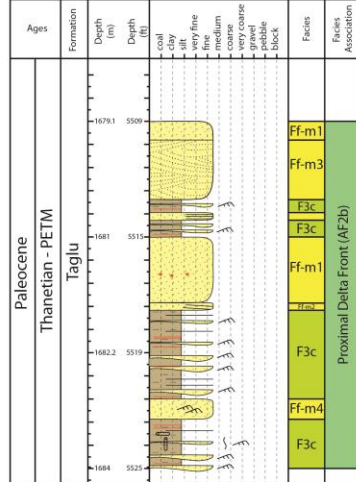
Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

Reindeer D-27

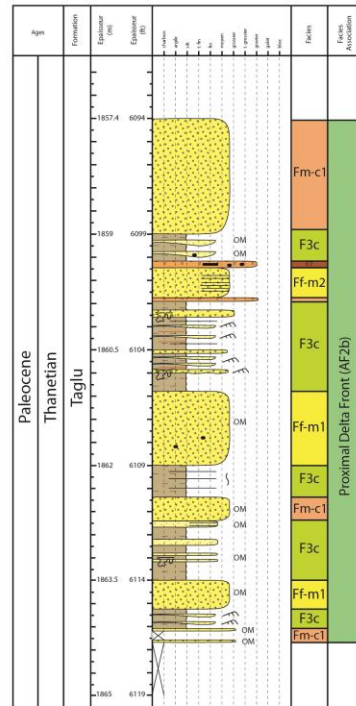
Core 5



Core 6



Core 7



Core 9

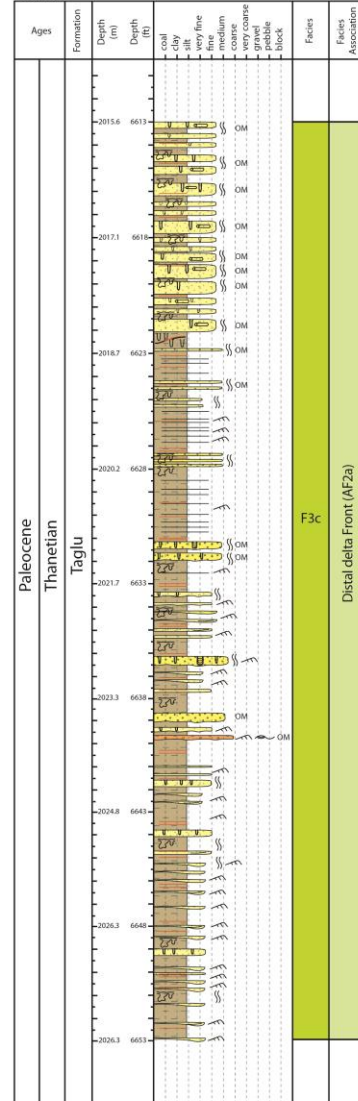
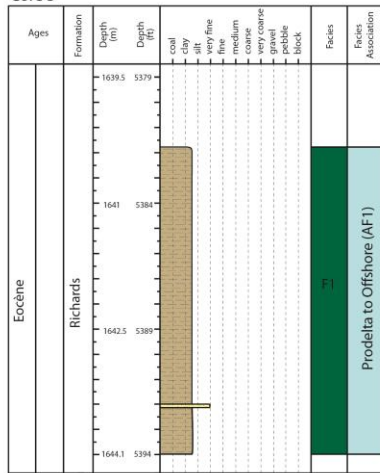


Figure 44: Cores 5, 6, 7 and 9 description of Reindeer D-27 wells.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

Taglu G-33

Core 3



Core 4

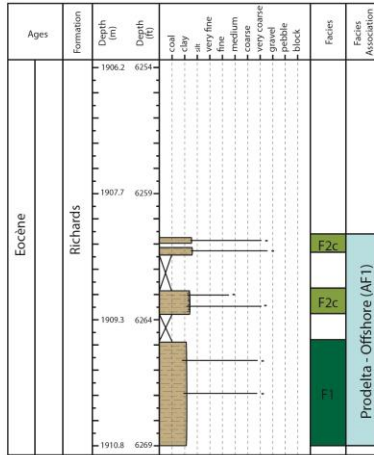
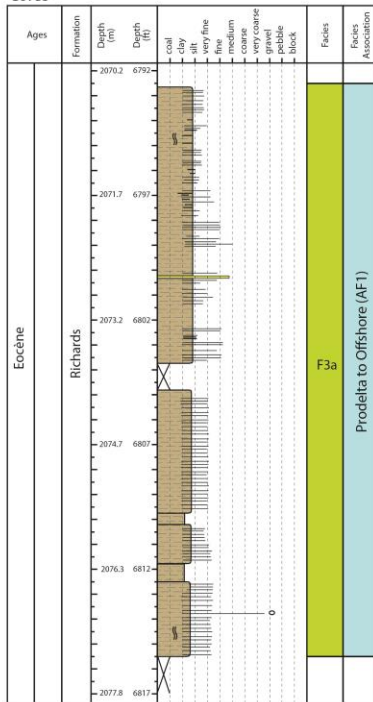


Figure 45: Cores 3 and 4 descriptions of Taglu G-33 wells.

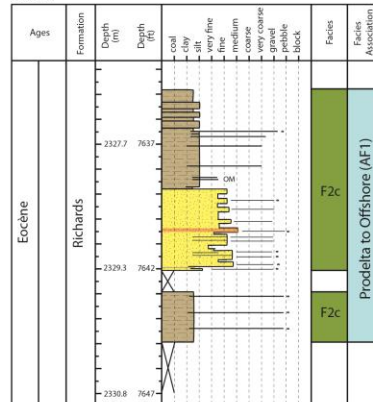
Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

Taglu G-33

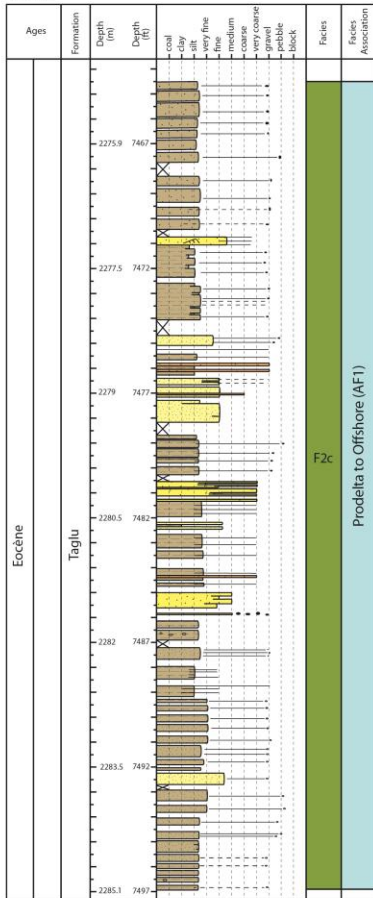
Core 5



Core 7



Core 6



Core 10

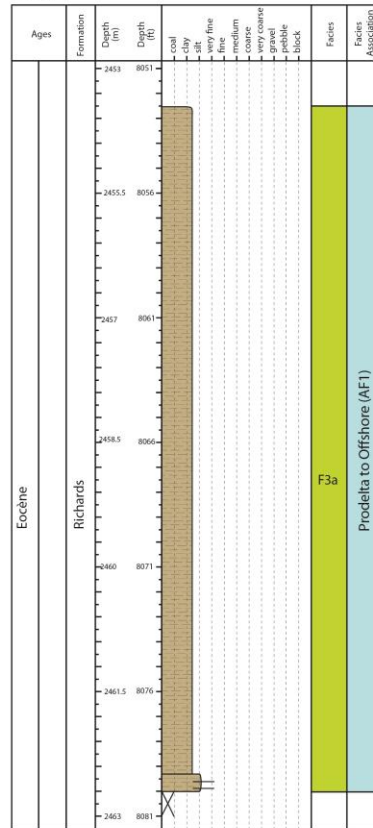


Figure 46: Cores 5, 6, 7 and 10 descriptions of Taglu G-33 wells.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

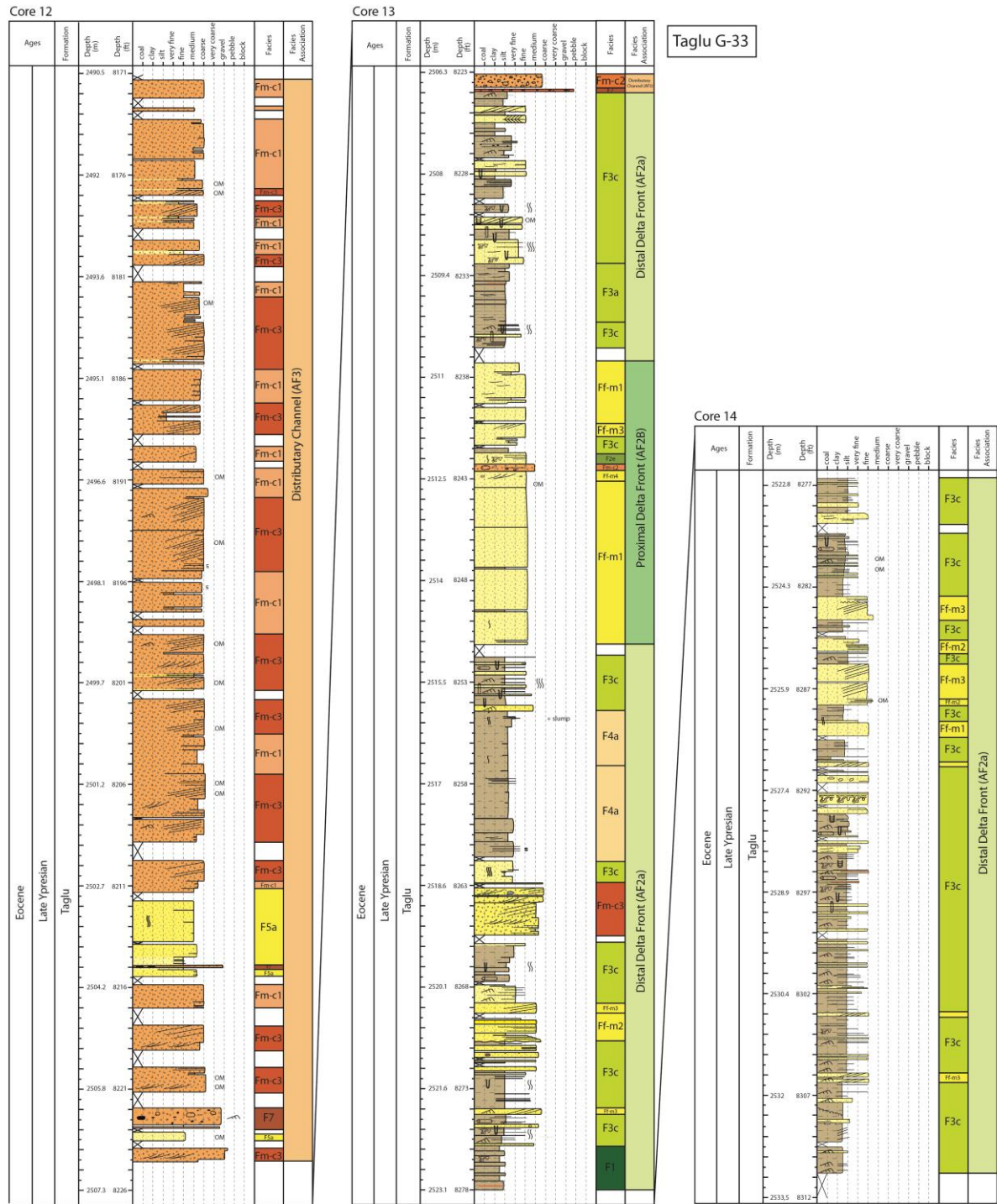


Figure 47: Cores 12 to 14 descriptions of Taglu G-33 wells.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

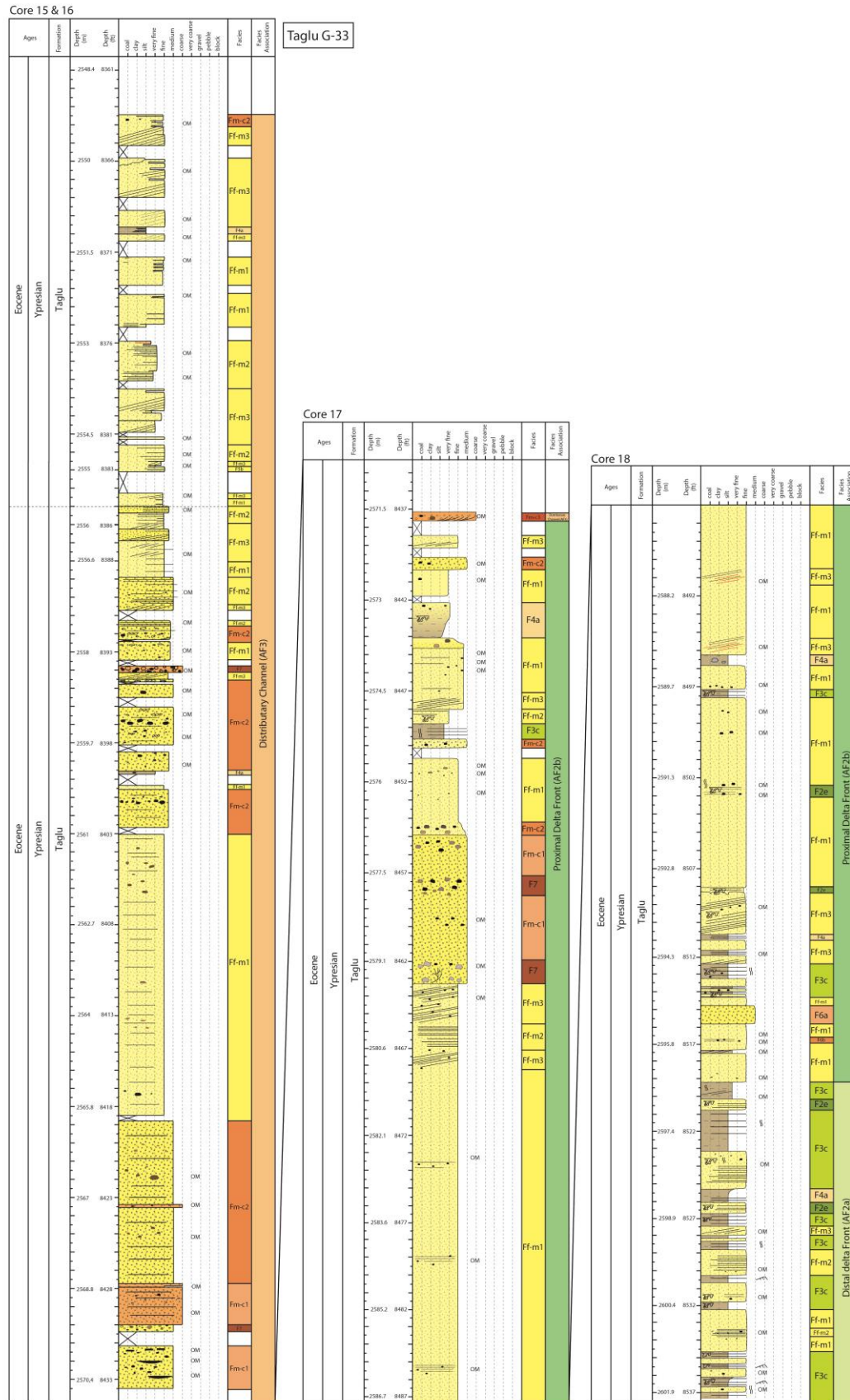


Figure 48: Cores 15 to 18 descriptions of Taglu G-33 wells.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

Taglu G-33

Core19

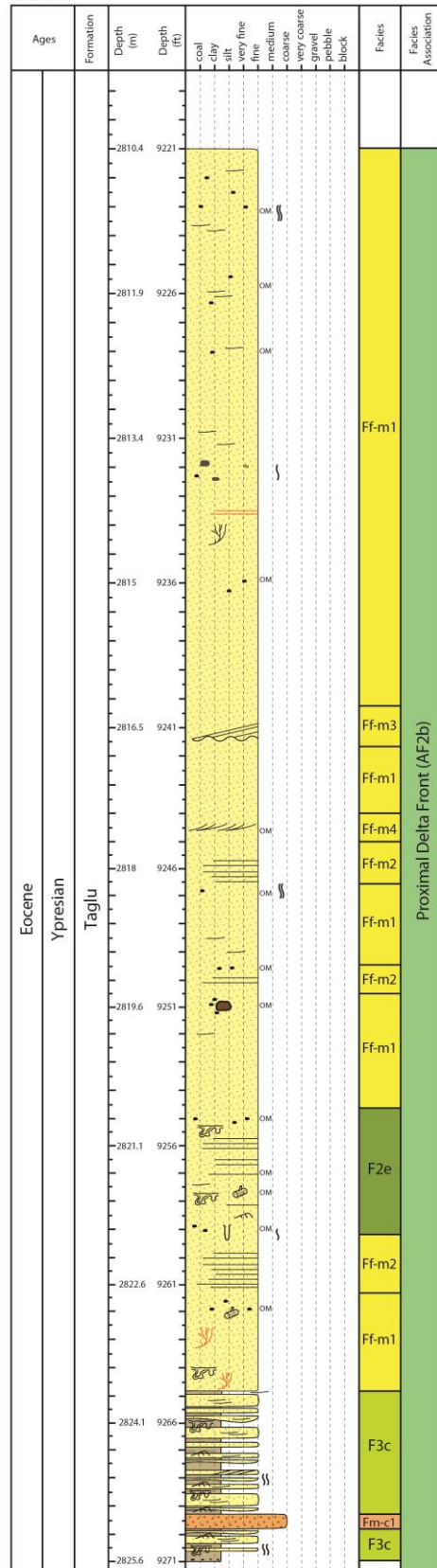


Figure 49: Core 19 descriptions of Taglu G-33 wells.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

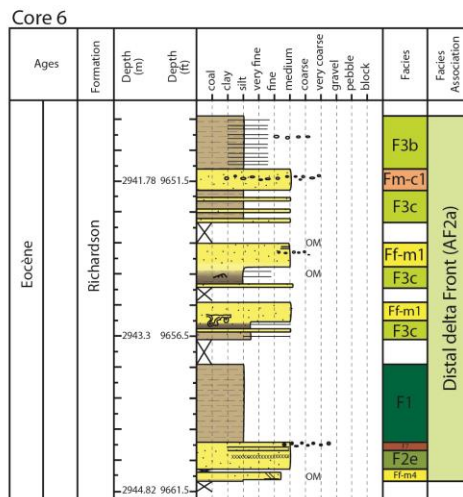
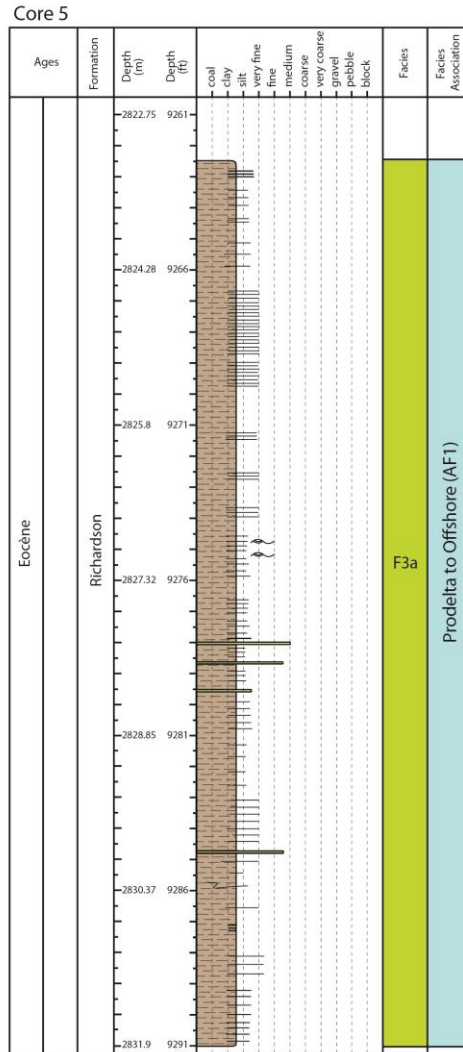
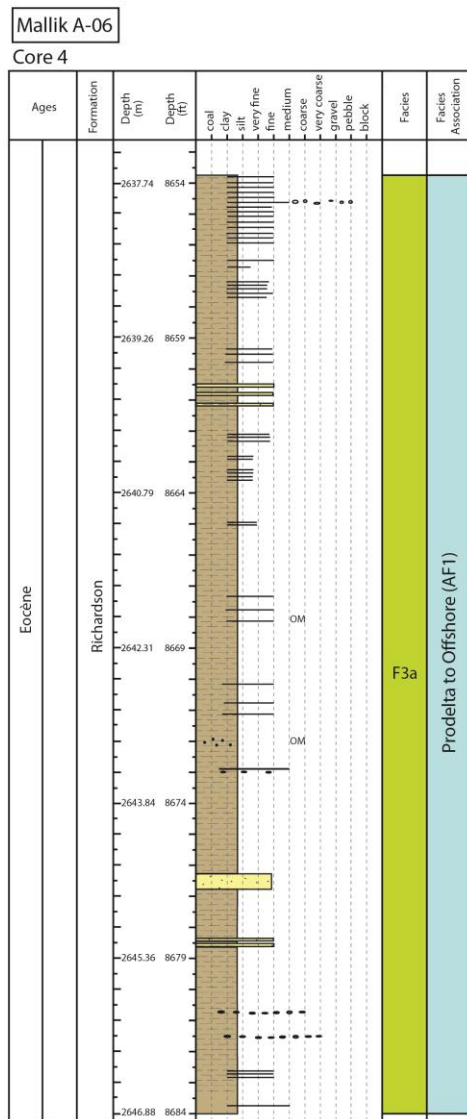


Figure 50: Cores 4 to 6 descriptions of Mallik A-06 wells.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

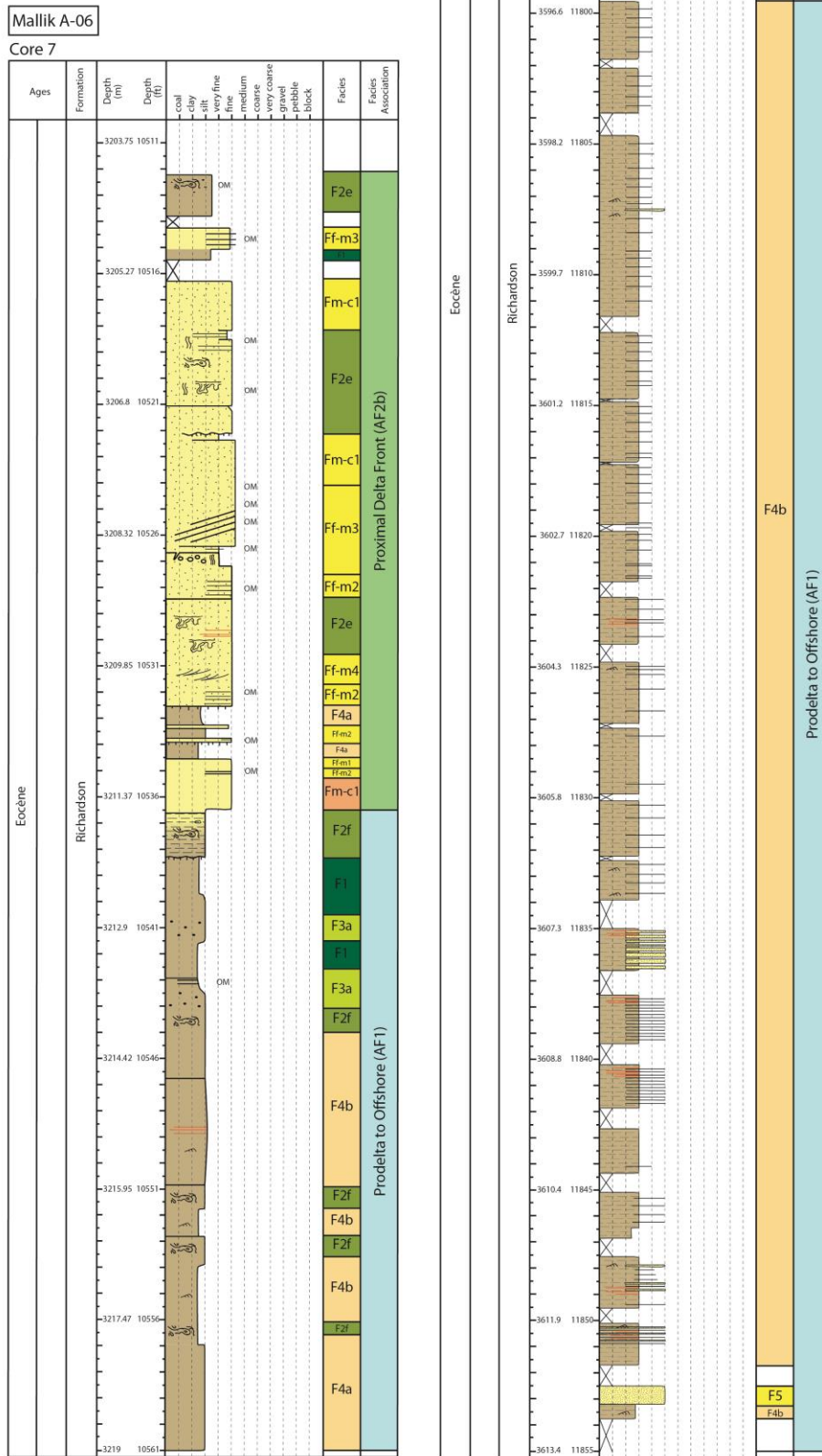


Figure 51: Cores 7 and 8 descriptions of Mallik A-06 wells.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

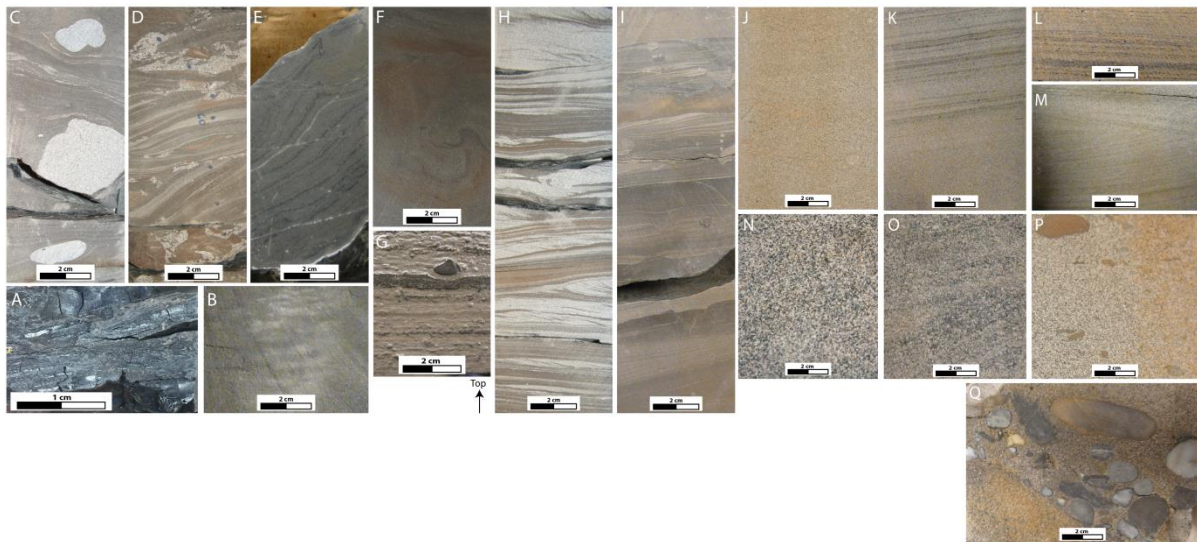


Figure 53: Photography of sedimentary facies described from cores (A: F0, B: F1, C: F2c, D: F2d, E: F2e, F: F2f, G: F3a, H: F3b, I: F3c, J: F_{f-m1}, K: F_{f-m3}, L: F_{f-m2}, M: F_{f-m4}, N: F_{m-c1}, O: F_{m-c3}, P: F_{m-c2}, Q: F7).



Figure 54: Bioturbations and distal tempestite sequence from F3c facies.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

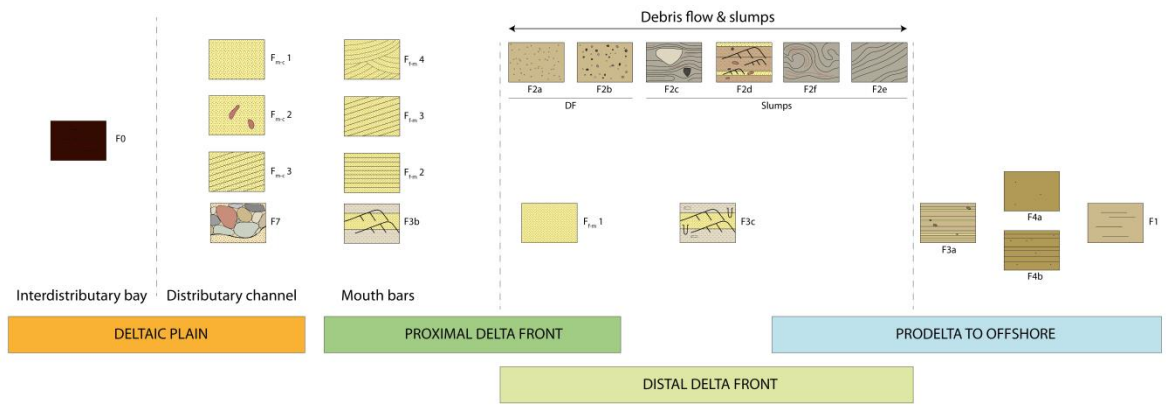


Figure 55: Mackenzie Delta facies model from cores analysis.

Chapitre 3 : Mixed-influenced, high latitude delta during Paleogene : the Beaufort-Mackenzie Basin, Canada

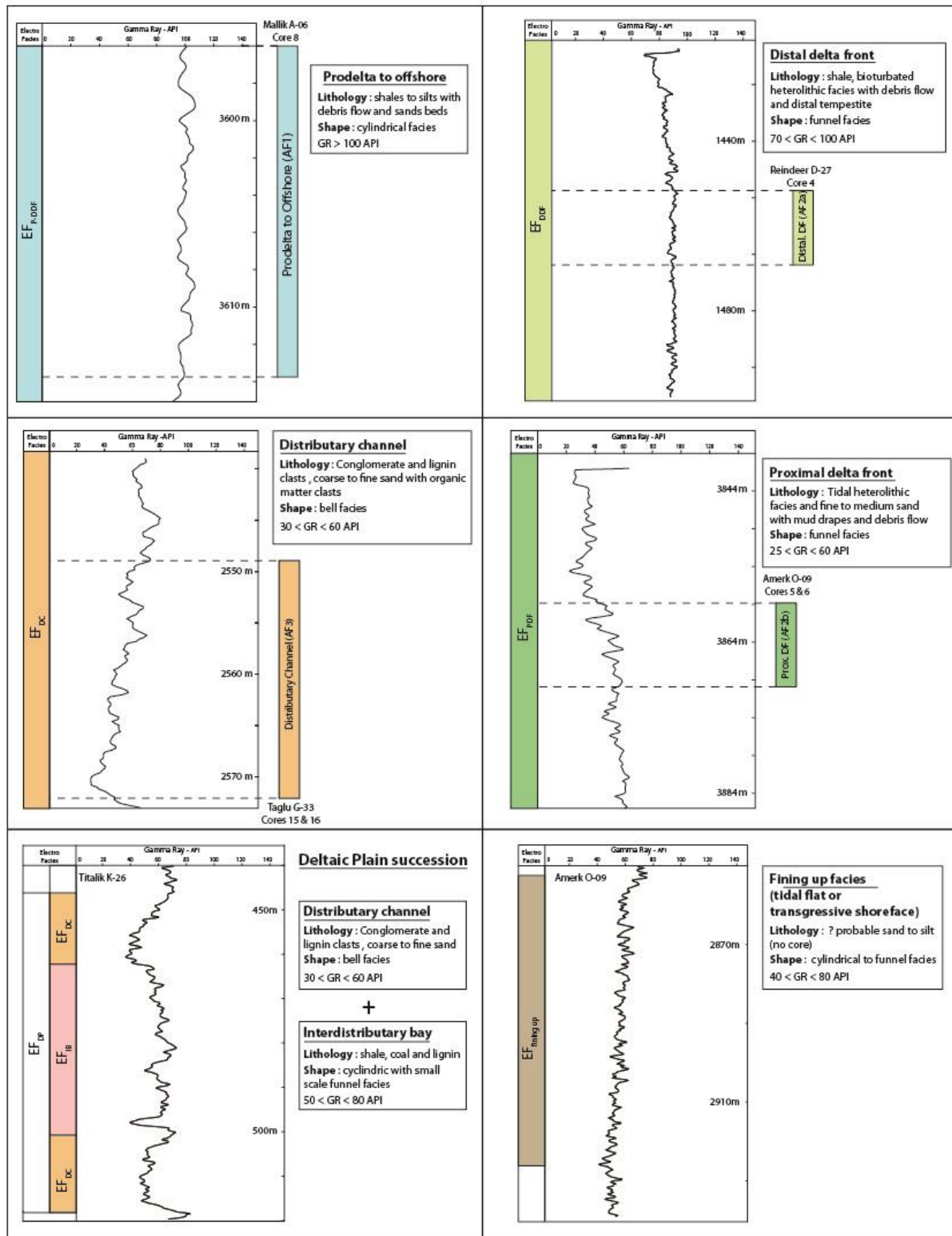


Figure 56: Electrofacies model, facies association (AF) and the Gamma Ray response associated.

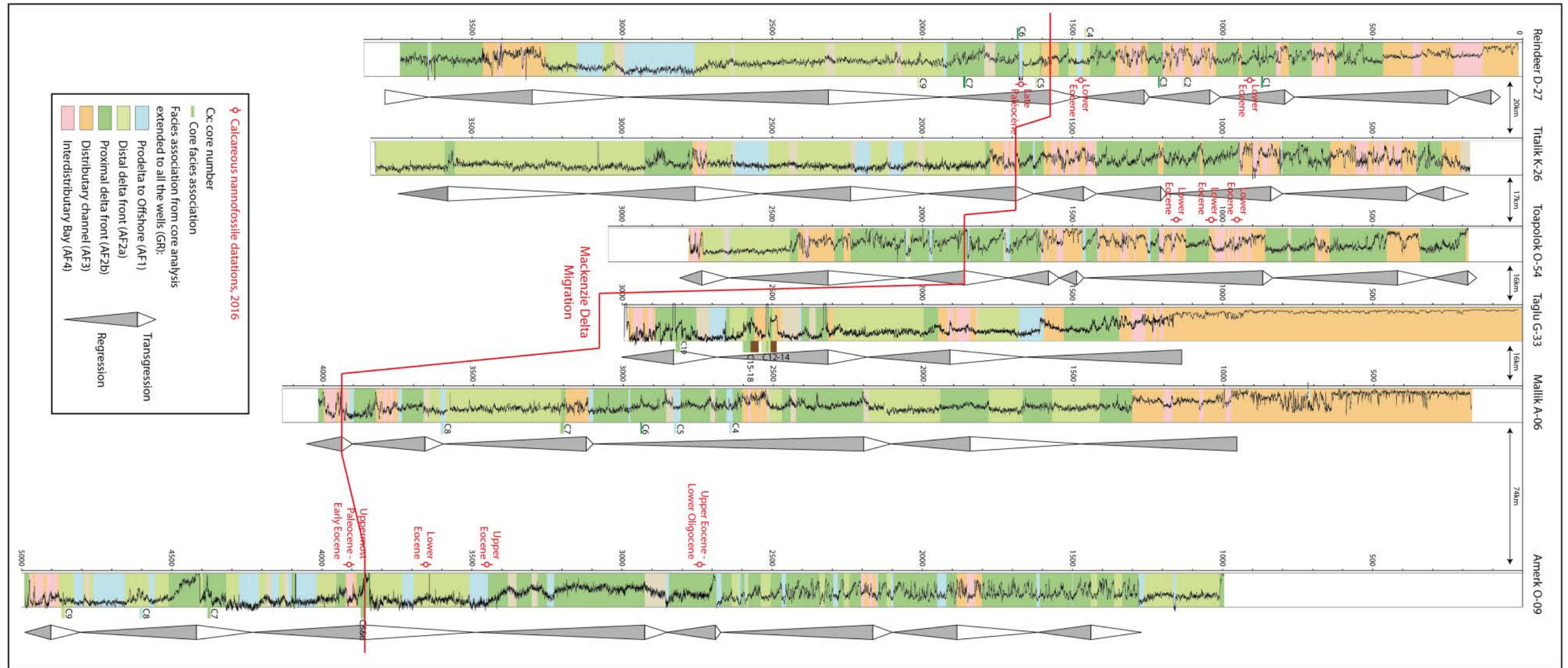


Figure 57: studied wells with facies association extended. Red line represents the moment where the Mackenzie Delta migrates south-eastward.

Chapitre 4 : Histoire stratigraphique et évolution paléogéographique du Delta de Mackenzie

4.1. Introduction et méthodologie

Dans le cadre de cette étude, l'objectif premier est d'appréhender l'évolution de la matière organique dans un cadre stratigraphique et le long d'un profil proximal-distal dans le BMB. Il est donc nécessaire d'avoir un modèle stratigraphique du bassin. Pour se faire, on utilise habituellement les données sismiques et les données de puits disponibles afin de proposer un découpage stratigraphique du bassin. C'est l'étude en simultanée de ces deux types de données qui permettent de proposer des corrélations les plus justes possibles en accord avec les données biostratigraphiques existantes.

Dans le cas du BMB et donc du Delta de Mackenzie, les lignes sismiques sont difficiles à travailler en terme de sismostratigraphie. Le BMB étant un bassin très déformé, (cf chapitre 2, partie 2.1), il en résulte un intense plissement des séries sédimentaires. Le Paléocène et l'Eocène, qui sont les périodes cibles dans le cadre de cette thèse, se déposent en contexte synsédimentaire dans les mini-bassins formés pas les plis (Figure 58). Les premières étapes de travail sur les données sismiques associées au modèle d'âge à notre disposition (base de données de Jonathan Bujak, âges repris dans la littérature de la zone) ont rapidement mis en évidence des problèmes et des incohérences stratigraphiques dans le bassin. De nouvelles datations sur nannofossiles calcaires ont été effectuées et nous ont permis de proposer des corrélations stratigraphiques à partir des diagraphies, et en accord avec le modèle d'électrofaciès proposé dans le chapitre 3, sur deux transects proximal-distal dans deux axes différents du bassin (Figure 59). Les données sismiques permettent dans notre cas d'étude de valider ces corrélations stratigraphiques proposées à partir des diagraphies grâce aux géométries sédimentaires observées. C'est ce travail qui va être décrit dans ce chapitre et qui nous permet de contraindre l'extension dans le temps et l'espace des séquences sédimentaires du BMB. Le cadre stratigraphique du bassin sera donc établi et pourra être utilisé pour interpréter les variations des caractéristiques de la matière organique dans le BMB.

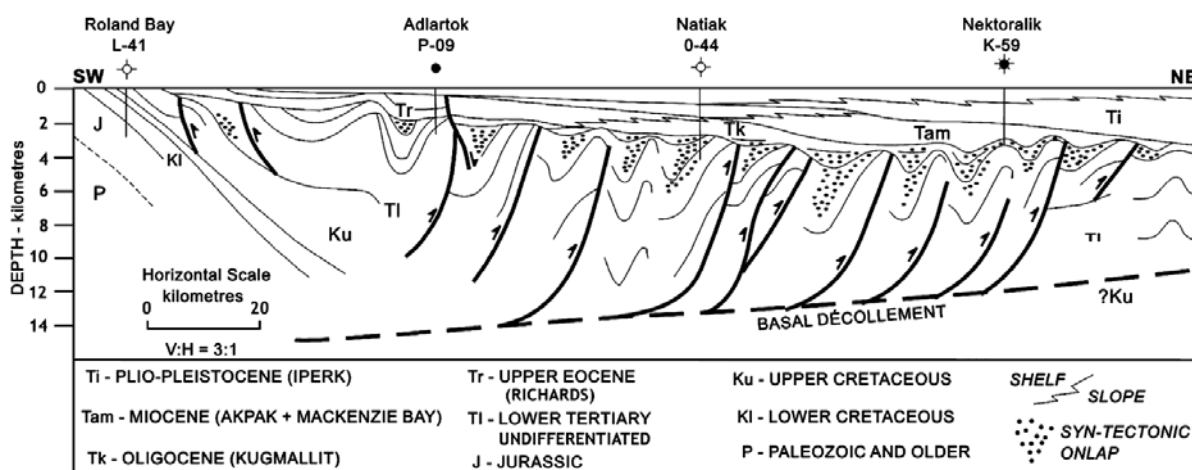


Figure 58 : Coupe régionale, basé sur les données sismiques, à travers la partie ouest du Bassin de Beaufort-Mackenzie (d'après Dixon *et al.*, 2008). On observe bien une limite entre une zone très déformée par les plis en profondeur (anté limite Eocène-Oligocène) et une zone supérieure peu déformée par les plis (post limite Eocène-Oligocène).

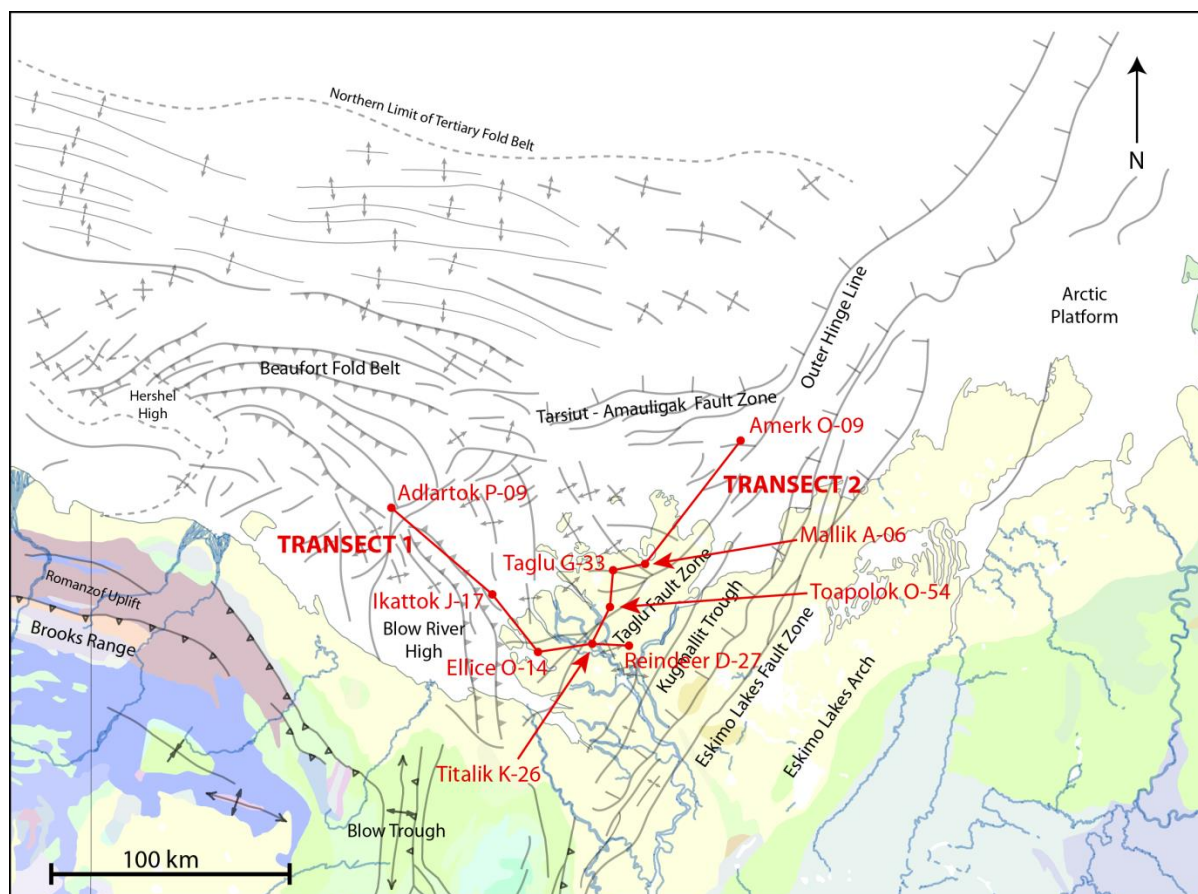


Figure 59 : Position des puits utilisés dans la construction des deux transects proximal-distal.

Dans une première partie (4.2) chacune des séquences stratigraphiques définies sera décrite en termes d'épaisseur et d'environnement de dépôts (*cf* modèle de faciès proposé dans le chapitre 3) selon les deux transects proximal-distal, et dans une seconde partie (4.3) il sera proposé des cartes des environnements de dépôts lors du maximum de progradation de chacune de ces séquences en les interprétant en termes d'âges et d'extension dans le bassin en modifiant et affinant les cartes préexistantes de Dixon *et al.*, (1992).

4.2. Découpage stratigraphique du Bassin de Beaufort-Mackenzie

La première étape du découpage stratigraphique du BMB s'est faite par la délimitation des séquences transgressives et régressives à partir du modèle d'électrofaciès (variation du Gamma Ray en fonction des environnements de dépôts définis sur carottes sédimentaires) proposé dans le chapitre 3 de ce manuscrit (*cf* figure xx, chapitre 3). Ceci associé aux datations sur nanofossiles calcaires (*cf* partie 4.2.1. pour le cadre biostratigraphique du bassin) il est possible de proposer un découpage stratigraphique des diagraphies des puits à notre disposition dans le bassin. Sur les données sismiques, c'est l'analyse de la terminaisons des réflecteurs sismiques (*toplap, downlap, onlap* ou des tronçures d'érosion) qui nous donnent des arguments

pour valider les positions des limites de séquences et les surfaces de maximum de transgression sur les lignes sismiques et ainsi affiner la proposition de corrélations diagraphiques.

4.2.1. Cadre biostratigraphique du Bassin de Beaufort-Mackenzie

Le découpage stratigraphique du Bassin de Beaufort-Mackenzie (BMB) et les corrélations diagraphiques sont rendues difficiles par la tectonique synsédimentaire du BMB sur la période de temps étudiés et la difficulté à établir un cadre biostratigraphique dans un bassin mis en place aux hautes latitudes et sur des échantillons issus de *cuttings*.

Concernant le premier paramètre, les intenses déformations tertiaires liées à l'orogène de la chaîne des Brooks présentes dans le bassin (*cf* chapitre 2, partie 2.1) et les apports sédimentaires importants dans le bassin qui forment les séquences deltaïques tertiaires vont entraîner des incertitudes dans les corrélations stratigraphiques. En effet, ce contexte tectonique entraîne la formation de sous-bassins en piggyback sur les failles inverses et chevauchement ayant chacun des régimes de subsidence différents (Robin *et al.*, 2005). De plus, la distribution du flux sédimentaire à l'échelle d'un delta est différentielle, ce qui entraîne des rapports accommodations/flux sédimentaires (A/S) différents et donc des séquences transgressives/régressives diachrones entre ces sous-bassins.

Ce même contexte syntectonique n'a pas toujours permis un pointé sismique qui assurait la continuité des marqueurs sismiques. La biostratigraphie devient alors un outil majeur pour s'assurer de la synchronicité des séries. Néanmoins, dans le BMB, la biostratigraphie est limitée par le manque de fossiles communément utilisés comme standard pour les datations. Les foraminifères planctoniques et les coccolithes sont rares ou absents, les dinoflagellés limités à quelques intervalles, les spores et les pollens sont abondants mais pas toujours bien préservés et les foraminifères benthiques des zones d'eaux froides très peu étudiés (Staplin, 1976). Dans le BMB et les autres zones boréales, les assemblages biostratigraphiques sont moins diversifiés, très différents et peu connus par rapport aux autres zones du globe. Ainsi, les séquences de zonations standard de la charte chronostratigraphique internationale sont définies principalement dans les latitudes plus basses du sud de l'Europe (Young et McNeil, 1984). De plus, plusieurs paramètres augmentent les erreurs possibles sur les datations biostratigraphiques effectuées sur *cuttings* issus d'un puits foré dans un environnement deltaïque : remaniements des fossiles lors des dépôts deltaïques successifs qui érodent souvent les séries sous-jacentes, des passages de facies complexes selon les zones du delta en fonction des apports, retombées dans le puits et contaminations lors du forage.

Dans un premier temps, le découpage stratigraphique a été mené selon les âges biostratigraphiques fournis par la bibliographie la plus récente de la zone et les rapports de puits, dont la plupart se basent en partie sur les travaux de Jonathan Bujak (Dixon *et al.*, 1984 ; Dixon *et al.*, 1992 ; Dixon *et al.*, 2008). Nous avons pu avoir accès à toutes ses datations dans le bassin, dont une grande partie n'est pas publiée. En 2012, Jonathan Bujak a fait un travail de synthèse biostratigraphique sur 54 puits dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie, basé sur les comptages des dyncocysts, des spores et miospores ainsi des champignons. Il a proposé pour chacun de ces puits,

un découpage biostratigraphique, chronostratigraphique et lithostratigraphique. Le découpage biostratigraphique de Dixon et al., (2008), un des papiers synthèse principaux de la zone, est celui proposé par Jonathan Bujak dans cette synthèse biostratigraphique.

Mais suite aux premiers travaux de corrélations diagraphiques et de pointé sismique, plusieurs incohérences dans son modèle d'âges ont alors été mises en évidence. La ligne sismique de la Figure 60 montre un exemple de ces incohérences. On observe clairement sur cette ligne sismique la contradiction entre les âges biostratigraphiques issus des travaux de Jonathan Bujak dans les puits Adlartok P-09 et Kingark J-54 et les géométries sismiques existantes entre ces deux puits.

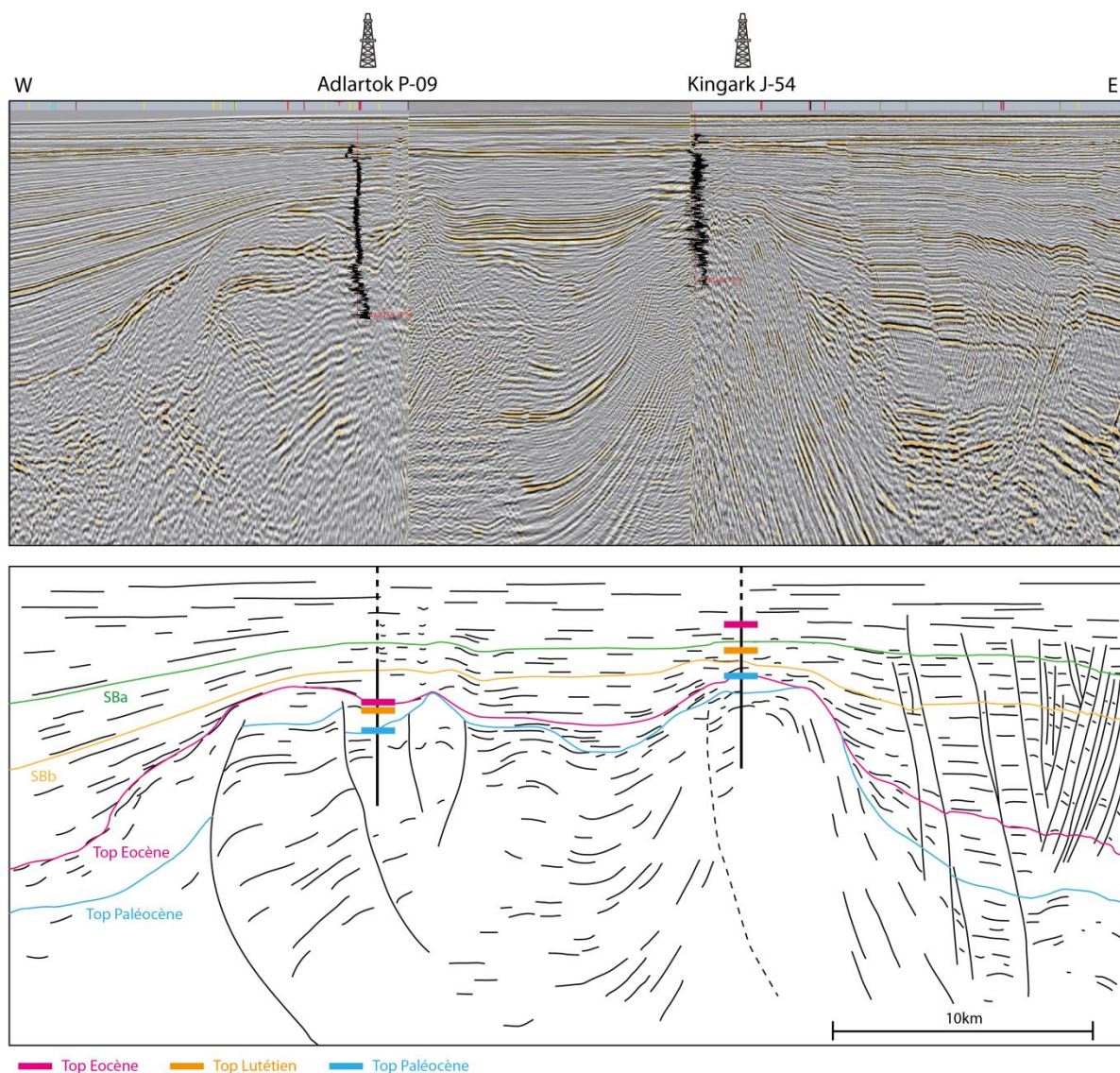


Figure 60 : Line drawing d'une ligne composite entre les puits Adlartok P-09 et Kingark J-54 : mise en évidence d'incohérence dans le modèle d'âge de Jonathan Bujak (2012).

Ces incohérences ont permis de remettre en partie en cause les âges proposés par Jonathan Bujak et donc ceux présents d'une partie de la bibliographie de référence sur le BMB. Afin d'améliorer le modèle d'âge du BMB, de nouvelles datations ont été effectuées sur une partie des échantillons de *cuttings* et de carottes récupérés au *Geological Survey* du Canada à Calgary.

Ces datations sont basées sur l'étude des nannofossiles présents dans les échantillons des puits Adlartok P-09, Amerk O-09, Reindeer D-27, Taglu G-33, Titalik K-26 et Toapolok O-54). Les résultats ont été décevants puisque seulement 12 échantillons sur 63 ont donnés des marqueurs d'âges, les autres échantillons étant stériles en nannofossiles (Tableau Annexe).

L'étude des nannofossiles va cependant donner de nouveaux âges pour les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Amerk O-09 et Adlartok P-09. Pour le puits Titalik K-26, il a été mis à notre disposition les réévaluations faites par le service interne de TOTAL S.A. des rapports fournis par Jonathan Bujak. Les seuls âges dont nous disposons pour les puits Toapolok O-54, Taglu G-33 et Mallik A-06 proviennent du découpage biostratigraphique de Jonathan Bujak et sont donc sujet à controverse (Figure 61).

Les corrélations stratigraphiques proposées dans le cadre de cette étude se basent sur les nouveaux âges obtenus par l'analyse des nannofossiles et sont généralement en désaccord avec les âges proposés par les travaux de Jonathan Bujak (figure). De plus, les analyses polliniques effectuées dans le cadre de cette étude par *Geobiostratdat.consulting*, qui seront détaillées dans le chapitre 5 de ce manuscrit, apporteront de nouveaux arguments pour affiner le nouveau modèle d'âge du bassin proposé dans ce chapitre, et qui iront également à l'encontre du modèle d'âge proposé par Jonathan Bujak et repris dans la littérature (notamment par Dixon *et al.*, 2008). En effet, les comptages polliniques sont effectués en utilisant des méthodes d'analyses récentes contrairement à celles effectuées par Jonathan Bujak. *Geobiostratdat.consulting* utilise l'analyse en lumière-ombre (L.O. analysis) qui est pratiqué par peu de palynologues permet par des mises au point sériées de comprendre la nature de la matière observée et de reconstituer le relief et la structure d'exine. De plus ils se basent sur une analyse qui repose sur les critères morphologiques (critères nombreux) des pollens et non morphographiques (quelques caractères sommaires) comme l'ont fait Jonathan Bujak et ses pairs.

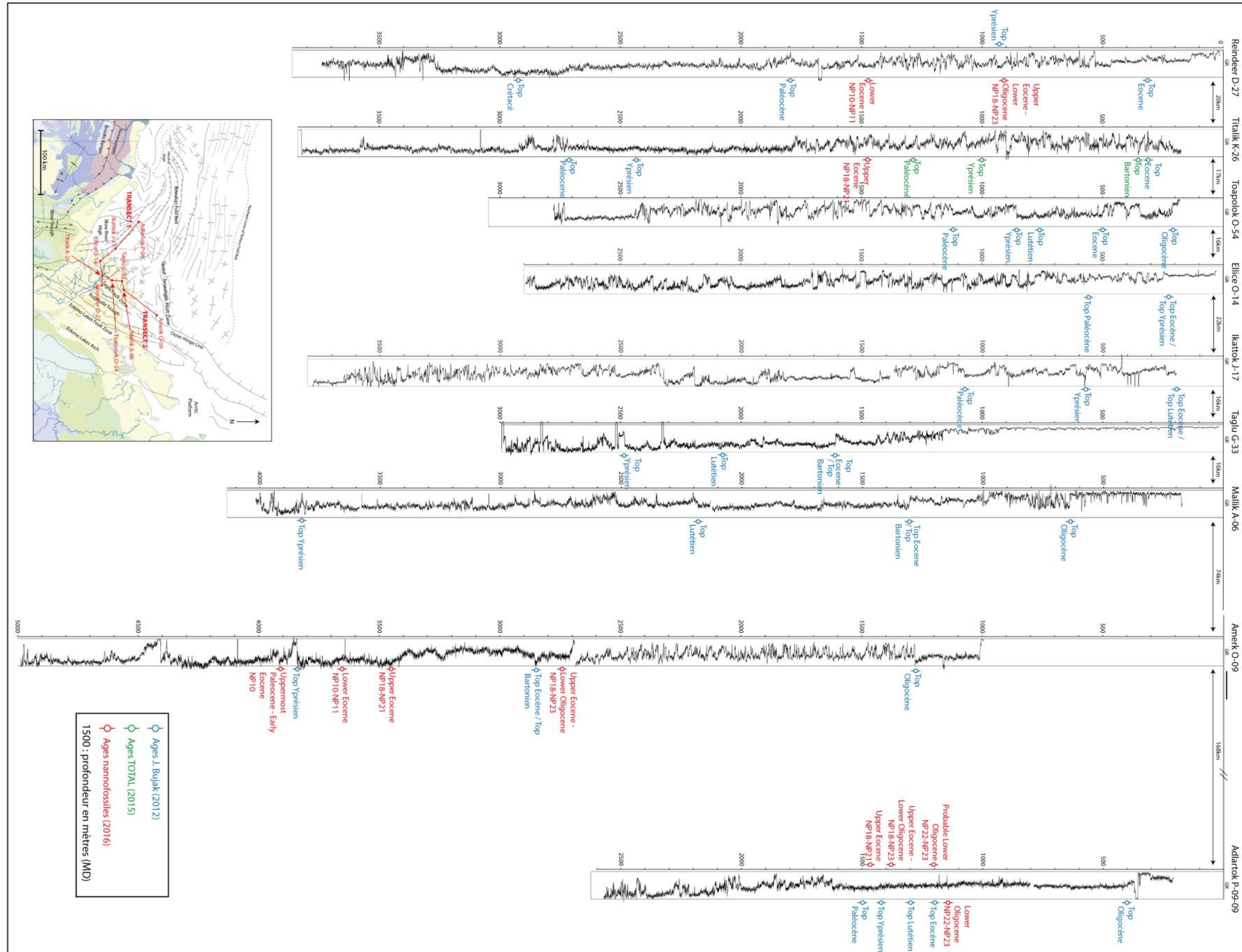


Figure 61 : Synthèse des données d'âges disponibles dans l'étude : bases de données de Jonathan Bujak (2012) en bleu, réévaluation de la biostratigraphie de Jonathan Bujak par Total en vert et nouvelles datations effectuées sur les nano fossiles en rouge.

4.2.2. Construction de deux coupes proximales distales dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie

Les séquences sont définies dans le BMB grâce à l'étude en parallèle des diagraphies Gamma Ray et des lignes sismiques 2D sélectionnées pour notre étude. Selon le modèle « *Depositional Sequence II* », une séquence est définie entre deux limites de séquences (SB ; Posamentier *et al.*, 1988 ; Posamentier et Allen, 1999). Cette séquence contient une surface maximum d'inondation (MFS). Pour rappel, une limite de séquence (SB) est une surface d'érosion ou de non déposition créée pendant la phase de chute du niveau marin relatif et une surface maximum d'inondation (MFS) est une surface qui sépare des séries rétrogradantes associées à la transgression et des séries progradantes associées à la régression qui se met en place dans les derniers stades de l'augmentation du niveau marin relatif, lorsque les taux de sédimentation commencent à dépasser le taux de création d'accommodation (Frazier, 1974 ; Posamentier *et al.*, 1988 ; Van Wagoner *et al.*, 1988 ; Galloway, 1989).

Dans cette étude, 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. Les SB et MFS pointées sur les données sismiques ont les traits de corrélation entre les puits en gras, celle dont le trait est fin ne sont pas pointées sur la sismique et ceci n'a rien à voir avec le caractère majeure ou non des séquences observées. Les SB et les MFS sont considérées comme confondues dans le présent cas d'étude car aucun *lowstand* n'a été formellement décrit.

Les corrélations stratigraphiques seront illustrées dans la présente partie sur la coupe pour le transect 1 et la Figure 64 pour le transect 2 en association avec une coupe, issue de l'étude des données sismiques, présentant les géométries des dépôts le long des deux transects dans le bassin. Dans la partie 4.3, la Figure 67 et la Figure 68 présenteront ces corrélations diagraphiques habillées en environnement de dépôts selon le modèle d'électrofaciès proposé dans le chapitre 3 de ce manuscrit afin de les discuter en terme de paléogéographie l'extension des dépôts du Delta de Mackenzie au cours du temps.

Les SB et MFS majeures sont toutes observées sur les diagraphies Gamma Ray mais toutes ne sont pas observables sur la sismique en raison de la résolution de cette dernière. Dans les zones deltaïques proximales (environnements de plaine deltaïque à front de delta proximal), les cortèges transgressifs sont généralement très peu épais par rapport aux cortèges progradants qui sont généralement d'une épaisseur importante. Ceci entraîne dans certains cas une difficulté à dissocier les SB et les MFS sus-jacentes sur les lignes sismiques. En effet, la résolution moyenne des lignes sismiques à notre disposition est de 25 à 30 mètres, l'épaisseur des cortèges transgressifs définis dans les zones proximales du BMB varie de 10 mètres à 80 mètres environ. Dans les cas où les cortèges transgressifs sont inférieurs à 30 mètres d'épaisseur, il n'est pas possible de dissocier la SB de la MFS sus-jacente.

La MFS2 et la MFS3 ne sont pas observables sur toutes les lignes sismiques car il est très difficile de les dissocier respectivement de la SB3 et de la SB4. La MF2B et la MFS3b ne sont pas des MFS majeures mais sont observées et pointées sur les lignes sismiques grâce notamment aux *downlap* présents au-dessus des MFS2b et MFS3b (et Figure 64).

4.2.4.1. Transect 1 : nord-ouest/sud-est

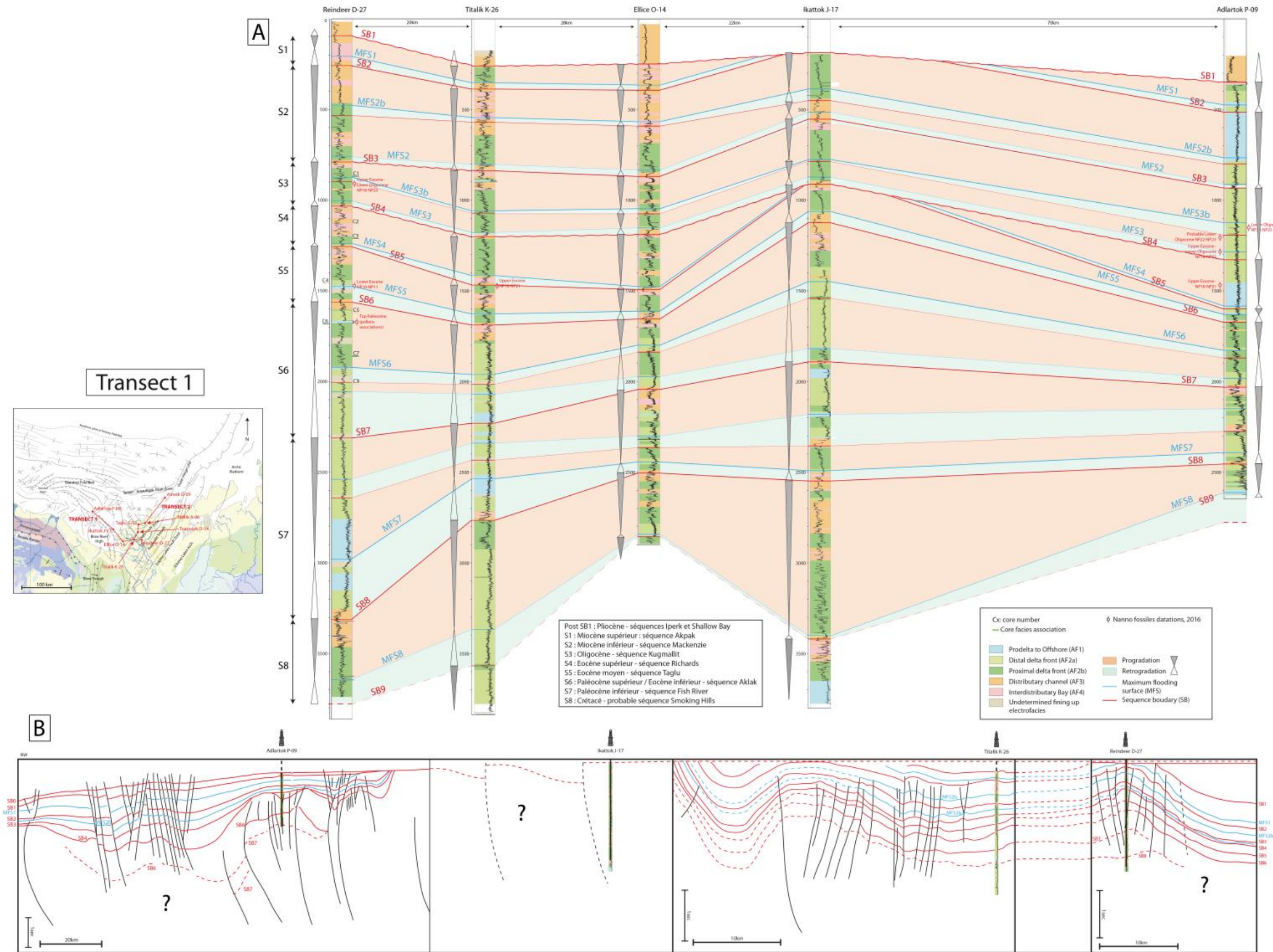


Figure 62 : Corrélations stratigraphiques le long du transect 1 (nord-ouest/sud-est). Evolution des séquences stratigraphiques entre les puits (A) et des géométries sismiques (B).

- **Séquence 8 (SB8-SB9) : Paléocène inférieur probable (séquence Fish River probable)**

La séquence S8 (SB8-SB9) n'est pas complètement enregistrée dans les puits Reindeer D-27 et Adlartok P-09. La limite de séquence inférieure (SB9) est proposée avec des incertitudes puisque les enregistrements des puits ne sont pas assez profonds pour valider le découpage séquentiel. La partie transgressive semble beaucoup moins épaisse que la partie régressive.

La partie transgressive de la séquence S8 (SB9-MFS8) semble être peu épaisse dans les puits Ellice O-14 et Ikattok J-17 et plus épaisse dans le puits Titalik K-26, ainsi que dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 où l'on ne peut préciser l'épaisseur réelle de la séquence. Ce cortège transgressif est formé de dépôts progradants de front de delta distal sauf dans le puits Adlartok P-09 où il semble qu'elle soit formée de dépôts de prodelta.

La partie régressive de la séquence S8 (MFS8-SB8) montre des épaisseurs qui varient le long du transect 1 avec des épaisseurs allant de 300 mètres à 850 mètres environ. Cette séquence progradante est formée de dépôts de front de delta distal, ou de prodelta dans le puits Adlartok P-09, à la base surmontés par une succession de dépôts progradants de front de delta distal à proximal avec au sommet des dépôts progradants-aggradants de plaine deltaïque.

Les lignes sismiques ne permettent pas de suivre de façon sûre la SB9 et la SB8 le long du transect 1, ceci est due à la dégradation de la qualité des lignes plus la profondeur augmente ainsi qu'aux nombreux plis qui altèrent dans certaines zones la résolution de la sismique et rendent les faciès sismiques chaotiques rendant difficile le suivi des réflecteurs. Cette dégradation de la qualité en profondeur est en grande partie due à la mauvaise pénétration des ondes sismiques à cause du permafrost en surface actuel (Burn et Kokelj, 2009) et des déformations du bassin.

- **Séquence 7 (SB7-SB8) : Paléocène (séquence Fish River)**

La séquence S7 (SB7-SB8) est une séquence d'une épaisseur comparable voire supérieure à la séquence 6 précédemment décrite. Cette séquence présente une épaisseur variant le long du transect 1 entre 300 et 600 mètres (). Dans le puits Reindeer D-27, la séquence S7 atteint 1000 mètres d'épaisseur.

La séquence S7 est observée sur tous les puits du transect 1 et présente des faciès globalement plus distaux dans les puits proximaux et des faciès globalement plus proximaux dans le puits le plus distal du transect 1, le puits Adlartok P-09. La partie suivante de ce chapitre (4.3) abordera cette inversion de la polarité proximal-distal des puits pour les séquences S7 et S6, cette inversion est liée à la migration du Delta de Mackenzie. Les faciès observés dans cette séquence vont des faciès distaux de prodelta au faciès de front de delta et de plaine deltaïque. La partie transgressive est moins épaisse que la partie régressive.

La partie transgressive de la séquence S7 (SB-MFS7) présente des épaisseurs relativement isopaques de 50 mètres environs entre les puits Ellice O-14, Ikattok J-17 et Adlartok P-09, et des épaisseurs plus importantes dans les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26 où elle est épaisse de 300 et 250 mètres. Ce cortège transgressif est formé à la base de dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression surmontés par une succession de dépôts de front de delta

distal à des dépôts de prodelta dans les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26 ou par une succession de dépôts de front de delta proximal à distal dans le puits Ellice O-14 et Adlartok P-09 ou seulement par des dépôts de front de delta distal dans le puits Ikattok J-17.

La partie régressive de la séquence S7 (MFS7-SB7) présente une épaisseur variant le long du transect 1 de 350 mètres à 700 mètres avec l'épaisseur la plus importante dans le puits Reindeer D-27. Cette séquence est formée de dépôts de prodelta peu épais surmontés de dépôts aggradants-progradants de prodelta et de front de delta distal dans les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26. Dans les puits Ellice O-14, Ikattok J-17 et Adlartok P-09, cette séquence régressive est formée de plusieurs paraséquences progradantes successives présentant des dépôts de front de delta distal et proximal surmontés par des dépôts de plaine deltaïque dans les puits Ikattok J-17 et Adlartok P-09.

Pour les mêmes raisons que celles évoquées pour la séquence 8, la SB7 ne peut pas être suivie sur les lignes sismiques dont nous disposons, leur résolution en profondeur n'est pas assez fine

- **Séquence 6 (SB6-SB7) : Paléocène supérieur – Eocène inférieur (séquence Aklak)**

La séquence S6 (SB6-SB7) est une séquence plutôt épaisse. Cette séquence est épaisse de 700 mètres dans les puits Reindeer D-27 et Ikattok J-17, de 500 mètres dans les puits Titalik K-26 et Ellice O-14 et de 350 mètres dans le puits Adlartok P-09.

La séquence S6 présente des faciès globalement plus distaux dans les puits proximaux et des faciès globalement plus proximaux dans le puits le plus distal du transect 1, le puits Adlartok P-09. Cette séquence, observée sur tous les puits du transect 1, présente des faciès plutôt profonds comme les faciès de prodelta et de front de delta distal qui sont présents de façon importante par rapport aux autres faciès deltaïques dans cette séquence S6. Les parties régressives et transgressives semblent d'épaisseurs comparables.

La partie transgressive de la séquence S6 (SB7-MFS6), épaisse de 300 à 400 mètres, présente une séquence rétrogradante de dépôts de front de delta distal avec quelques niveaux de prodelta dans les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26, une séquence rétrogradante formée à la base de chenaux distributaires transgressifs surmontés par des dépôts de front de delta proximal à distal dans les puits Ellice O-14 et Ikattok J-17 et des dépôts rétrogradants de front de delta distal dans le puits Adlartok P-09.

La partie régressive de la séquence S6 (MFS6-SB6) présente des épaisseurs variant le long du transect 1 () de 200 à 350 mètres d'épaisseurs. Cette séquence progradante est formée à la base par des dépôts de front de delta distal, voire de prodelta sur le puits Reindeer D-27, surmontés par des dépôts progradants de front de delta proximal à distal avec au sommet des dépôts de plaine deltaïque. Dans le puits Adlartok P-09, les dépôts de plaine deltaïques sont très peu exprimés.

- **Séquence 5 (SB5-SB6) : Eocène inférieur – Eocène moyen (séquence Taglu)**

La séquence S5 (SB5-SB6) présente des épaisseurs relativement isopaques sauf dans les puits Adlartok P-09 où elle est moins épaisse. Elle présente des variations d'épaisseur de forme sigmoïde classiques des deltas le long du transect 1. Dans le puits Reindeer D-27, la séquence S5 est épaisse de 300 mètres environ, dans le puits Titalik K-26 de 300 mètres, dans le puits Ellice O-14 de 150 mètres, dans le puits Ikattok J-17 de 180 mètres et dans le puits Adlartok P-09 de 80 mètres.

La séquence S5 présente des successions de faciès de front de delta proximal, de barres d'embouchure et de plaine deltaïque dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14, à des faciès deltaïques plus profonds comme des faciès de front de delta distal dans le puits Adlartok P-09. La partie transgressive est moins épaisse que la partie régressive.

La partie transgressive de la séquence S5 (SB6-MFS5) est globalement isopaque le long du transect 1. Sur les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26, ce cortège transgressif contient une paraséquence progradante d'ordre inférieur. Ce cortège transgressif est formé de dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression et surmontés par des dépôts transgressifs de front de delta proximal dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Ellice O-14 et Ikattok J-17 et de front de delta distal dans le puits Adlartok P-09. Dans le puits Reindeer D-27, ces dépôts transgressifs de front de delta proximal sont surmontés par des dépôts de shoreface transgressifs ou par des barres tidales (l'incertitude d'interprétation entre ces deux faciès est discutée dans le chapitre 3, cf EF_{fining-up}).

La partie régressive de la séquence 5 (MFS5-SB5) voit globalement son épaisseur décroître le long du profil proximal-distal. Cette séquence régressive est formée par une succession progradante de dépôts de front de delta distal puis proximal à la base, puis de barres d'embouchure et au sommet de dépôts de plaine deltaïque sauf dans le puits Adlartok P-09, où cette séquence progradante est formée de dépôts progradants de front de delta distal de faible épaisseur.

- **Séquence 4 (SB4-SB5) : Eocène moyen - Eocène supérieur (séquence Richards)**

La séquence 4 (SB4-SB5) est globalement isopaque sur les puits Reindeer D27, Titalik K-26, Ellice O-14 et Adlartok P-09 où son épaisseur varie de 300 à 350 mètres. Cette séquence n'existe pas sur le puits Ikattok J-17 où elle a été complètement érodée par la SB4.

La séquence S4 présente des successions de faciès de front de delta proximal, de barres d'embouchure et de plaine deltaïque dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14, à des faciès deltaïques plus profonds comme des faciès de front de delta distal dans le puits Adlartok P-09. La séquence transgressive est peu épaisse comparé à la séquence régressive.

La partie transgressive de la séquence 4 (SB5-MFS4) est formée à la base par des dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression surmontés par des dépôts transgressifs de front de delta dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14. Dans le puits Adlartok P-09, cette séquence transgressive est formée par des dépôts rétrogradants de prodelta à front de delta distal.

La partie régressive de la séquence 4 (MFS4-SB4) est formée par des successions de dépôts de front de delta proximal, de barres d'embouchure et enfin de plaine deltaïque dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14. Cette séquence présente une tendance globale progradante et est formée d'une succession de plusieurs paraséquences progradantes d'ordre inférieur formée par des dépôts de front de delta proximal et de plaine deltaïque. Ces paraséquences soulignent la présence de pulses transgressifs d'ordre inférieur à l'intérieur de la séquence régressive située entre la MFS4 et la SB4. Ces paraséquences montrent des dépôts de moins en moins profonds malgré ces pulses transgressifs d'ordre inférieur.

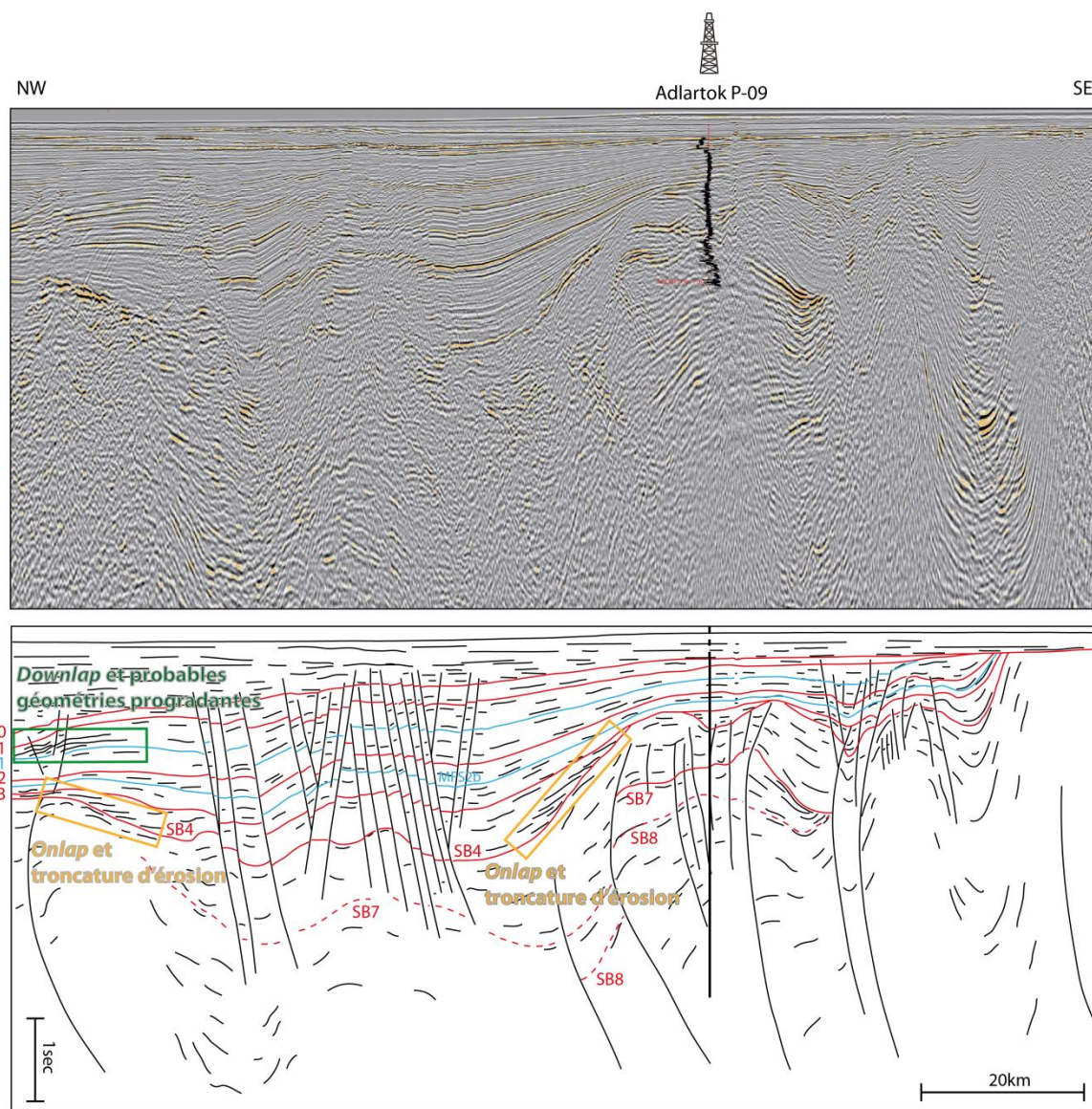


Figure 63 : Line drawing montrant les géométries pré- et post-SB4 dans la zone du puits Adlartok P-09 ainsi que des downlap et de très probables géométries progradantes au-dessus de la MFS1.

La SB4 est une surface érosive importante dans le transect 1 (Figure 59), elle érode la séquence 4 dans le puits Ikattok J-17, du au pli existant à cet endroit. Dans la zone nord-ouest où se situe le puits Adlartok P-09, la SB4 est une surface érosive discordante avec les dépôts sous-jacents de la séquence 4. Le caractère érosif de cette limite de séquence au niveau du puits

Adlartok P-09 est bien visible sur la sismique avec la présence de troncatures d'érosion sous la SB4 et des *onlap* au-dessus (Figure 63). De plus, cette limite de séquence marque un changement majeur de sédimentation entre des sédiments fortement plissés dessous et des dépôts sédimentaires qui viennent se déposer en discordance au-dessus (Figure 63). Ces sédiments déposés au-dessus de la SB4 subissent encore une petite influence des plis sus-jacents par leur caractère synsédimentaire. La surface érosive SB4 semble marquer une limite entre les déformations anté-SB4 et celles post-SB4 qui semblent moins importantes.

- Séquence S3 (SB3-SB4) : Oligocène (séquence Kugmallit)

La séquence S3 (SB3-SB4) est globalement isopaque et épaisse d'environ 350 mètres entre les puits Titalik K-26 et Adlartok P-09, néanmoins elle est moins épaisse dans le puits Reindeer D-27 où son épaisseur est de 200 mètres environ (probablement moins d'espace disponible puisque le puits Reindeer D-27 est le plus proximal). La partie supérieure de la séquence S3 est érodée par la SB3 dans le puits Reindeer D-27.

La séquence S3 évolue depuis des successions de faciès de plaine deltaïque, de barres d'embouchure et de front de delta proximal dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Ellice O-14 et Ikattok J-17, à des faciès deltaïques plus profonds comme des faciès de front de delta distal dans le puits Adlartok P-09. La séquence transgressive est peu épaisse comparé à la séquence régressive.

La partie transgressive de la séquence S3 (SB4-MFS3), épaisse d'un vingtaine de mètres, est globalement isopaque sur les puits du transect 1. Ce cortège transgressif est formé à la base par des dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression surmontés par des dépôts transgressifs de front de delta dans les puits Reindeer D-27, Ellice O-14 et Ikattok J-17. Ces chenaux déposés en transgression sont surmontés par soit des dépôts de *shoreface* transgressifs ou par des barres tidales dans le puits Ikattok J-17 (l'incertitude d'interprétation entre ces deux faciès est discutée dans le chapitre 3, cf EF_{fining-up}). Dans le puits Adlartok P-09, ce cortège transgressif est formé de dépôts transgressifs de front de delta distal.

La partie régressive de la séquence S3 (MFS3-SB3) est formée par des dépôts de barres d'embouchure et de front de delta proximal dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Ellice O-14 et Ikattok J-17. Cette séquence présente une tendance globale régressive, elle est formée de plusieurs paraséquences progradantes formées de dépôts de front de delta proximal surmontés de dépôts de plaine deltaïque, elles sont notamment très bien exprimées dans le puits Ellice O-14. Ces paraséquences d'ordre inférieur soulignent la présence de petites transgressions à l'intérieur de la séquence régressive située entre la MFS3 et la SB3. Ces séquences montrent des dépôts de moins en moins profonds malgré ces pulses transgressifs d'ordre inférieur. Dans le puits Adlartok P-09, cette séquence régressive est formée par des dépôts aggradants de front de delta distal.

- Séquence S2 (SB2-SB3) : Miocène inférieur (séquence Mackenzie)

La séquence S2 (SB2-SB3) est globalement isopaque avec quelques légères variations d'épaisseur le long du transect 1 (). Son épaisseur varie de 450 à 550 mètres environ. La partie supérieure de la séquence S2 est érodée par la SB1 au niveau du puits Ikattok J-17.

La séquence S2 présente des successions de faciès front de delta proximal, de barres d'embouchure et de plaine deltaïque dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14, à des faciès deltaïques plus profonds comme des faciès de prodelta et de front de delta distal dans les puits Adlartok P-09. La séquence transgressive est peu épaisse comparé à la séquence régressive.

La partie transgressive de la séquence S2 (SB3-MFS2) est globalement isopaque entre les puits Reindeer D-27, Ikattok J-17 et Adlartok P-09 et y est épaisse d'une vingtaine de mètres. Ce cortège transgressif est formé à la base de dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression surmontés par des dépôts transgressifs de front de delta. Dans les puits Adlartok P-09, ce cortège transgressif est formé de dépôts de plus en plus profonds de front de delta distal.

La partie régressive de la séquence S2 (MFS2-SB2) est formée de dépôts de moins en moins profonds allant de dépôts progradants de faciès de front de delta proximal associés à des barres d'embouchure à la base jusqu'à des dépôts aggradants-progradants de plaine deltaïque dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14. Dans le puits Ikattok J-17, la partie supérieure de cette séquence régressive formée par les dépôts de plaine deltaïque est érodée par la SB1, on observe alors dans le puits uniquement les dépôts progradants de front de delta et de barres d'embouchure. En domaine plus distal, dans le puits Adlartok P-09, cette partie régressive est formée par des dépôts aggradants de front de delta distal. La MFS2b est observée et pointée sur la sismique grâce aux *downlap* situés juste au-dessus d'elle et traduit très probablement la présence de géométries progradantes (Figure 63). La MFS2b fait partie d'une séquence d'ordre inférieur dans la séquence régressive MFS2-SB2.

- Séquence S1 (SB1-SB2) : Miocène supérieur (séquence Akpak)

La séquence S1 (SB1-SB2) est relativement isopaque le long du transect 1 (nord-ouest/sud-est) (), avec une épaisseur de 150 mètres environ. La SB1 est une surface érosive dans le transect 1. Au niveau du puits Ikattok J-17 cette érosion atteint la séquence S2, ceci est due à la présence de plis synclinaux et anticlinaux dans cette zone qui fait remonter les sédiments vers la surface et entraîne alors l'érosion de ceux-ci. La séquence S1 n'existe alors plus sur le puits Ikattok J-17 à cause de cette érosion.

La séquence S1 évolue depuis des faciès de plaine deltaïque (association de chenaux distributaires et de baies interdistributaires) et des faciès de barres d'embouchure et de front de delta proximal dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14, à des faciès deltaïques plus profonds comme des faciès de front de delta distal dans le puits Adlartok P-09, puits le plus distal du transect 1. La séquence transgressive est peu épaisse comparé à la séquence régressive.

La partie transgressive de la séquence S1 (SB2-MFS1), épaisse d'une trentaine de mètres environ, est formée par des dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14. Dans le puits Adlartok P-09, cette partie transgressive est formée de dépôts de front de delta distal et de dépôts de prodelta. La MFS1 est observée sur la sismique grâce aux *downlap* de la séquence progradante sus-jacente notamment.

La partie régressive de la séquence S1 (MFS1-SB1) est formée par des dépôts progradants de barres d'embouchure et de front de delta proximal surmontés par les premiers dépôts de

chenaux distributaires dans le puits Titalik K-26, par des dépôts de plaine deltaïques progradants-aggradants dans les puits Reindeer D-27 et Ellice O-14 et par une succession de dépôts progradants de prodelta à front de delta distal puis proximal dans le puits Adlartok P-09. Ces dépôts progradants sont observés en sismique entre la MFS1 et la SB1 en position distale au nord-ouest du puits Adlartok P-09 grâce à la présence de *downlap* juste au-dessus de la MFS1 (Figure 63).

4.2.4.2. Transect 2 : sud-ouest/nord-est

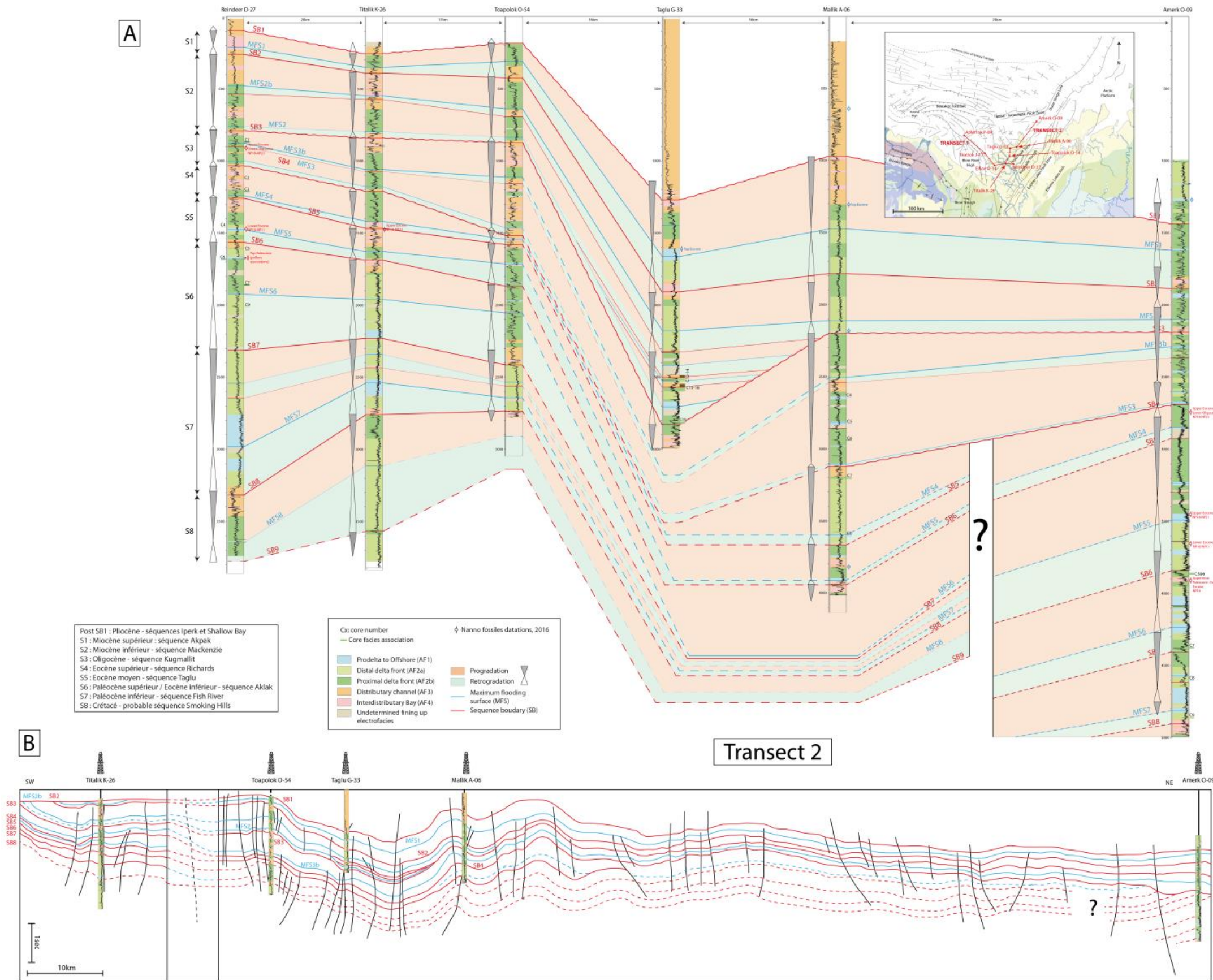


Figure 64 : Corrélations stratigraphiques le long du transect 2 (sud-ouest/nord-est). Evolution des séquences stratigraphiques entre les puits (A) et des géométries sismiques (B).

- **Séquence 8 (SB8-SB9) : Paléocène inférieur probable (séquence Fish River probable)**

La séquence S8 (SB8-SB9) n'est pas enregistrée complètement dans les puits Reindeer D-27 et Amerk O-09 et pas enregistrée dans les puits Toapolok O-54, Taglu G-33 et Mallik A-06. La limite de séquence inférieure (SB9) est proposée avec des incertitudes puisque les enregistrements des puits ne sont pas assez profonds pour valider le découpage séquentiel. Les dépôts globalement assez isopaque le long du transect 2.

La séquence S8 est formée par des dépôts de front de delta proximal et distal, des dépôts de plaine deltaïque ainsi que des dépôts de prodelta dans le puits Amerk O-09.

La partie transgressive de la séquence S8 (SB9-MFS8) présente des épaisseurs qui semblent varier de 150 à 500 mètres. Dans le puits Reindeer D-27, la base de ce cortège transgressif n'est pas enregistrée et la partie traversée est formée de dépôts aggradants de front de delta proximal. Dans le puits Titalik K-26, cette séquence transgressive est formée de dépôts rétrogradants de front de delta distal. Dans le puits Amerk O-09, ce cortège transgressif est formé par des dépôts aggradants-rétrogradants de front de delta distal surmontés par des dépôts de prodelta autour de la MFS8.

La partie régressive de la séquence S8 (MFS8-SB8) est globalement isopaque le long du transect 2 avec des épaisseur variant entre 350 mètres et 400 mètres. Ce cortège transgressif est formé à la base par des dépôts de front de delta distal, voire de prodelta dans le puits Reindeer D-27, surmontés ensuite par des dépôts de front de delta proximal et enfin au sommet par des dépôts de plaine deltaïque dans les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26. Dans le puits Amerk O-09, cette séquence régressive est formée par des dépôts de prodelta et de front de delta distal dans sa partie inférieure et de front de delta proximal et de probables dépôts de shoreface transgressifs, associés à une séquence d'ordre inférieur, dans sa partie supérieure.

Les lignes sismiques ne permettent pas de suivre de façon sûre la SB9 et la SB8 le long du transect 1, ceci est due à la dégradation de la qualité des lignes plus la profondeur augmente ainsi qu'aux nombreux plis qui baissent dans certaines zones la résolution de la sismique et rendent les faciès sismiques chaotiques rendant difficile le suivi des réflecteurs (Figure 64). Cette dégradation de la qualité en profondeur est en grande partie due à la mauvaise pénétration des ondes sismiques à cause du permafrost en surface actuel (Burn et Kokelj, 2009) et des déformations du bassin.

- **Séquence 7 (SB7-SB8) : Paléocène (séquence Fish River)**

La séquence S7 (SB7-SB8) est une séquence d'une épaisseur comparable voire supérieure à la séquence 6 précédemment décrite. Cette séquence varie de 1000 mètres dans le puits Reindeer D-27, à 600 mètres dans le puits Titalik K-26, à 500 mètres dans les puits Toapolok O-54 et Amerk O-09. Elle n'est pas rencontrée dans les puits Taglu G-33 et Mallik A-06 car ils situent au niveau d'un pli qui entraîne les sédiments paléocènes plus en profondeur (Figure 66).

La séquence S7 est formée de dépôts de prodelta, de front de delta proximal et distal ainsi que de dépôts de plaine deltaïque.

La partie transgressive de la séquence S7 (SB8-MFS7) voit son épaisseur décroître de 350 mètres environ dans le puits Reindeer D-27 à moins de 200 mètres dans le puits Toapolok O-54. Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Amerk O-09, ce cortège transgressif est formé à la base de dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression, surmontés par des dépôts de front de delta distal, des dépôts probables de *shoreface* transgressifs ou de barres tidales (*cf* modèle d'électrofaciès chapitre 3) et enfin par des dépôts de prodelta autour de la MFS7. Dans le puits Toapolok O-54, ce cortège transgressif est formé de dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression surmontés par des dépôts transgressifs de front de delta distal et de *shoreface* transgressif probable et au sommet des dépôts de prodelta autour de la MFS7.

La partie régressive de la séquence S7 (MFS7-SB7) voit son épaisseur décroître de 700 mètres dans le puits Reindeer D-27 à 250 mètres dans le puits Toapolok O-54, elle est épaisse de 400 mètres dans le puits Amerk O-09. Dans les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26 cette séquence est formée à la base par des dépôts de prodelta surmontés par des dépôts aggradants-progradants de front de delta distal avec quelques niveaux de prodelta. Dans le puits Toapolok O-54, cette séquence régressive est formée par des dépôts aggradants-progradants de front de delta distal surmontés de dépôts de front de delta proximal, de barres d'embouchure et de plaine deltaïques au sommet. Dans le puits Amerk O-09, cette séquence régressive est formée de dépôts de prodelta à la base surmontés de dépôts de front de delta distal puis proximal avec des barres d'embouchure au sommet.

Pour les mêmes raisons que celles évoquées dans la partie sur la séquence 8, la SB7 ne peut pas être suivie sur les lignes sismiques dont nous disposons, leur résolution en profondeur n'est pas assez fine.

- **Séquence 6 (SB6-SB7) : Paléocène supérieur – Eocène inférieur (séquence Aklak)**

La séquence S6 (SB6-SB7) est une séquence plutôt épaisse par rapport à celles sus-jacentes dans la zone proximale du transect 2. Cette séquence est épaisse de 700 mètres dans le puits Reindeer D-27, de 500 mètres dans le puits Titalik K-26, de 450 mètres dans le puits Toapolok O-54 et de 500 mètres dans le puits Amerk O-09. Elle n'est pas atteinte dans le puits Taglu G-33 car il se situe dans le creux d'un pli, les dépôts paléogènes se retrouvent alors plus en profondeur (Figure 66) et seul son sommet est atteint dans le puits Mallik A-06.

La séquence S6 est formée de dépôts de front de delta proximal et distal ainsi que de dépôts de plaine deltaïque.

La partie transgressive de la séquence S6 (SB7-MFS6) est épaisse de 400 mètres dans le puits Reindeer D-27, de 250 mètres dans le puits Titalik K-26 et de 250 mètres dans le puits Toapolok O-54. Cette séquence transgressive n'est pas observée dans les puits Taglu G-33, Mallik A-06 et Amerk O-09. Ce cortège transgressif est formé de dépôts de prodelta et de front de delta distal dans les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26, et de front de delta proximal dans le puits Toapolok O-54. Dans le puits Amerk O-09, cette séquence transgressive est formée de dépôts rétrogradants de front de delta proximal puis distal et enfin de prodelta autour de la MFS6.

La partie régressive de la séquence S6 (MFS5-SB5) est épaisse de 450 mètres dans le puits Reindeer D-27, de 250 mètres dans le puits Titalik K-26 et de 200 mètres dans le puits Toapolok

O-54. Dans le puits Mallik A-06 on observe 80 mètres de la partie supérieure de cette séquence régressive composé de dépôts de plaine deltaïque. Dans le puits Reindeer D-27, cette séquence régressive est formée de dépôts progradants allant des faciès de front de delta proximal à des faciès de plaine deltaïque au sommet. Dans le puits Titalik K-26, cette séquence progradante est formée par des faciès aggradants de front de delta distal surmontés par des dépôts de plaine deltaïque. Dans le puits Toapolok O-54, cette séquence est formée par des dépôts de front de delta proximal avec à la base de fins dépôts de prodelta.

Entre les puits Mallik A-06 et Amerk O-09, la partie supérieure de la séquence S6 est érodée par la SB4. Cette surface d'érosion est mise en évidence grâce aux données sismiques par une discordance angulaire au niveau du puits Amerk O-09 (Figure 64). La partie supérieure de la séquence S6 est érodée par la limite de séquence SB4 dans la zone du puits Amerk O-09.

- **Séquence 5 (SB6-SB5) : Eocène inférieur – Eocène moyen (séquence Taglu)**

La séquence S5 (SB6-SB5) présente des séquences avec des épaisseurs variant de 250 à 300 mètres environ le long du transect 2. La séquence S5 n'est pas atteinte dans le puits Taglu G-33 car il se situe dans le creux d'un plis, les dépôts paléogènes se retrouvent alors plus en profondeur (Figure 66).

La séquence S5 est formée de dépôts de prodelta, de front de delta proximal et distal, de barres d'embouchure et de dépôts de plaine deltaïque. La séquence S5 est beaucoup plus épaisse dans le puits Amerk O-09 que dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54. La particularité du puits Amerk O-09 et de ses dépôts sédimentaires seront discutés dans la partie 4.3. de ce chapitre et également dans le chapitre 5 de ce manuscrit.

La partie transgressive de la séquence S5 (SB6-MFS5) est épaisse de moins de 100 à 200 mètres dans les puits proximaux Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54, et présente des successions rétrogradantes de dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression à la base, surmontés par des dépôts de front de delta proximal et/ou de dépôts de front de delta distal à prodelta. Cette séquence contient une paraséquence progradante d'ordre inférieur. Dans le puits Amerk O-09, ce cortège transgressif est épais de 350 mètres et présentent des dépôts progradants de front de delta distal et de prodelta.

La partie régressive de la séquence S5 (MFS5-SB5), épaisse de 250 mètres environ dans les puits proximaux Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54, est formée d'une succession de dépôts progradants avec à la base des dépôts de front de delta proximal surmontés par des dépôts aggradants-progradants de plaine deltaïque. Dans le puits Amerk O-09, ce cortège transgressif est épais de presque 600 mètres et présente des dépôts de prodelta à la base au niveau de la MFS5, surmontés par des dépôts progradants de front de delta proximal avec des dépôts de *shoreface* transgressifs ou de barres tidales (cf chapitre 3).

Entre les puits Mallik A-06 et Amerk O-09, la séquence S5 est en partie érodée par la SB4. Cette surface d'érosion est mise en évidence grâce aux données sismiques par une discordance angulaire au niveau du puits Amerk O-09 entre les dépôts anté- et post- SB4 (Figure 64 et Figure 65).

- **Séquence 4 (SB4-SB5) : Eocène moyen - Eocène supérieur (séquence Richards)**

La séquence S4 (SB4-SB5) présente des dépôts d'épaisseur variable le long du transect 2 (d'une cinquantaine de mètres à 500 mètres environ); (Figure 64). Cette séquence est essentiellement formée par des dépôts de front de delta proximal et de plaine deltaïque dans les puits proximaux Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54, et formée de dépôts de front de delta distal dans le puits Mallik A-06 et de front de delta proximal dans le puits Amerk O-09. La partie transgressive est peu épaisse par rapport à la partie régressive.

La partie transgressive de la séquence S4 (SB5-MFS4) est épaisse de moins de 50 mètres dans les puits proximaux Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54 et d'environ 80 mètres dans le puits Mallik A-06. Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54, ce cortège transgressif est formé par des dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression et des dépôts de baies interdistributaires associés. Dans le puits Mallik A-06, ce cortège transgressif est formé de dépôts de *shoreface* transgressifs ou de barre tidale à la base (l'incertitude d'interprétation entre ces deux facies est discutée dans le chapitre 3), surmontés par des dépôts de front de delta distal et de prodelta.

La partie régressive de la séquence S4 (MFS4-SB4) est formée de dépôts d'épaisseur variable. Dans les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26, cette séquence régressive est formée par plusieurs paraséquences d'ordre inférieur superposées de dépôts de front de delta proximal et de barres d'embouchure dans le puits Titalik K-26, ces dépôts présentent des faciès de plaine deltaïque dans le puits Reindeer D-27. Dans le puits Toapolok O-54, la plupart de cette séquence a été érodée par la SB4, il ne reste qu'une dizaine de mètres de dépôts de plaine deltaïque. Dans le puits Mallik A-06 cette séquence régressive est formée de dépôts aggradants-progradants de front de delta distal surmontés au sommet par des dépôts de chenaux distributaires.

Entre les puits Mallik A-06 et Amerk O-09, la séquence S4 est érodée par la SB4. Cette surface d'érosion est mise en évidence notamment grâce aux données sismiques par une discordance angulaire au niveau du puits Amerk O-09 (Figure 64 et Figure 65). La limite de séquence SB4 érode toutes les séquences sous-jacentes (S4, S5, S6, S7 et S8) dans la zone du puits Amerk O-09 et la séquence S4 dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Toapolok O-54 et Mallik A-06. La particularité du puits Amerk O-09 sera discutée dans la partie 4.3. de ce chapitre et également dans le chapitre 5 de ce manuscrit.

Les corrélations entre les puits Mallik A-06 et Amerk O-09 pour les séquences antérieures à la SB4 sont proposées en pointillé car des incohérences sont soulevées entre les géométries sédimentaires observées sur les données sismiques et les nouvelles datations effectuées sur les nanofossiles calcaires. Comme cela a été abordé dans la partie sur la biostratigraphie sur bassin plus haut, la biostratigraphie est difficile à établir dans le bassin ce qui peut entraîner des incohérences d'âges. De plus, la mauvaise qualité des lignes sismiques permettant la construction de la ligne composite entre Mallik A-06 et Amerk O-09 en permette pas d'être sur du pointé sismique. Les incertitudes liées à la complexe biostratigraphie du bassin et à la mauvaise qualité des lignes sismiques ne permettent pas de trancher sur l'interprétation de cette zone du bassin au niveau du puits Amerk O-09 (Figure 65).

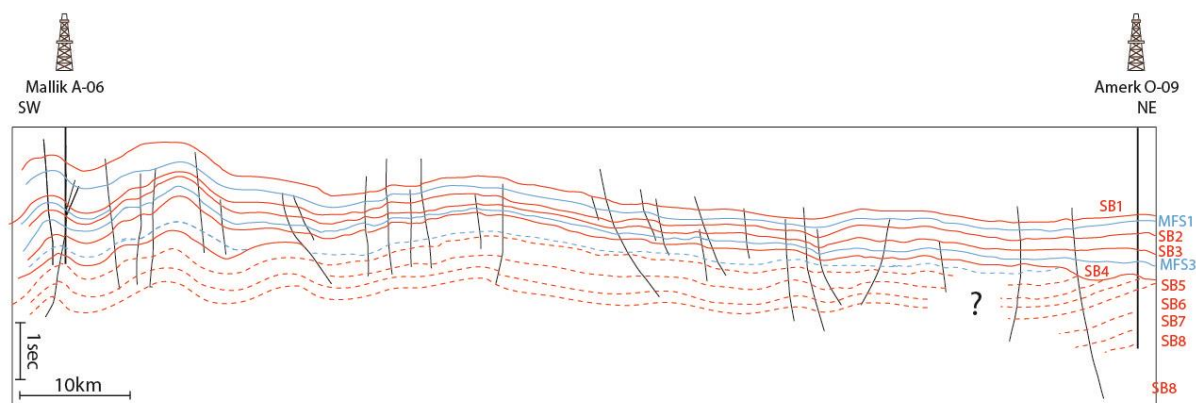


Figure 65 : Line drawing à partir d'une ligne composite entre les puits Mallik A-06 et Amerk O-09 : mise en évidence d'une discordance angulaire dans la zone du puits Amerk O-09 au niveau de la SB4.

- Séquence 3 (SB3-SB4) : Oligocène (séquence Kugmallit)

La séquence S3 (SB3-SB4) voit son épaisseur augmenter du puits Reindeer D-27 (150 mètres environ) au puits Mallik A-06 (900 mètres environ). Son épaisseur décroît ensuite dans le puits le plus distal du transect 2, Amerk O-09, où elle est épaisse de 500 mètres. Dans le puits Taglu G-33, seul le sommet de la séquence S3 est atteint.

La séquence S3 est formée par des dépôts de plaine deltaïque et des dépôts de front de delta et de barres d'embouchure dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Toapolok O-54, Taglu G-33 (pour la partie pénétrée par le puits) et Mallik A-06. Dans le puits Amerk O-09, la séquence est formée par des dépôts de front de delta proximal et distal ainsi que par quelques dépôts de prodelta. La partie transgressive est peu épaisse par rapport à la partie régressive.

La partie transgressive de la séquence S3 (SB4-MFS3) présente une épaisseur de moins de 50 mètres dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54 et une épaisseur d'une dizaine de mètres dans les puits Mallik A-06 et Amerk O-09. Ce cortège transgressif n'est pas atteint par le puits Taglu G-33. Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Toapolok O-54 et Mallik A-06, cette partie transgressive est formée par des dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression peu épais suivis directement de dépôts de front de delta proximal voire distal ou de prodelta. Dans le puits Amerk O-09, cette séquence est formée de dépôts peu épais de prodelta.

La partie régressive de la séquence S3 (MFS3-SB3) voit son épaisseur augmenter du puits Reindeer D-27 au puits Mallik A-06 puis diminuer à nouveau dans le puits Amerk O-09. Cette séquence régressive est formée par des dépôts progradants de front de delta proximal, de barres d'embouchure et au sommet par des dépôts de plaine deltaïque. Dans les puits Mallik A-06 et Amerk O-09, cette séquence régressive est formée essentiellement par des dépôts de front de delta proximal, avec la présence de dépôts de front de delta distal et de prodelta. Ces dépôts progradants sont observés en sismique entre la MFS3b et la SB3 au nord-est du puits Toapolok O-54 grâce à la présence de *downlap* au-dessus de la MFS2b et des systèmes progradants qui y sont associés bien visible entre les puits Toapolok O-54 et Taglu G-33.

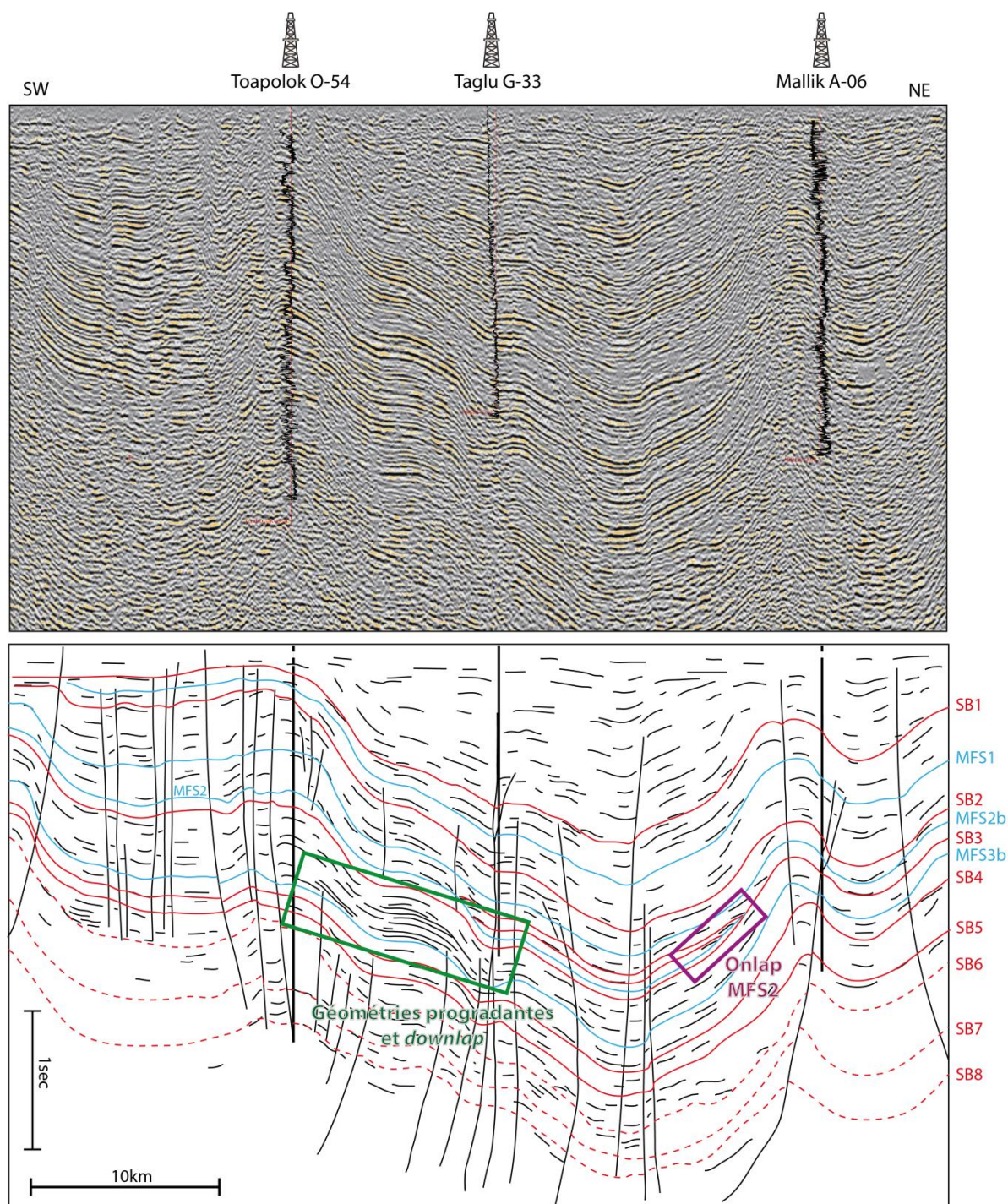


Figure 66 : Line drawing entre les puits Toapolok O-54 (projection de 4km sur la ligne), Taglu G-33 (projection de 4,5km) et Mallik A-06 (projection de 1,7km) : mise en évidence de géométries progradantes et de downlap au dessus- de la MFS2b, ainsi que la MFS2 qui *onlap* sur la SB3 sous-jacentes.

- **Séquence 2 (SB2-SB3) : Miocène inférieur (séquence Mackenzie)**

La séquence S2 (SB2-SB3) est globalement isopaque le long du transect 2 (450 à 500 mètres environ), sauf dans le puits Taglu G-33 où son épaisseur est plus importante, de l'ordre de 800 mètres.

La séquence S2 est essentiellement formée par des dépôts de plaine deltaïque et des dépôts de front de delta et de barres d'embouchure, sauf dans le puits Taglu G-33 où l'on observe des dépôts de prodelta, de front de delta distal, ainsi que de probables dépôts de *shoreface* transgressif ou de barre tidale (l'incertitude d'interprétation entre ces deux facies est discutée dans le chapitre 3). La partie transgressive est peu épaisse par rapport à la partie régressive.

La partie transgressive de la séquence S2 (SB3-MFS2) est peu épaisse, entre 25 et 80 mètres environ. Cette séquence est absente des puits Mallik A-06 et Amerk O-09, en effet, la MFS2 vient en *onlap* sur la SB3 sous-jacente entre les puits Taglu G-33 et Mallik A-06 (Figure 66). La MFS2 et la SB3 ne sont pas dissociables sur les données sismiques pour des raisons de résolution. La limite de séquence SB3 est érosive le long du transect 2, notamment dans le puits Taglu G-33 où les dépôts sus-jacent viennent en *onlap* sur cette SB3. Cette érosion et les dépôts sédimentaires en *onlap* sont très probablement liés à la formation des plis observés sur les données sismique et aux dépôts synsédimentaires qui y sont associés dans le bassin (Figure 66).

Une autre MFS est observable en sismique, la MFS2b. Cette MFS n'est pas une MFS majeure et est associée à une séquence d'ordre inférieur de la séquence régressive de la séquence S2 (MFS2-SB2), néanmoins elle sera pointée sur la sismique dans la mesure où c'est la seule MFS visible sur la sismique entre les SB2 et SB3 entre les puits Mallik A-06 et Amerk O-09 (Figure 65).

La partie régressive de la séquence S2 (MFS2-SB2) présente une tendance globale progradante avec la présence de paraséquences d'ordre inférieur. Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54, cette séquence progradante est formée par des dépôts de front de delta proximal, de barres d'embouchure et de plaine deltaïque au sommet. Dans le puits Taglu G-33, cette séquence régressive présente des séquences d'ordre inférieur observées également sur les données sismique et sur les carottes sédimentaires disponibles (se référer au chapitre 3 pour le détail de l'étude sédimentaire) ; (Figure 64). Trois séquences d'ordre inférieur sont observées dans le puits Taglu G-33 et viennent en *onlap* sur la SB3 entre le puits Taglu G-33 et Toapolok O-54 et entre le puits Taglu G-33 et Mallik A-06, la troisième séquence étant celle qui est associée à la MFS2b décrite précédemment (Figure 64). Dans l'enregistrement des puits Mallik A-06 et Amerk O-09, on observe uniquement cette troisième séquence associée à la MFS2b (Figure 64). Dans le puits Mallik A-06 cette séquence présente une tendance aggradante-progradante formée par des dépôts de front de delta distal à la base puis plus proximal et dans le puits Amerk O-09, cette séquence progradante est formée de dépôts de front de delta proximal surmontés par des dépôts de plaine deltaïque au sommet. Ces dépôts progradants associés à cette troisième séquence d'ordre inférieur sont observés en sismique entre la MFS2b et la SB2 au nord-est du puits Toapolok O-54 grâce à la présence de *downlap* au-dessus de la MFS2b et des systèmes progradants qui y sont associés.

- **Séquence 1 (SB1-SB2) : Miocène supérieur (séquence Akpak)**

La séquence S1 (SB1-SB2) présente des variations d'épaisseur de forme sigmoïde classique des deltas le long du transect 2 (Figure 64). Ceci n'est pas visible dans le transect 1 à cause de l'érosion de la séquence S1 au niveau du puits Ikattok J-17 et probablement dans le puits Ellice O-14 également, on ne peut alors visualiser l'épaisseur de la séquence anté-érosion (). Dans les puits proximaux Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54, les épaisseurs de la séquence S1 ne sont pas très importantes variant de 150 à 200 mètres. Dans les puits plus centraux du transect 2, Taglu G-33 et Mallik A-06, les épaisseurs de la séquence S1 sont plus importantes de l'ordre de 400 à 500 mètres et diminuent ensuite dans le puits le plus distal du transect 2, le puits Amerk O-09, à environs 350 mètres.

La séquence S1 est essentiellement formée par des dépôts de plaine deltaïque et des dépôts de front de delta et de barres d'embouchure. La partie transgressive est peu épaisse par rapport à la partie régressive.

La partie transgressive de la séquence S1 (SB2-MFS1) présente des épaisseurs de 50 à 100 mètres dans les puits proximaux Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54, de 250 à 300 mètres dans les puits Taglu G-33 et Mallik A-06 et de 200 mètres dans le puits Amerk O-09. Ce cortège transgressif est formé de dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression à la base sauf dans le puits Mallik A-06 où la base est formée directement par des dépôts de front de delta distal. Ces chenaux sont surmontés par des dépôts rétrogradants de front de delta proximal dans les puits Titalik K-26, Toapolok O-54 et Amerk O-09 ou de front de delta distal dans les puits Taglu G-33 et Mallik A-06. Dans le puits Reindeer D-27, la totalité de ce cortège transgressif est formé par des dépôts de chenaux distributaires déposés en transgression à la base et de dépôts de baie interdistributaires.

La partie régressive de la séquence S2 (MFS1-SB1) présente la même évolution d'épaisseurs que la séquence transgressive le long du transect 2, les épaisseurs les plus importantes sont rencontrées dans les puits Taglu G-33 et Mallik A-06. Ce cortège régressif est formé par une série progradante de dépôts de front de delta et de barres d'embouchure surmontés par des dépôts de plaine deltaïque. Dans le puits Amerk O-09, cette séquence est essentiellement formée par des dépôts de front de delta avec à la base de possibles dépôts de prodelta.

4.3. Variations des environnements de dépôts cénozoïques dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie dans le temps et l'espace

4.3.1. Intégration des données sédimentaires et des corrélations stratigraphiques

Les résultats obtenus d'une part à partir de l'étude des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts associés (*cf* chapitre 3) et implications paléogéographiques du modèle d'électrofaciès associé et d'autre part à partir des corrélations en stratigraphie séquentielle précédemment détaillées dans ce chapitre, permettent de visualiser la répartition et l'évolution des environnements de dépôts le long des deux transects proximal-distal présentés précédemment. Les planches de corrélations diagraphiques habillées en environnements de dépôts illustrent leur évolution entre les puits (Figure 67 et Figure 68).

A partir de ces planches synthétiques, il est possible de décrire l'évolution et les variations des environnements de dépôts, dans un contexte stratigraphique du bassin, le long des deux transects proximal-distal et ainsi d'améliorer la connaissance sur la paléogéographie du Delta de Mackenzie durant le Tertiaire.

Les données issues des deux planches de synthèse sont confrontées aux cartes paléogéographiques déjà existantes proposées par Dixon *et al.* en 1992. Pour chacune des séquences deltaïques tertiaires du Bassin de Beaufort Mackenzie (*cf* chapitre 2, partie 2.1.5), ces cartes proposent une nouvelle répartition spatiale des environnements de dépôts lors du maximum de progradation de ces séquences.

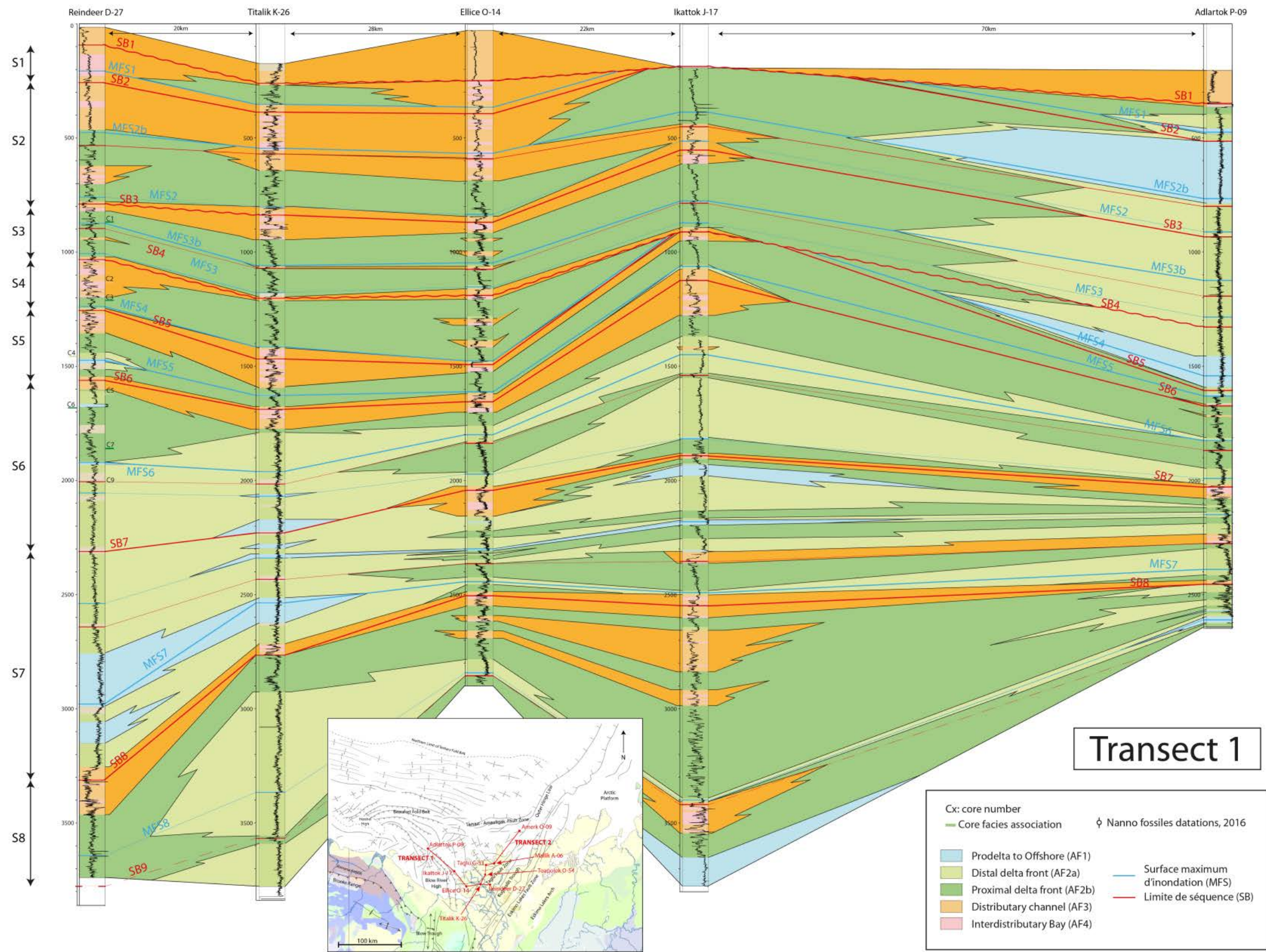


Figure 67 : Evolution des environnements de dépôts et découpage stratigraphique le long du transect 1.

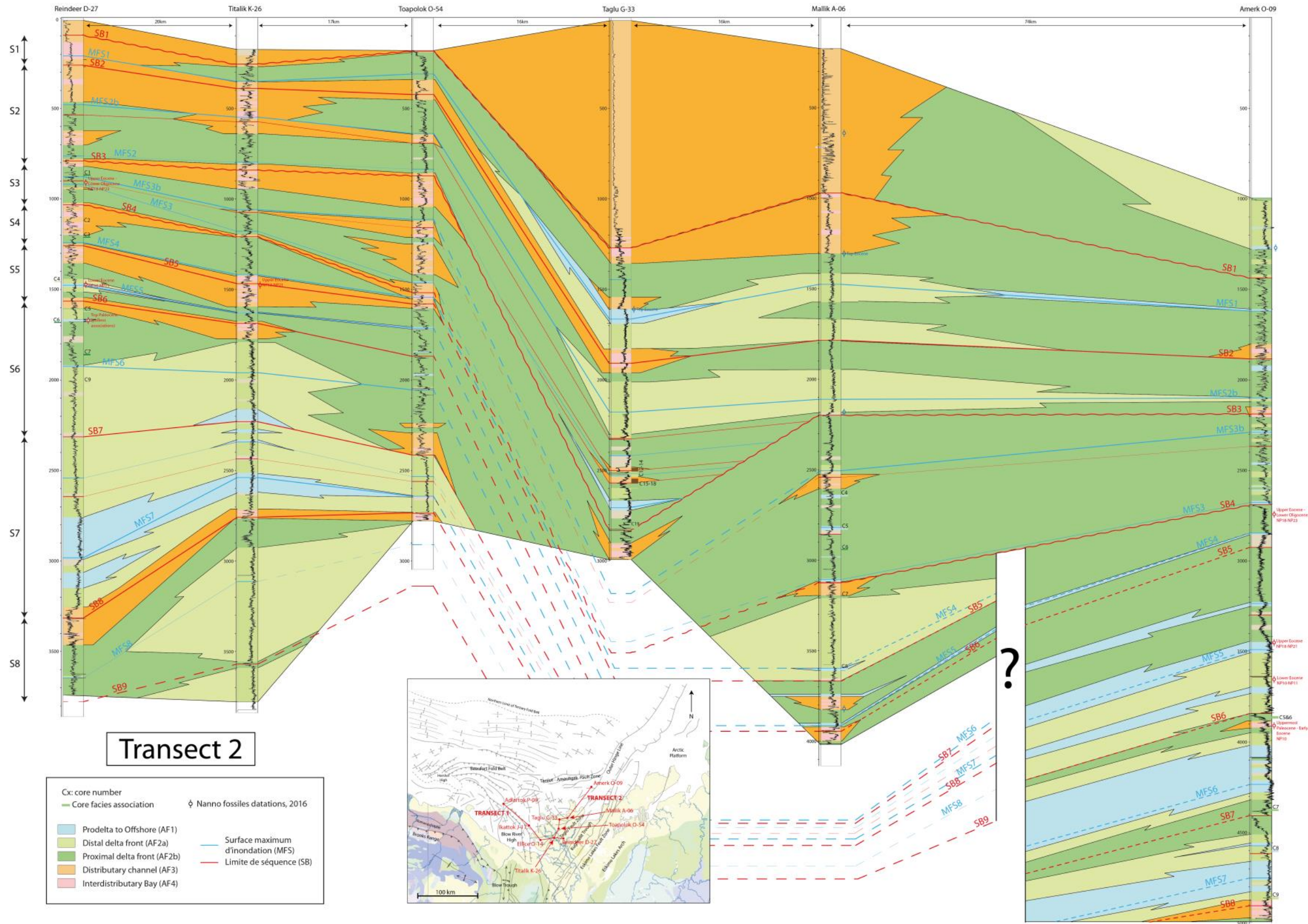


Figure 68 : Evolution des environnements de dépôts et découpage stratigraphique le long du transect 2.

4.3.2. Paléogéographie des séquences sédimentaires cénozoïques du Delta de Mackenzie

4.3.2.1. SB8 –SB6 (S7 et S6) : Paléocène à Eocène inférieur (Séquences Fish River et Aklak)

Durant le Paléocène et jusqu'au début de l'Eocène (Yprésien inférieur), l'orientation du Delta de Mackenzie était très différente de son orientation actuelle (Dixon *et al.*, 1992 et Dixon *et al.*, 2008). Les directions d'apports étaient donc ouest-est et non pas sud-est/nord-ouest comme c'est le cas actuellement. Cette différence va entraîner des modifications dans la répartition des faciès sédimentaires en proximal-distal notamment sur le transect 1. Les puits considérés comme distaux aujourd'hui étaient alors plutôt en position proximale pendant le Paléocène et les puits considérés comme proximaux aujourd'hui étaient alors en position distale pendant le Paléocène. Pour le cas du transect 2, cette orientation ouest-est des apports ne va pas fortement changer la répartition des faciès sédimentaires, les puits restent dans les mêmes positions proximale ou distale entre le Paléocène et l'actuel.

Il est important de rappeler que les séquences paléocènes-éocènes inférieures Fish River et Aklak se déposent durant l'optimum climatique cénozoïque et la période de haut niveau marin associée (Brinkhuis *et al.*, 2006 ; Miller *et al.*, 2005 ; Cramer *et al.*, 2009). De plus, ces séquences se déposent durant la phase de surrection de la chaîne des Brooks la plus importante du cénozoïque (*cf* chapitre 2 ; Bigot-Büschendorf, 2015). Ceci va permettre un fort apport sédimentaire dans le bassin qui sera en grande partie à l'origine du dépôt des séquences Fish River et Aklak.

L'étude des deux transects selon l'environnement de dépôt, la stratigraphie séquentielle et les âges donnés par les nanofossiles, nous permettent d'interpréter les dépôts de la séquence Fish River comme correspondant aux dépôts de la séquence S7 et les dépôts de la séquence Aklak correspondant à ceux de la séquence S6. Ceci est détaillé dans les deux parties suivantes pour les deux transects.

Dans le cas du transect 1 les séquences S6 et S7, correspondant respectivement aux séquences Aklak et Fish River sont corrélables de façon assez sûre entre les puits. Dans le cas du transect 2, les séquences S6 et S7 sont également corrélables de façon assez sûre entre les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54. Néanmoins, entre les puits Mallik A-06 et Amerk O-09, de grosses incertitudes apparaissent pour corréler les séquences S6 et S7 comme cela a été dit plus tôt dans la description de la séquence S4 du transect 2 et comme cela est illustré sur la Figure 64 et la Figure 68.

Il est considéré, dans le cadre de cette étude, que les âges donnés par les nanofossiles calcaires dans le puits Amerk O-09 sont justes, que les limites de séquences et les surfaces d'inondation maximales sont positionnées en fonction des âges donnés par les nanofossiles, et il est mis en avant des incohérences complexes à lever sur les corrélations sismiques et puits entre les puits Mallik A-06 et Amerk O-09. Ainsi dans le puits Amerk O-09 les séquences Paléocène Fish River et Aklak sont situées sous le marqueur « *Uppermost Paléocène – Early Eocene, NP 10* » (Figure 61, Figure 64, et Figure 68).

L'interprétation des environnements de dépôts pour les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26 sont pour le transect 2 les mêmes que pour le transect 1 pour les séquences Fish River et Aklak.

4.3.2.1.1. Séquence Fish River (S7 - Paléocène)

4.3.2.1.1.1. Transect 1

Selon Dixon *et al.*, (1992), pendant la période où se dépose la séquence Fish River (Paléocène inférieur), le puits Adlartok P-09 est en position la plus proximale du transect 1, les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26 sont les puits les plus distaux (Figure 59). La tendance proximal-distal du transect 1 est inversée durant le dépôt de la séquence Fish River au Paléocène inférieur par rapport à la tendance actuelle.

Les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26 sont situés en position la plus distale du transect 1 durant le Paléocène inférieur (Figure 69). Dans ces deux puits, la séquence S6 est formée de dépôts de prodelta et de front de delta distal à son maximum de progradation (Figure 67), ce qui est en accord avec la carte des environnements de dépôts de la séquence Fish River proposée par Dixon *et al.*, (1992). Dans le puits Ellice O-14, la séquence S6 est formée par des dépôts de front de delta distal et proximal à son maximum de progradation et de quelques niveaux de dépôts de prodelta (Figure 67). Les faciès sédimentaires interprétés sur les électrofaciès du Gamma Ray du puits Ellice O-14 (*cf* chapitre 3) confirment sa position plus proximale que les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26 (Figure 69). Ce sont les mêmes type de dépôts (prodelta, front de delta distal et proximal) qui sont observés dans la séquence S6 dans le puits Ikattok J-17 qui est en position latérale du puits Ellice O-14 par rapport aux directions d'apport du Delta de Mackenzie au Paléocène inférieur (Figure 69). Néanmoins, le puits Ikattok J-17 semble être en position légèrement plus proximale que le puits Ellice O-14. En effet, une séquence de dépôts de plaine deltaïque est observée à 2350 mètres dans le puits Ikattok J-14, alors qu'aucun dépôt de plaine deltaïque n'a été rencontré dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14 figure (Figure 67). Le puits Adlartok P-09 est situé en position la plus proximale du transect 1 durant le Paléocène inférieur. La séquence S7 y est formée par des dépôts de plaine deltaïque progradante allant des dépôts de prodelta à la base aux dépôts de front de delta et enfin aux dépôts de plaine deltaïques à son maximum de progradation (Figure 67). Les dépôts de plaine deltaïque sont plus présents dans le puits Adlartok P-09 que dans les autres puits du transect 1 ce qui souligne la position la plus proximale de ce puits du transect 1 dans le delta pendant le Paléocène inférieur (Figure 67 et Figure 69).

On observe bien la tendance proximal-distal de la séquence S7 depuis le puits Adlartok P-09 jusqu'au puits Reindeer D-27 du transect 1 ().

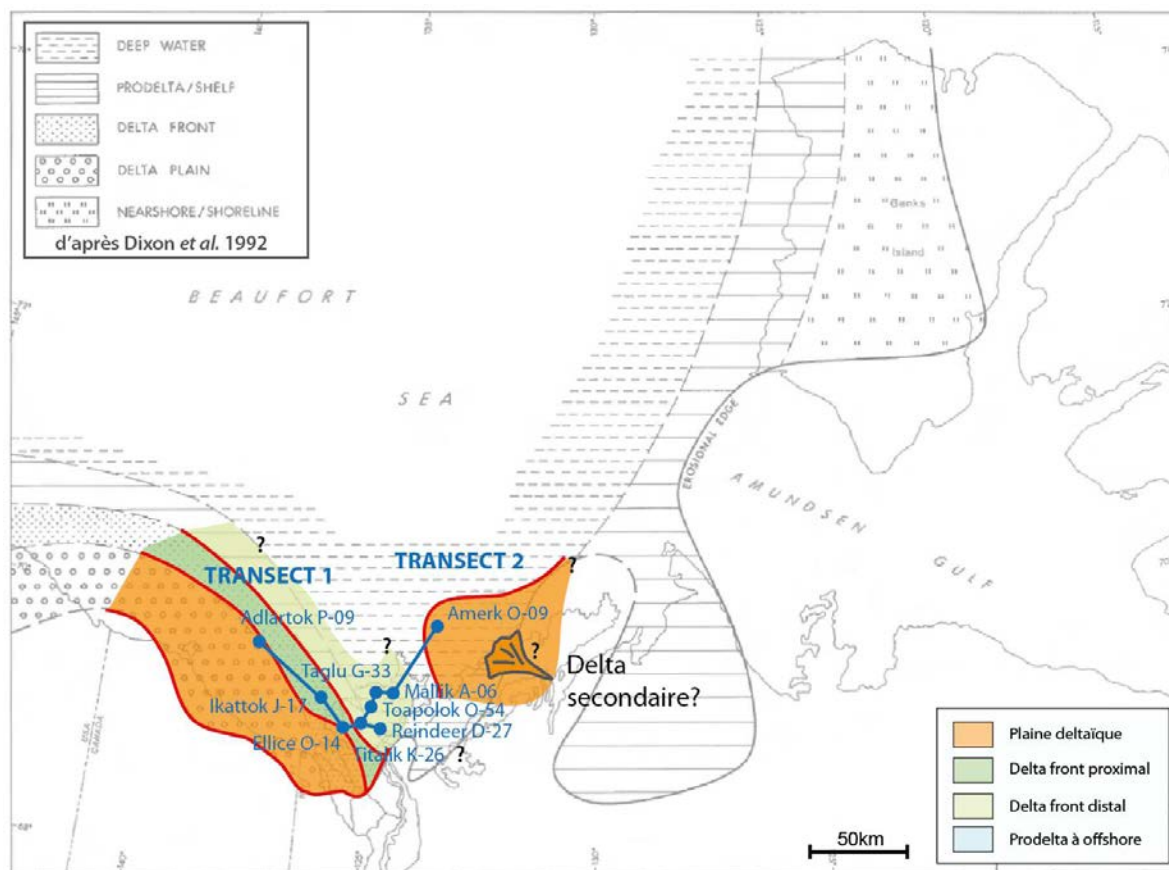


Figure 69 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Fish River, modifié d'après Dixon *et al.*, (1992)

4.3.2.1.1.2. Transect 2

Dans le puits Toapolok O-54, la séquence S7 est formée essentiellement de dépôts de front de delta distal avec au sommet des dépôts de plaine deltaïques à son maximum de progradation (Figure 68). Les dépôts y sont moins distaux que ce qui a été proposé par Dixon *et al.*, (1992) (Figure 69) où à son maximum de progradation, les faciès de la séquence Fish River sont associés à des environnements de bassin profond. Le modèle de faciès couplé au modèle d'électrofaciès détaillé dans le chapitre 3, montre que durant la séquence S6 les dépôts se mettent en place dans un contexte de front de delta distal (Figure 68 et Figure 69).

Dans le puits Amerk O-09, la séquence S7 est formée essentiellement par des dépôts de prodelta et defront de delta distal avec au sommet des dépôts de barres d'embouchure à son maximum de progradation. Ceci est aussi en contradiction avec la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992). La position du puits Amerk O-09 est éloignée du delta par rapport aux autres puits, on peut penser que les dépôts qu'il a traversés ont subis une influence différente de celle du Delta de Mackenzie. En effet, il est possible qu'un delta plus petit que le Delta de Mackenzie, situé à l'est du puits Amerk O-09, ait permis le dépôt de ces faciès deltaïques et notamment des barres d'embouchure existantes au sommet de la séquence (Figure 68). Le puits Amerk O-09 a pu enregistrer une influence mixte entre le Delta de Mackenzie et d'autres émissaires pouvant s'être développés dans la partie Est du bassin. La limite entre le maximum de progradation des dépôts

de prodelta/plateforme et les dépôts de bassin profond devrait être déplacée au nord-ouest du Amerk O-09 et non positionnée au sud-est comme l'ont proposé Dixon *et al.*, (1992).

4.3.2.1.2. Séquence Aklak (S6 – Paléocène supérieur à Eocène inférieur)

4.3.2.1.2.1. Transect 1

Pendant la séquence Aklak, déposée pendant le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur, le Delta de Mackenzie a commencé à migrer vers le sud (Figure 70). Les puits situés les plus au sud, les puits Reindeer D-27 et Ellice O-14, voient les dépôts de la séquence S6 devenir de plus en plus proximaux (Figure 67). Dans le puits Titalik K-26, cette évolution est moins marquée (Figure 67). Les dépôts du puits Titalik K-26 sont plutôt dominés par des dépôts de front de delta distal et de prodelta contrairement aux puits Reindeer D-27 et Ellice O-14. Ceci indique que le puits Titalik K-26 était soit en position légèrement plus distale que les puits Reindeer D-27 et Ellice O-14 ou était soit dans une zone où l'influence fluviale était moins forte par rapport aux deux autres puits comme entre deux distributaires majeurs par exemple (Figure 70). Néanmoins, lors du maximum de progradation de la séquence S6, les dépôts dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14 étaient des dépôts de plaine deltaïque ce qui est en accord avec la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour les dépôts de la séquence Aklak. Dans le puits Ikattok J-17, le maximum de progradation de la séquence S6 est formé par dépôts de plaine deltaïque, ce qui n'est pas en accord avec les limites proposées par Dixon *et al.*, (1992) ; (Figure 67). En effet, la limite entre les dépôts de plaine deltaïque et de front de delta devrait être positionnée au nord du puits Ikattok J-17 et non au sud (Figure 70). Dans le puits Adlartok P-09, la séquence S6 est également formée d'une séquence deltaïque classique allant des dépôts de prodelta à la base puis de dépôts de front de delta distal et proximal et enfin par des dépôts de plaine deltaïque (Figure 67). Ceci est en accord avec la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour les dépôts de la séquence Aklak dans le puits Adlartok P-09 (Figure 70).

4.3.2.1.2.2. Transect 2

Dans le puits Toapolok O-54, la séquence S6, est essentiellement formée de dépôts de front de delta et de barres d'embouchure (Figure 68). Le maximum de progradation de la séquence S6 est bien exprimé dans le puits Toapolok O-54 par des dépôts de front de delta en accord avec ce qui a été proposé par Dixon *et al.*, (1992) (Figure 68 & Figure 70).

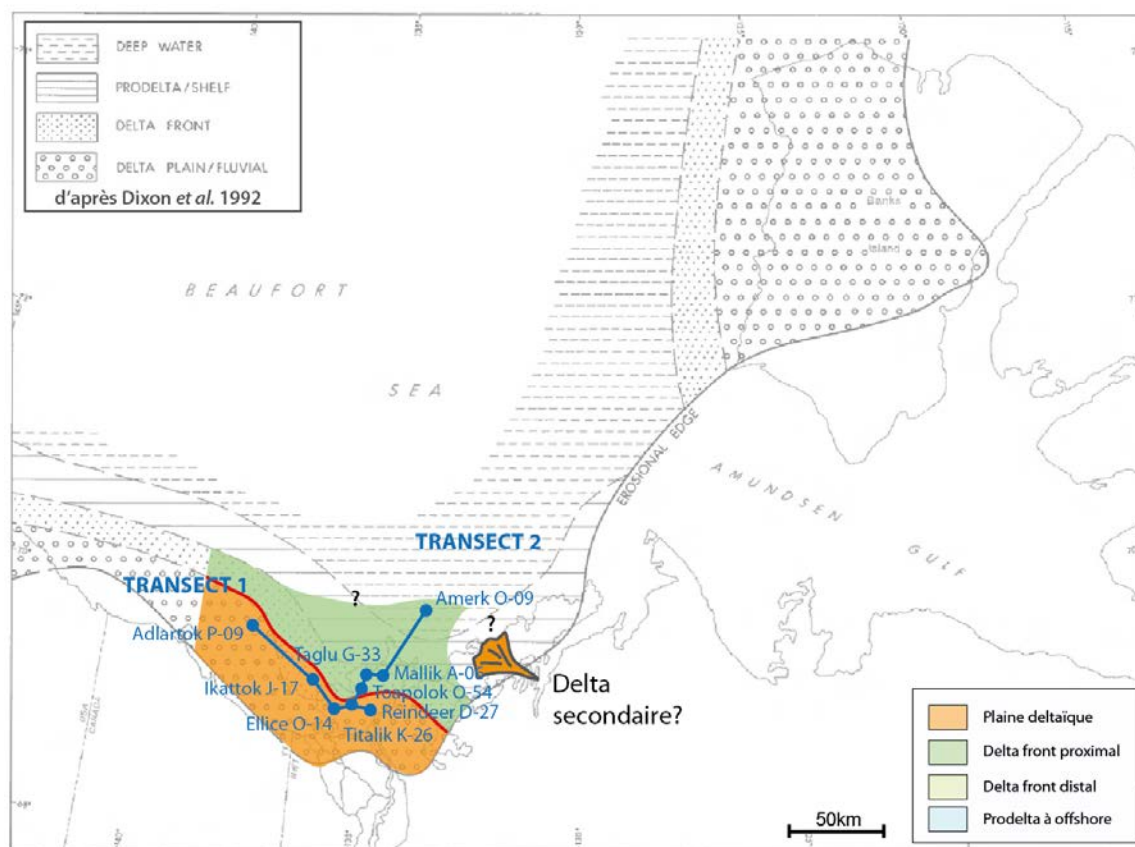


Figure 70 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Aklak, modifié d'après Dixon et al., (1992)

Dans le puits Amerk O-09, la séquence S7 est formée par les mêmes faciès que ceux présents dans la séquence S6 : des dépôts de front de delta distal et de prodelta avec au sommet des dépôts de barres d'embouchure lors du maximum de progradation. Lors de sa migration vers le sud, le Delta de Mackenzie s'est rapproché du puits Amerk O-09, augmentant l'influence direct qu'il peut avoir sur ses dépôts. La présence de dépôts de barres d'embouchure, associées à des dépôts de front de delta proximal, lors du maximum de progradation de la séquence S6 montre que l'influence du delta allait plus loin dans le bassin que ce qui est proposé par Dixon *et al.*, (1992). La limite entre le maximum de progradation des dépôts de prodelta/plateforme et les dépôts de bassin profond et la limite entre le maximum de progradation des dépôts de front de delta et de prodelta/plateforme devraient être déplacées au nord du puits Amerk O-09 et non positionnée au sud du puits Amerk O-09 comme l'ont proposé Dixon *et al.*, (1992) ; (Figure 70). Néanmoins, le puits Amerk O-09 a pu enregistrer une influence mixte entre le Delta de Mackenzie et d'autres émissaires pouvant s'être développés dans la partie est du bassin comme cela l'a été évoqué précédemment dans le cas de la séquence S6.

4.3.2.2. SB6-SB5 (S5) : Eocène inférieur à Eocène moyen (Séquence Taglu)

A l'Eocène inférieur, le Delta de Mackenzie continue de migrer vers le sud et se développe pratiquement dans le même contexte qu'aujourd'hui avec des apports sédimentaires qui ont des

directions plutôt sud-nord (Dixon *et al.*, 2008) ; (Figure 71). La tendance proximale-distale du transect 1 devient alors semblable à celle que l'on observe actuellement dans le delta (Figure 68 et Figure 71). La séquence SB6 marque ce changement dans la position du delta et le changement de sédimentation qui y est associée.

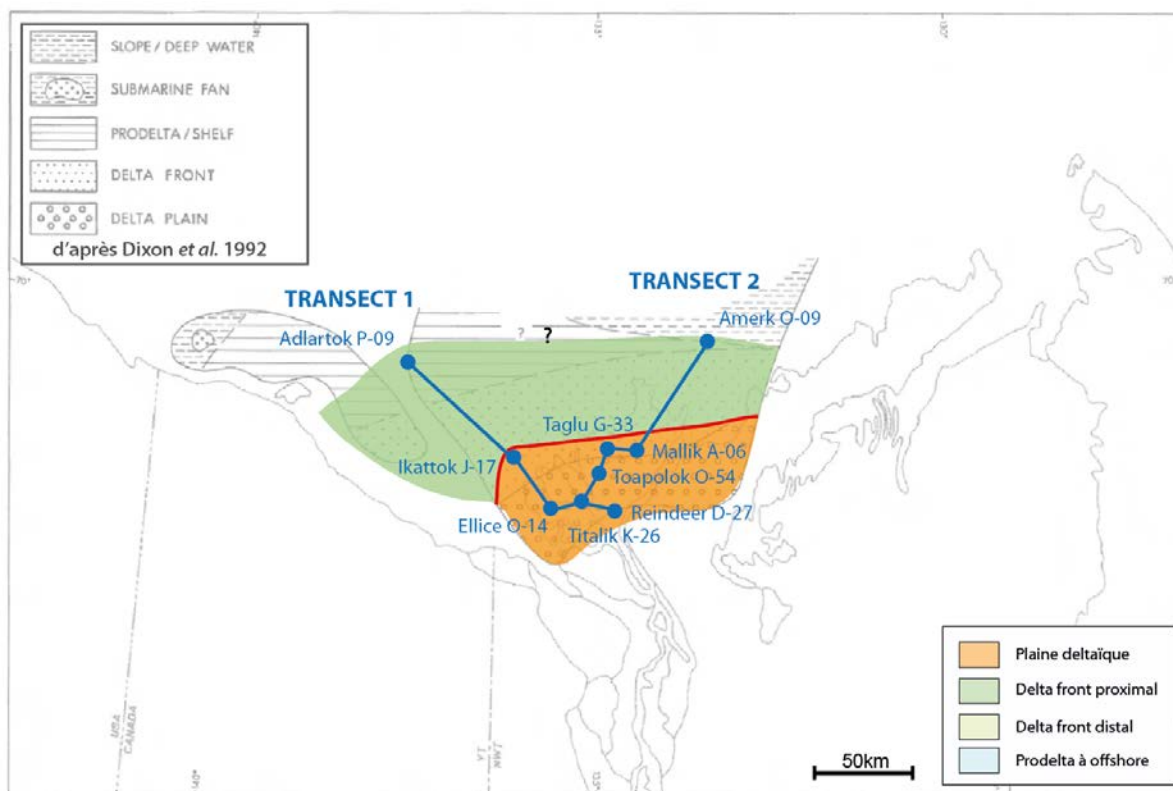


Figure 71 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Taglu, modifié d'après Dixon *et al.*, (1992)

4.3.2.2.1. Transect 1

A l'Eocène inférieur, lors de la mise en place de la séquence Taglu, le transect 1 voit sa tendance proximal-distal devenir la même qu'actuellement, le puits Adlartok P-09 est alors le puits le plus distal, les puits Reindeer D-27 et Titalik K-26 sont les puits les plus proximaux.

Ainsi, dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Ellice O-14 et Ikattok J-17, la séquence S5 est formée de dépôts de front de delta proximal de barres d'embouchure et à son maximum de progradation par des dépôts de plaine deltaïque (Figure 67). Ceci est en accord avec la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) sauf pour le cas du puits Ikattok J-17 (Figure 71). En effet, la limite entre le maximum de progradation des dépôts de plaine deltaïque et de front de delta semble devoir être décalée au nord du puits et non au sud comme décrit par Dixon *et al.*, (1992) (Figure 71). Dans le puits Adlartok P-09, la séquence S5 est formée de dépôts de front de delta proximal et de barres d'embouchure à son maximum de progradation (quelques dépôts de chenaux distributaires possibles), ce qui n'est pas non plus en accord avec ce qui est proposé par Dixon *et al.*, (1992). En effet, la limite entre les dépôts de prodelta et de front de delta lors du

maximum de progradation de la séquence Taglu doit être positionnée au nord du puits Adlartok P-09 (Figure 71).

4.3.2.2.2. *Transect 2*

Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Toapolok O-54 et Mallik A-06, la séquence S5 est formée de dépôts de front de delta proximal, de barres d'embouchure et au maximum de sa progradation, de dépôts de plaine deltaïque (Figure 68). Ceci est en accord avec la carte de répartition des faciès proposée par Dixon *et al.*, (1992). Dans les cas du puits Mallik A-06 se situant à la limite entre le maximum de progradation des dépôts de plaine deltaïque et celles de front de delta, on considère que nos observations sont globalement en accord avec Dixon *et al.*, (1992) (Figure 71) même s'il est possible d'affiner la carte en positionnant la limite entre le maximum de progradation de la plaine deltaïque et le maximum de progradation du front delta au nord du puits Mallik A-06 (Figure 71). Concernant le puits Amerk O-09, comme expliqué dans la partie précédente pour les séquences Fish River et Taglu, les interprétations en environnement de dépôts sont faites en fonction des âges donnés par les nanofossiles calcaires puisque les données sismiques ne permettent pas de lier les géométries sédimentaires entre les puits Mallik A-06 et Amerk O-09 (Figure 64 et Figure 68). La séquence S5 est formée, dans le puits Amerk O-09, par des dépôts de prodelta et de front de delta distal et au maximum de sa progradation par des dépôts de front de delta plus proximaux (Figure 68). Dans les travaux de Dixon *et al.*, (1992), le puits Amerk O-09 est situé à la limite entre la zone de dépôts des faciès de prodelta et la zone de dépôts des faciès de front de delta lors du maximum de progradation de la séquence Taglu, mais la présente étude montre des dépôts de front de delta proximal lors du maximum de progradation (Figure 68). Il est alors possible d'affiner la carte en positionnant cette limite au nord du puits Amerk O-09 (Figure 71).

Les dépôts de la séquence Taglu semblent prograder plus vers le bassin que les dépôts de la séquence Aklak précédente (Figure 70 et Figure 71). Le refroidissement climatique global, décrit dans le chapitre 2, se met en place à partir de l'Eocène moyen et est associé à une baisse du niveau marin (Brinkuis *et al.*, 2006 ; Miller *et al.*, 2005 ; Cramer *et al.*, 2009). Le début de la baisse du niveau marin a donc pu être enregistrée dans les puits et se traduit par un maximum de progradation des dépôts de la séquence Taglu qui se déplace vers le bassin. Ceci est visible dans les puits Toapolok O-54, Taglu G-33 et Mallik A-06 lors du passage de la séquence Aklak (Figure 70) à la séquence Taglu (Figure 71).

4.3.2.3. SB5-SB4 (S4) : Eocène moyen à Eocène supérieur (Séquence Richards)

Selon les travaux de Dixon *et al.*, (1992), la séquence Richards est dominée par des dépôts de prodelta, les seuls dépôts de front de delta étant situés à l'est du BMB. Les directions d'apports, pas formellement identifiées, semblent être est-ouest (Figure 72).

L'étude des deux transects selon l'environnement de dépôt, la stratigraphie séquentielle et les âges donnés par les nanofossiles, nous permettent d'interpréter les dépôts de la séquence Richards comme correspondant aux dépôts de la séquence S4.

4.3.2.3.1. *Transect 1*

Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14, la séquence S4 est formée de dépôts de front de delta proximal de barres d'embouchure et à son maximum de progradation par des dépôts de plaine deltaïque (Figure 67). La séquence S4 n'existe pas dans le puits Ikattok J-14 en raison de l'érosion par la SB4. Ces observations ne sont pas en accord avec la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) qui montre que la séquence Richards est composée de faciès de prodelta à son maximum de progradation (Figure 72). Une nouvelle interprétation est alors proposée afin de positionner des environnements de plaine deltaïque au maximum de progradation de la séquence Richards au niveau des puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Ellice O-14 (Figure 72). Dans le puits Adlartok P-09, la séquence S5 est entièrement formée par des dépôts de front de delta distal, ce qui remet également en cause la proposition de carte de Dixon *et al.*, (1992) pour la séquence Richards. A niveau du puits Adlartok P-09, il est alors possible de tracer la limite entre les dépôts de front de delta distal et les dépôts de front de delta proximal (Figure 72).

4.3.2.3.2. *Transect 2*

Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54 la séquence S4 est formée de dépôts de front de delta proximal et de barres d'embouchure et à son maximum de progradation par des dépôts de plaine deltaïque (figure transect 1). Le puits Taglu G-33 n'atteint pas la séquence S4. Dans le puits Mallik A-06, la séquence S4 est formée essentiellement de dépôts de front de delta distal avec à son sommet, lors de son maximum de progradation, des dépôts de plaine deltaïque (Figure 68). Ces observations remettent encore en cause la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour la séquence Richards. En effet, dans les quatre puits précédemment cités, le maximum de progradation de la séquence S5 est formé par des dépôts de plaine deltaïque et non de prodelta comme proposé par Dixon *et al.*, (1992). Dans le puits Amerk O-09, la séquence S4 est formée par des dépôts de prodelta, de front de delta distal et de front de delta proximal à son maximum de progradation (Figure 68). Ceci remet également en cause la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour la séquence Richards dans la zone du puits Amerk O-09 (Figure 72). La limite entre le maximum de progradation des faciès de front de delta et le maximum de progradation des faciès de prodelta doit être positionnée au nord du puits Amerk O-09 (Figure 72).

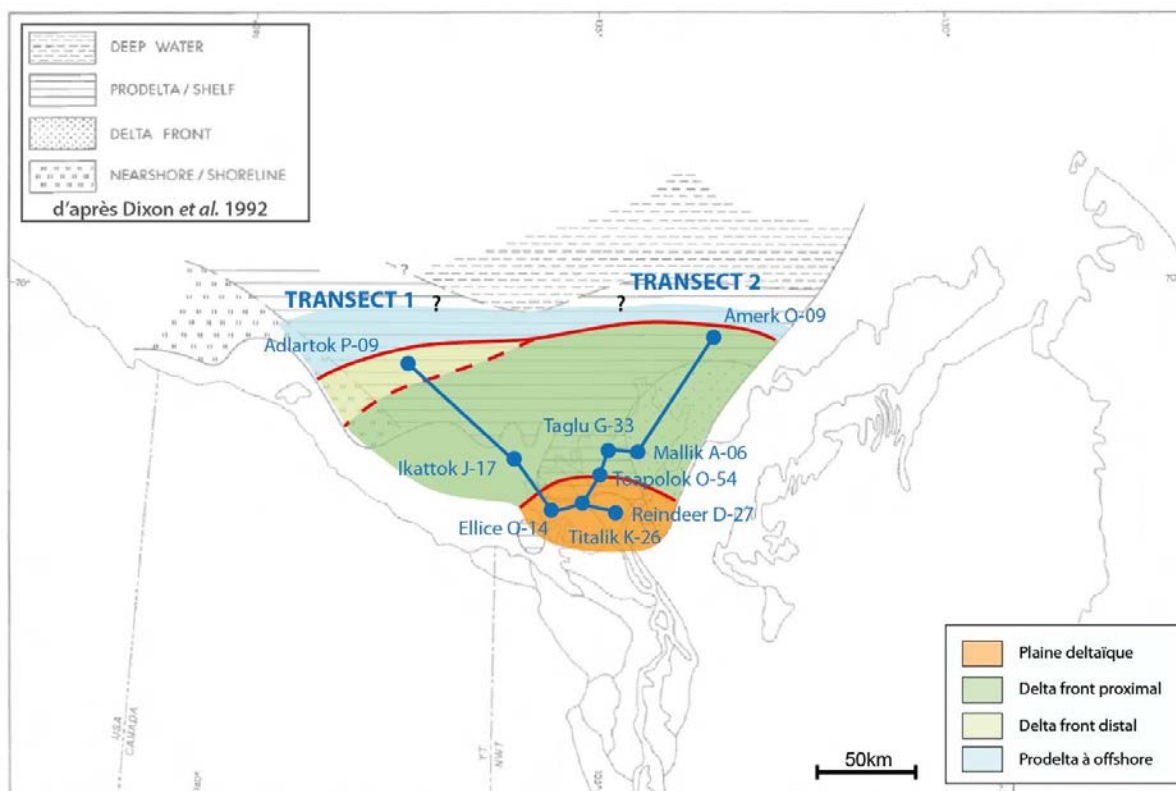


Figure 72 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Richards, modifié d'après Dixon et al., (1992)

L'extension des environnements de dépôts de la séquence Richards à son maximum de progradation montre une tendance rétrogradante par rapport aux dépôts de la séquence précédente Taglu. L'Eocène supérieur, malgré la grande tendance de refroidissement et de baisse du niveau marin commencée à l'Eocène moyen (Brinkhuis *et al.*, 2006), connaît une petite période de réchauffement (événement MECO) associée à une remontée du niveau marin (Miller *et al.*, 2005 ; Cramer *et al.*, 2009). Cette remontée du niveau marin permet la rétrogradation des dépôts de la séquence Richards vers les zones proximales.

4.3.2.4. SB4-SB3 (S3) : Oligocène (Séquence Kugmallit)

4.3.2.4.1. Transect 1

Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Ellice O-14 et Ikattok J-17 la séquence S3 est formée de dépôts de front de delta proximal de barres d'embouchure et à son maximum de progradation par des dépôts de plaine deltaïque (Figure 67). Ceci permet d'étendre et de compléter vers l'ouest du BMB la répartition des faciès proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour la séquence Kugmallit (Figure 73). La zone de maximum de progradation de la plaine deltaïque peut être étendue vers l'ouest dans la zone des puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Ellice O-14 et Ikattok J-17 (carte kugmallit). Dans le puits Adlartok P-09, la séquence S3 est entièrement formée par des dépôts de front de delta distal (Figure 67), ce qui est en désaccord avec la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour la séquence Kugmallit. En effet, le maximum de progradation de la séquence S3 est formé par des dépôts de front de delta distal et non pas de prodelta comme le propose Dixon *et al.*, (1992) (Figure 67 & Figure 73).

On observe une progradation importante des dépôts de la séquence Kugmallit en direction du bassin vers le nord par rapport aux dépôts de la séquence Richards sous-jacente. Lors du passage Eocène-Oligocène, une baisse importante des températures est associée à une baisse importante du niveau marin global (Miller *et al.*, 2005 ; Cramer *et al.*, 2009). Cette baisse du niveau marin est contemporaine du second pulse de surrection de la chaîne des Brooks qui existe de 35 à 20 Ma (Bigot-Büschendorf, 2015) et permet un apport de sédiments plus importants dans le bassin. Ces deux paramètres permettent aux dépôts de la séquence Kugmallit de prograder fortement vers le bassin.

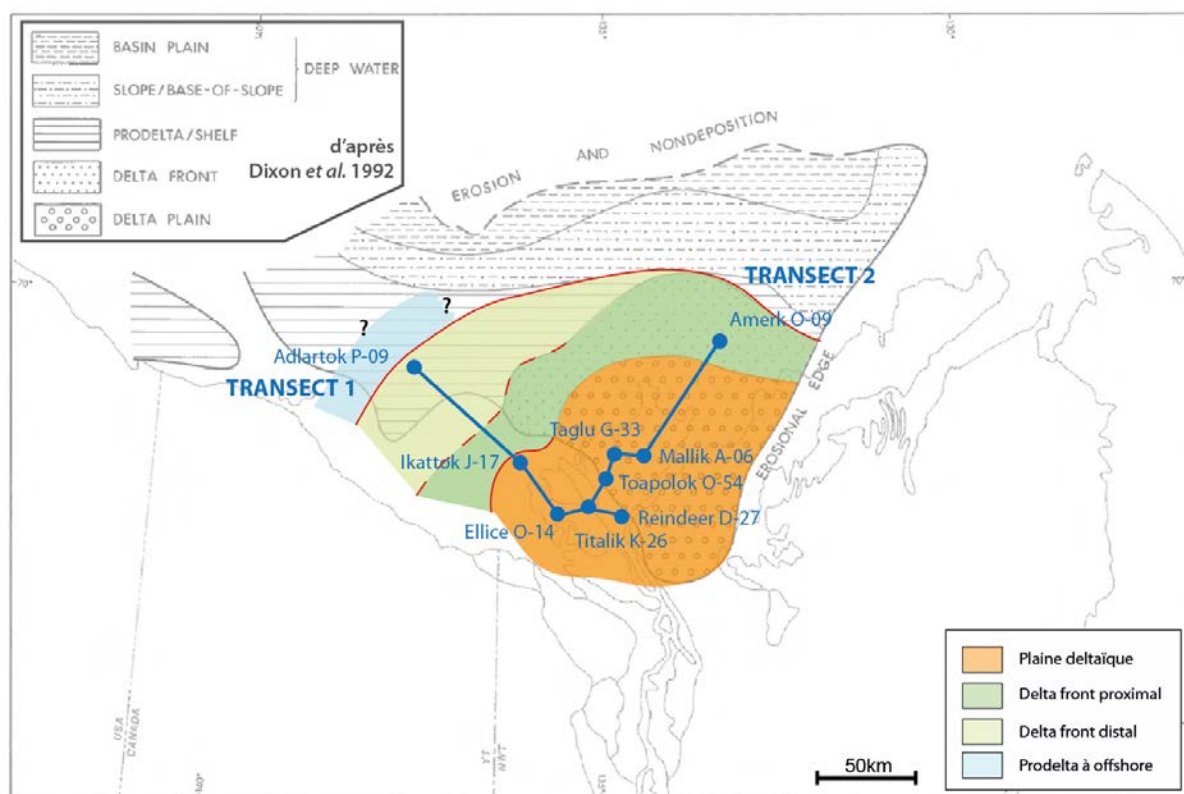


Figure 73 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Kugmallit, modifié d'après Dixon et al., (1992)

4.3.2.4.2. Transect 2

Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Toapolok O-54, Taglu G-33 (dans sa partie supérieure) et Mallik A-06, la séquence S3, lors de son maximum de progradation, est formée de dépôts de front de delta proximal de barres d'embouchure et à son maximum de progradation par des dépôts de plaine deltaïque (Figure 68). Dans le puits Amerk O-09, la séquence S3 est essentiellement formée par des dépôts de front de delta proximal et distal avec quelques niveaux de prodelta. Ces observations concernant le transect 1 sont en accord avec la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour la partie est du bassin (Figure 68 & Figure 73).

4.3.2.5. SB3-SB1 (S2 et S1) : Miocène (Séquence Mackenzie et Akpak)

4.3.2.5.1. Séquence Mackenzie (S2-Miocène inférieur)

4.3.2.5.1.1. Transect 1

Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Ellice O-14 et Ikattok J-17 la séquence S2 est formée de dépôts de front de delta proximal de barres d'embouchure et à son maximum de progradation par des dépôts de plaine deltaïque (Figure 67). Ces observations permettent d'étendre et de compléter la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) dans le sud du bassin (Figure 67 & Figure 74). Dans le puits Adlartok P-09, la séquence S3 est formée par des dépôts de front de delta distal et par des dépôts de prodelta. A son maximum de progradation, dans le puits Adlartok P-09, la séquence S2 semble plutôt formée par des dépôts de front de delta distal que par des dépôts de prodelta, bien que la différence soit minime lorsque l'on observe le Gamma Ray (Figure 67). La carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) est donc valide, néanmoins il est possible de l'affiner en délimitant la zone du maximum de progradation du front de delta distal et la zone maximum de progradation du front de delta proximal puisque cette différenciation a été faite dans le modèle de facies et d'électrofaciès (cf chapitre 3) ; (Figure 74).

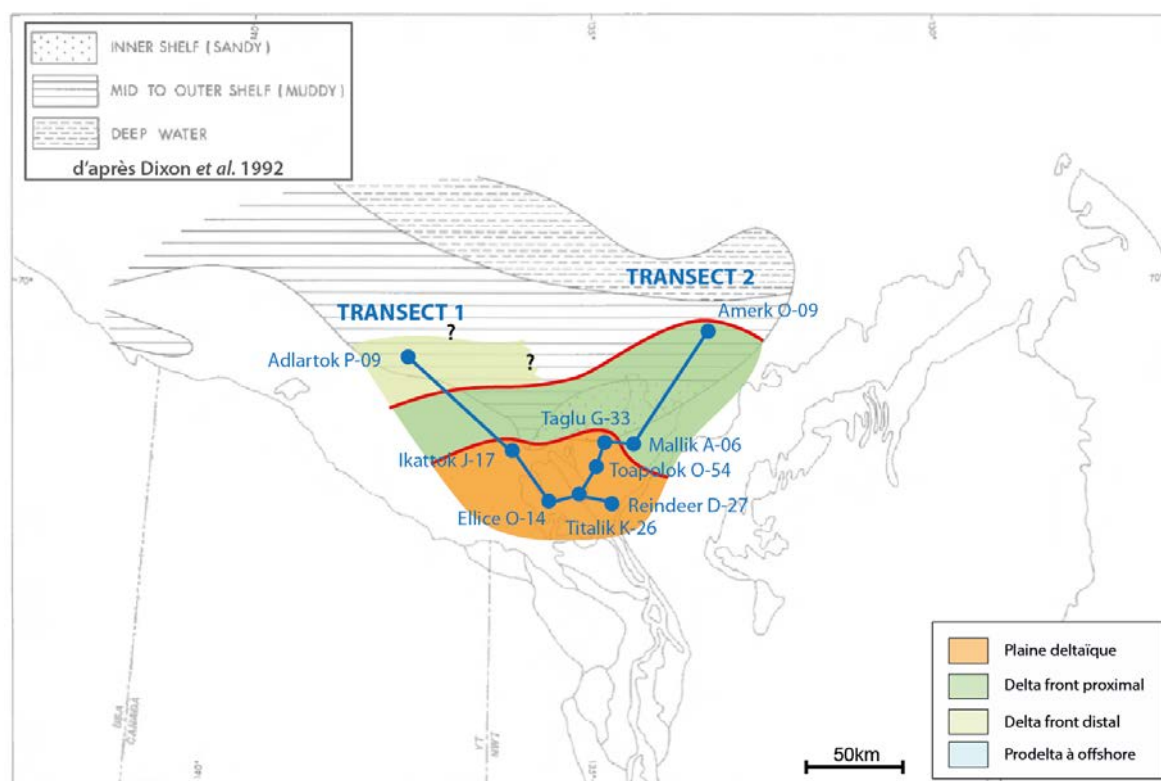


Figure 74 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Mackenzie, modifié d'après Dixon et al., (1992)

4.3.2.5.1.2. Transect 2

Dans les puits Reindeer D-27, Titalik K-26, Toapolok O-54 et Taglu G-33 (dans sa partie supérieure) la séquence S2 est formée de dépôts de front de delta proximal de barres

d'embouchure et à son maximum de progradation par des dépôts de plaine deltaïque (Figure 68). Ces observations permettent d'étendre et de compléter la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) dans le sud du bassin. Dans les puits Mallik A-06 et Amerk O-09, la séquence S2 est formée par des dépôts de front de delta proximal et distal, le front de delta proximal étant déposé pendant le maximum de progradation de la séquence S2 (Figure 68). Ceci est en désaccord avec la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour le cas du puits Amerk O-09 (carte mackenzie). La limite entre le maximum de progradation des dépôts de front de delta et ceux de prodelta doit être décalée au nord du puits Amerk O-09 selon les observations faites sur les puits (Figure 68 & Figure 74).

4.3.2.5.2. Séquence Akpak (S3-Miocène supérieur)

4.3.2.5.2.1. Transect 1

Dans le puits Titalik K-26, la séquence S1 est formée de dépôts de front de delta proximal de barres d'embouchure et à son maximum de progradation par des dépôts de plaine deltaïque (Figure 67). Dans les puits Reindeer D-27 et Ellice O-14, la séquence S1 est formée uniquement de dépôts de plaine deltaïque (Figure 67). Dans ces trois puits, lors de son maximum de progradation, la séquence S1 est formée par des dépôts de plain deltaïques, ce qui permet d'étendre et de compléter la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour la séquence Akpak (Figure 67 & Figure 75). La séquence S1 n'existe pas dans le puits Ikattok J-17. Dans le puits Adlartok P-09, la séquence S1 est formée par des dépôts de front de delta distal, ceci permet également d'étendre et de compléter la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour la séquence Akpak dans la zone du puits Adlartok P-09 (carte akpak).

4.3.2.5.2.2. Transect 2

Dans le puits Reindeer D-27, la séquence S1 est formée uniquement de dépôts de plaine deltaïque (Figure 68). Dans les puits Titalik K-26, Toapolok O-54, Taglu G-33 et Mallik A-06, la séquence S1 est formée de dépôts de front de delta proximal de barres d'embouchure et à son maximum de progradation par des dépôts de plaine deltaïque (Figure 68). Lors de son maximum de progradation dans ces puits, la séquence S1 est formée de dépôts de plaine deltaïque, ce qui permet d'étendre et de compléter la carte proposée par Dixon *et al.*, (1992) pour la séquence Akpak (Figure 75). Dans le puits Amerk O-09, la séquence S1 est formée par des dépôts de front de delta proximal, ceci permet également d'étendre et de compléter la carte proposée par Dixon *et al.* (1992) pour la séquence Akpak dans la zone du puits Amerk O-09 (Figure 75).

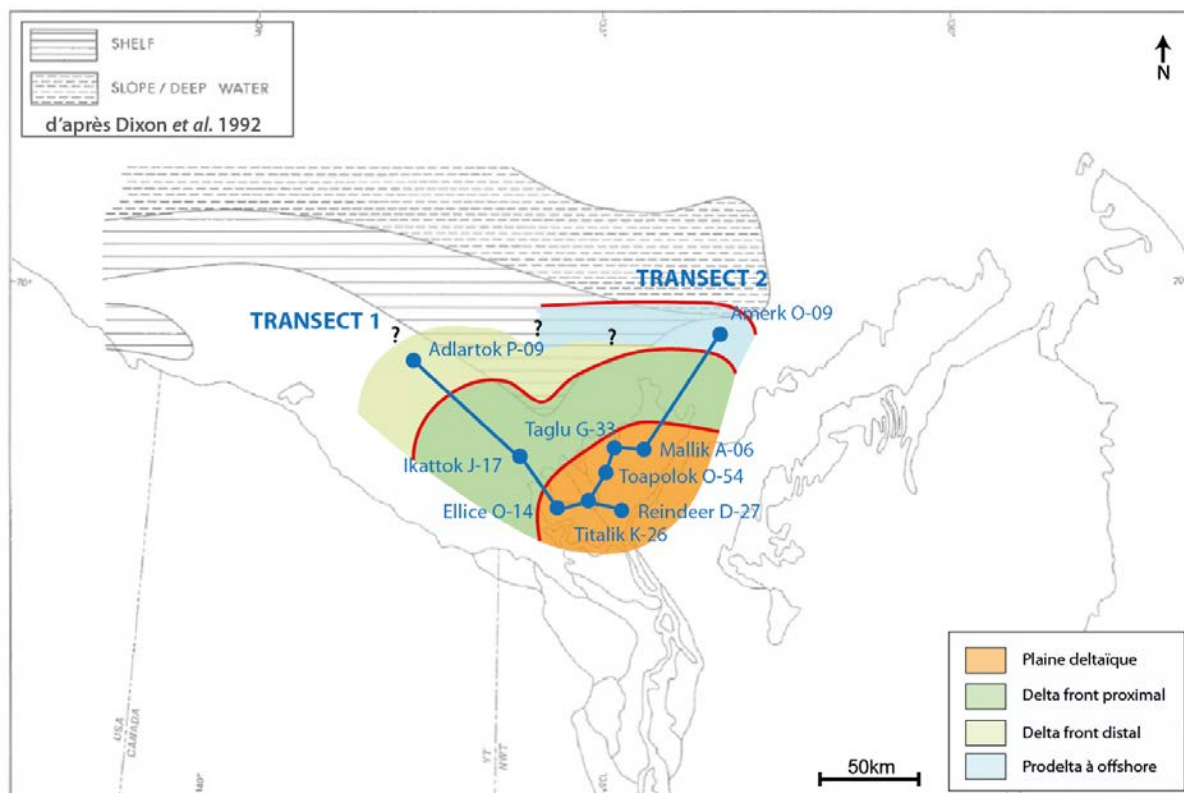


Figure 75 : Carte des environnements de dépôts au maximum de progradation de la séquence Akpak, modifié d'après Dixon *et al.*, (1992)

4.4. Discussion et conclusion

Les nouvelles contraintes biostratigraphiques obtenus sur nanfossiles calcaires apportées à notre étude diagraphique et sismique permet de proposer un nouveau découpage séquentiel des dépôts cénozoïque de Bassin de Beaufort. A partir de ce nouveau découpage stratigraphique et en accord avec la proposition d'un nouveau modèle de faciès (*cf* chapitre 3) il est possible de préciser les cartes des environnements de dépôts du bassin au Cénozoïque.

Deux grands événements tectoniques majeurs ressortent de cette étude, le premier lié à la SB6 et le second à la SB4:

La SB6 marque la migration du Delta de Mackenzie vers le sud-est pendant le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur, périodes où les déformations tectoniques liées à l'orogène des Brooks sont les plus fortes (1^{ère} phase de l'orogène tertiaire, *cf* chapitre 2) ; (Figure 76). Cette migration est bien illustrée par les cartes de répartition des environnements de dépôts des séquences à leur maximum de progradation présentées dans la dernière partie de ce chapitre. L'orogène de la chaîne des Brooks (orogène tertiaire) étant liée à une phase tectonique importante durant le Paléocène et l'Eocène (lié à la 1^{ère} phase de l'orogène tertiaire ; *cf* chapitre 2, Lane, 2002 ; Dixon *et al.*, 2008), déclenche la migration du Delta de Mackenzie vers le sud-est, ce qui va modifier l'orientation des apports sédimentaires dans le BMB. La SB6 marque la migration du Delta de Mackenzie et le changement de polarité proximal-distal des puits, notamment sur le transect 1. En effet, avant la SB6, le delta se situait à l'est du delta actuel, les

puits actuellement en position distal étaient alors en position proximale et les puits actuellement en position proximale étaient en position distale. Ceci entraîne un changement des faciès sédimentaires observés dans les puits entre les séquences anté-SB6 et les séquences post-SB6. La migration du Delta de Mackenzie aura pour effet de changer pour partie sa zone de drainage, ainsi que ses zones de sources de sédiments. Ceci sera abordé dans le chapitre 5 de ce manuscrit grâce aux différentes analyses géochimiques effectuées sur les puits du delta.

La SB4 marque le passage entre l'Eocène et l'Oligocène par une surface d'érosion importante qui érode la séquence S4 (séquence Richards) sous-jacente, comme cela l'a déjà été observé dans des travaux précédents (Dixon *et al.*, 2008) ; (et Figure 64). Cette SB4 est contemporaine de la baisse du niveau marin qui s'observe de façon globale sur le globe lors du passage Eocène/Oligocène (Miller *et al.*, 2005 ; Cramer *et al.*, 2009). On peut également noter le second pulse de l'orogène de la chaîne des Brooks entre 35 et 20 Ma environ qui a très probablement augmenté le flux sédimentaire apporté dans le bassin par l'érosion des reliefs créés à cette période. La SB4 semble plutôt directement liée à la baisse du niveau marin puisque se produisant au même moment. Il est donc possible de proposer l'hypothèse que la SB4 soit plutôt liée à cette importante chute du niveau marin relatif mais que l'augmentation des flux sédimentaires durant le second pulse de l'orogène de la chaîne des Brooks a certainement augmenté son importance (durant la 2^{ème} phase de l'orogène tertiaire, cf chapitre 2 ; Lane, 2002 ; Dixon *et al.*, 2008) ; (Figure 76).

La SB4 semble marquer la limite supérieure des déformations sus-jacentes (anté-SB4). En effet, l'influence de la chaîne des Brooks est la plus forte de la fin du Crétacé à l'Eocène jusqu'à l'Eocène moyen (Bigot-Büschendorf, 2015), ce qui entraîne les nombreux plis observés en sismique et sur les puits grâce aux corrélations stratigraphiques (Figure 58, , Figure 63 et Figure 64). Les séquences anté-SB4 se sont déposées en contexte syntectonique sous l'influence tectonique forte de l'orogène de la chaîne des Brooks. Les séquences post-SB4 viennent se déposer en discordance sur ces dépôts syntectoniques. Après la SB4, les déformations sont bien moins importantes que celles observées avant la SB4, car l'influence de la chaîne des Brooks devient plus faible à partir l'Eocène supérieur (bien qu'un léger second pulse soit observé durant l'Oligocène) ; (Bigot-Büschendorf, 2015) ; (Figure 76).

La présence de géométries progradantes post-SB4 (Figure 63 et Figure 66), confirme ce qui a été montré par le modèle de faciès dans le chapitre 3 et ce qui est présenté dans le présent chapitre, à savoir, des dépôts progradants proximaux (plaine deltaïques, barres d'embouchure et front de delta proximal) plus présents après la SB4 qu'avant. Ceci est cohérent avec la phase de baisse du niveau marin qui commence lors du passage de l'Eocène à l'Oligocène et avec l'existence du second pulse de surrection de la chaîne des Brooks durant l'Oligocène qui apportent plus de sédiments dans le bassin. Ces deux phénomènes (eustatique et tectonique) entraînent la progradation des dépôts en direction du bassin. L'analyse des environnements de dépôts du présent chapitre a confirmé que la séquence Kugmallit d'âge oligocène prograde fortement vers le bassin par rapport à la séquence Richards éocène précédente qui se met en place durant une période d'augmentation du niveau marin et de très faible activité tectonique (pas de surrection des Brooks à cette période : Bigot-Büschendorf, 2015). Ceci met en évidence que la tectonique et l'eustatisme contrôlent les dépôts sédimentaires dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie.

Est-il possible de déterminer lequel de ces deux paramètres contrôlent au premier ordre les dépôts dans le bassin ? Il est possible de proposer une partie de réponse à cette question en

étudiant pour chaque séquence les variations tectoniques et climatiques en fonction des progradations ou rétrogradations des dépôts observés grâce à la présente étude :

- 1) Durant les dépôts des séquences Fish River et Aklak (Paléocène-Eocène inférieur), le niveau marin est au maximum durant le cénozoïque. Néanmoins ces deux premières séquences deltaïques progradent plus loin vers le bassin que les dépôts de la séquence Richards (Eocène supérieur) qui elle aussi déposée en période de haut niveau marin bien que moins important que celui de l'optimum climatique. La différence entre ces deux périodes est une surrection importante de la chaîne des Brooks durant le Paléocène-Eocène inférieur alors qu'elle est faible voire nulle durant l'Eocène supérieur (Bigot-Büschorf, 2015). Si les dépôts des séquences Fish River et Aklak progradent plus loin que ceux de la séquence Richards c'est donc grâce aux apports sédimentaires très importants apportés dans le bassin grâce à la forte surrection de la chaîne des Brooks voisine. Durant le Paléocène et l'Eocène inférieur, ce sont donc les apports sédimentaires liés à la tectonique de la chaîne des Brooks qui semblent contrôler au premier ordre les dépôts sédimentaires dans le bassin.
- 2) En revanche lors du passage Eocène-Oligocène, on a précédemment montré que l'eustatisme semblait être un paramètre de contrôle plus fort que la tectonique, cette dernière étant beaucoup moins importante que durant le Paléocène et l'Eocène inférieur.
- 3) Néanmoins, il est parfois plus difficile de déterminer lequel de ces deux paramètres contrôle au premier ordre les dépôts. Pour reprendre l'exemple de la séquence Richards, la rétrogradation de ses dépôts semblent être plutôt liée à l'augmentation du niveau marin à l'Eocène supérieur (Miller *et al.*, 2005) et non à la tectonique puisque durant cette période, la surrection de la chaîne des Brooks est presque nulle comme cela a été dit précédemment. Néanmoins, on peut également proposer que ce soit parce que la surrection de la chaîne des Brooks est quasi nulle durant l'Eocène supérieur, que les apports sédimentaires sont fortement réduits, ce qui permet donc la rétrogradation des dépôts vers le continent. Dans le cas de la séquence Richards, la tectonique et l'eustatisme semblent jouer ensemble et il est difficile de les déconvoluer.

A ce stade de l'étude, la subsidence ne semble pas jouer un rôle de premier ordre sur les variations des séquences transgressives-régressives du Delta de Mackenzie. Néanmoins, une étude plus poussée sur le régime de subsidence du bassin, notamment lié aux déformations et sous-bassins associés pourrait donner de nouveaux éléments de contraintes.

Le partitionnement volumique des sédiments classiquement observé en contexte deltaïque (forme sigmoïde des dépôts) n'est pas formellement bien observés dans le cas du Delta de Mackenzie. Ceci peut être expliqué par deux facteurs. Le manque de puits en domaine plus distal où les dépôts de prodelta et d'offshore seraient plus présents peut empêcher d'observer le fort amincissement des dépôts dans ces zones profondes. Les données sismiques ne montrent pas un delta avec des dépôts progradants francs et épais type Gilbert mais plutôt des dépôts assez isopaques qui se déposent sur de longues distances sur la plateforme et diminuent l'expression de la forme sigmoïdale des dépôts deltaïques.

L'étude présentée dans le présent chapitre propose également l'existence d'un delta secondaire (plus petit que le Delta de Mackenzie) à l'est du Delta de Mackenzie durant le Paléocène et le début de l'Eocène qui explique une sédimentation différente dans les puits

Amerk O-09 avant la SB6. Cette hypothèse sera confirmée par les analyses polliniques notamment qui seront décrites dans le chapitre 5 de ce manuscrit.

Le chapitre suivant sera dédié à la caractérisation de la matière organique (sa distribution et sa nature) selon le contexte stratigraphique et tectonique défini par les chapitres 3 et 4 et selon le contexte climatique cénozoïque et notamment l'optimum climatique fin Paléocène à début Eocène.

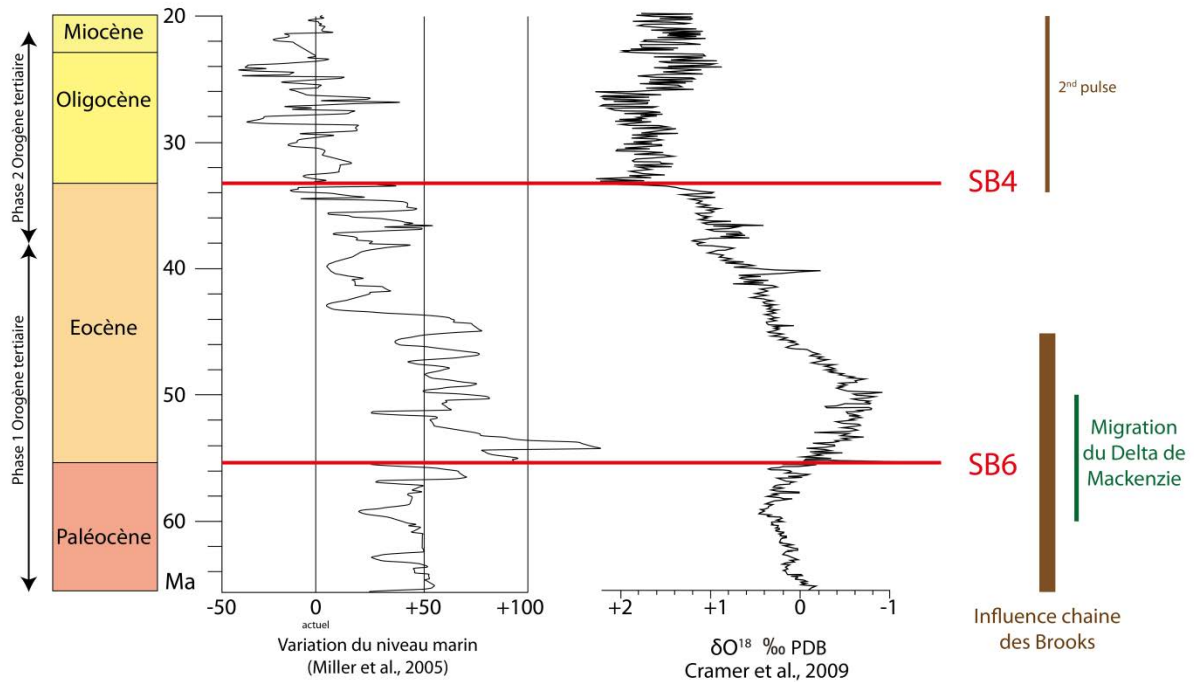


Figure 76 : Variation du niveau marin et du delta O18 pendant le Paléogène (modifié d'après Miller *et al.*, 2005 et Cramer *et al.*, 2009). Période d'influence tectonique de la chaîne des Brooks sur le Bassin de Beaufort-Mackenzie (Bigot-Büschendorf, 2015) et période de migration du Delta de Mackenzie (modifié d'après Dixone *et al.*, 2008) .

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort- Mackenzie et du cortège argileux associé

5.1 Introduction et méthodologie

Dans le cadre de cette étude sur la matière organique, une approche multiproxies a été menée sur les sédiments du Delta de Mackenzie. Plusieurs paramètres de contrôle connus vont influencer sur les dépôts de matière organique et sur leur préservation : 1) apports terrigènes, 2) anoxie et euxinie des eaux, 3) productivité marine et upwellings associés (productivité lacustre dans le cas des lacs) et 4) taux de sédimentation. Ces paramètres sont observables grâce à différentes analyses : a) les mesures en éléments traces et majeurs qui permettent de marquer les apports détritiques, l'anoxie et la productivité, b) la pyrolyse Rock-Eval qui permet d'obtenir les teneurs en carbone total (TOC) et de connaître l'origine et le type de matière organique, c) la matière organique étant mieux transportée et préservée grâce aux argiles (Fagel, 2007). L'étude du cortège argileux permet de mieux comprendre leur mode de transport et de préservation, de plus les argiles sont des indicateurs du type d'érosion dominante (hydrolysante ou mécanique) qui peut être relié au détritisme (Fagel, 2007 ; Chamley, 1989, 2013 ; Kennedy *et al.*, 2013), d) l'analyse des palynofaciès permet de valider le type de matière organique donnée par les résultats de la pyrolyse Rock-Eval grâce à l'étude détaillée des composants de cette matière organique et e) l'analyse pollinique donnent des indications fortes sur le transport, les sources des apports sédimentaires et sur le climat lors du dépôt.

Il est fondamental dans le cadre d'une étude de la matière organique continentale de connaître les zones en érosions et les périodes les plus sujettes aux apports sédimentaires terrigènes. En effet, c'est l'érosion mécanique et/ou chimique des continents (reliefs et sols) qui est la source des apports terrigènes dans les bassins océaniques, l'argile est un moyen efficace de connaître l'origine des sédiments terrigènes fins (Biscaye, 1965 ; Fagel, 2007). Les systèmes fluviaux, le vent et la glace permettent le transport des sédiments érodés mécaniquement des reliefs (détritisme) et ceux issus de l'érosion chimique et du lessivage des sols (hydrolyse) (Chamley, 1989 ; Weaver, 1989 ; Fagel, 2007). Il est alors important de connaître quel est le type d'érosion dominant, la nature des apports sédimentaires, leurs directions et leurs sources.

Le type d'érosion dominante (hydrolysante/chimique ou mécanique) est donné par les proportions d'argiles présentes dans les échantillons. La smectite et la kaolinite sont plutôt caractéristiques d'une érosion hydrolysante, la chlorite et l'illite sont plutôt caractéristiques d'une érosion mécanique (Singer, 1984 ; Fagel, 2007 ; Chamley, 2013). Ceci donne également des informations sur le climat qui joue un rôle sur l'érosion (Singer, 1984 ; Thiry, 2000 ; Fagel, 2007). De plus, on sait que la matière organique se préserve mieux lorsqu'elle est associée (en agrégats) aux argiles et notamment aux argiles gonflantes comme la smectite ou encore à la kaolinite (Chamley, 2013 ; Kennedy *et al.*, 2013). Afin de mieux comprendre comment la matière organique continentale est transportée et déposée dans les bassins, il est important d'étudier les liens existants entre le cortège argileux et la matière organique. L'analyse des argiles par diffraction des rayons X a été réalisée par Marie Salpin à l'UPMC dans le laboratoire ISTEP dans le cadre d'un travail conjoint à nos deux thèses.

Les concentrations de certains éléments traces et majeurs nous permettent d'obtenir la signature détritique dans les sédiments étudiés (März, 2010). Pour observer les apports détritiques les éléments suivants ont été sélectionnés et étudiés : le titane (Ti), le zircon (Zr), le potassium (K), la silice (Si), le magnésium (Mg) et l'aluminium (Al). La méthode souvent utilisée

pour identifier les enrichissements de traces et d'éléments mineurs dans les sédiments implique la normalisation des concentrations des éléments par un indice de la composante détritique, normalement Al, en supposant que l'aluminium est apporté par et est situé entièrement dans la phase d'aluminosilicateé (Calvert et Pedersen, 1993 ; Tribovillard *et al.*, 2006). Il est important de noter que les éléments traces et majeurs marquants les anoxies et la productivité marine sont difficilement interprétables car les enrichissements de ces éléments sont tous liés au détritisme soit complètement soit en partie. Ceci sera détaillé dans la première partie de ce chapitre.

Afin de déterminer les sources d'apports des sédiments ainsi que l'influence du climat sur les dépôts de sédiments et de la matière organique dans le delta, une analyse pollinique des échantillons provenant du Delta de Mackenzie a été réalisée par *Geobiostratadata.consulting*. Plusieurs échantillons ont été analysés dans les puits en fonction de la qualité des échantillons car beaucoup étaient pauvres voire stériles en pollens : 8 dans le puits Reindeer D-27, 2 dans le puits Titalik K-26, 2 dans le puits Taglu G-33, 6 dans le puits Toapolok O-54, 17 dans le puits Amerk O-09 et 9 dans le puits Adlartok P-09. En termes d'analyse pollinique, les puits Taglu G-33 et Titalik K-26, avec seulement 2 échantillons chacun, ne donnent pas assez d'informations pour être utilisés dans le cadre de cette étude, nous nous concentrons donc sur les résultats des puits Reindeer D-27 et Toapolok O-54 pour la partie proximale du delta et des puits Amerk O-09 et Adlartok P-09 pour la partie distale du delta. Le détail des comptages polliniques sont présentés en annexe (Annexes 7 à 14). De nombreux échantillons se sont révélés très pauvres à stériles en pollens ce qui a rendu impossible leur interprétation. Ceci a entraîné des zones sans information pollinique dans les puits et ceci souvent dans le Paléocène. En effet, nous obtenons des informations polliniques pour le Paléocène uniquement dans le puits Amerk O-09. Les pollens sont observés et comptés selon des critères morphologiques nombreux. Les pollens reconnus, ils sont classés et associés, selon leur écologie, en plusieurs catégories de végétaux : les mégathermes (tropicaux), les méga-mésothermes (sub-tropicaux), les *Cathaya* (conifères vivant actuellement en Chine), les mésothermes (tempérés-chauds), les méso-microthermes (tempérés froids), les microthermes (boréaux), les *Cupressaceae* (gymnospermes persistants), les herbes, les éléments steppiques et enfin les éléments hygrophiles (eau douce).

Dans le but d'étudier son origine, son mode de transport et son état de préservation, l'analyse de la matière organique sur les échantillons provenant du Bassin de Mackenzie a été faite grâce à deux approches : la pyrolyse Rock-Eval et l'analyse des palynofaciès. Les analyses Rock-Eval ont été réalisées à l'UPMC par le laboratoire ISTEP, les lames minces pour les palynofaciès ont été montées et observées à l'UPMC dans le laboratoire ISTEP conjointement avec Marie Salpin dans le cadre d'un travail conjoint à nos deux thèses.

5.2. Caractérisation de la matière organique et du cortège argileux associé à l'échelle des forages dans le Delta de Mackenzie

5.2.1. Préambule sur l'interprétation des concentrations en éléments traces et majeurs dans le cas du Bassin de Beaufort-Mackenzie

Les concentrations des éléments traces et majeurs ont été faites par le CRPG de Nancy sur les échantillons récupérés au *Geological Survey* du Canada pour trois puits : Reindeer D-27, Amerk O-09 et Adlartok P-09, le premier étant le puits le plus proximal et les deux autres les puits les plus distaux dans le Delta de Mackenzie.

Les éléments traces peuvent être observés dans les eaux marines soit sous forme soluble soit adsorbés dans les particules. Le passage de ces éléments de la colonne d'eau vers les sédiments résulte de différents processus biotiques ou abiotiques. Ces différents processus entraînent des enrichissements en éléments traces qui reflètent les conditions existantes lors du dépôt (Tribovillard *et al.*, 2006). La méthode souvent utilisée pour identifier les enrichissements de traces et d'éléments mineurs dans les sédiments implique la normalisation des concentrations des éléments par un indice de la composante détritique, normalement Al, en supposant que l'aluminium est apporté par et est situé entièrement dans les phases d'aluminosilicate (Calvert et Pedersen, 1993 ; Tribovillard *et al.*, 2006). Les concentrations en éléments traces et majeurs peuvent être utilisés pour marquer différents paramètres comme le détritisme, les paléo-conditions d'oxydoréduction (RedOx) et de productivité. Néanmoins, plusieurs biais peuvent empêcher une interprétation fiable des concentrations en éléments traces.

Un des premiers paramètres qui peut fortement influencer les concentrations des éléments sans aucun lien avec les conditions RedOx ou de productivité du milieu au moment du dépôt est le détritisme. En effet, une partie des éléments trace de la plupart des sédiments sont d'origine détritique (Tribovillard *et al.*, 2006). Une façon simple et rapide de vérifier l'impact du détritisme sur les concentrations des éléments étudiés est de faire un diagramme pour chacun des éléments *versus* Al (Calvert et Pedersen, 1993 ; Tribovillard *et al.*, 1994 ; Hild and Brumsack, 1998 ; Böning *et al.*, 2004 ; Tribovillard *et al.*, 2006). Si l'on observe une bonne corrélation entre l'élément en question et l'aluminium (évolution linéaire des points le long d'une droite), alors l'élément en question est principalement d'origine détritique et ne peut être utilisé pour interpréter le paléoenvironnement du milieu (Tribovillard *et al.*, 2006). Ces diagrammes ont été effectués principalement pour les éléments marquant les conditions paléoenvironnementales (RedOx et productivité) dans les sédiments des puits Reindeer D-27, Amerk O-09 et Adlartok P-09. Ils ont montrés que les concentrations en éléments traces sont toutes fortement voire complètement influencées par les apports détritiques (annexes xxx).

Dans le puits Reindeer D 27, puits le plus proximal, toutes les concentrations en éléments sont inutilisables en termes de conditions RedOx ou de productivité car elles sont toutes d'origine détritique (évolution linéaire des points, Annexes 15, 16 et 17).

Dans les puits Amerk O-09 et Adlartok P-09, plusieurs éléments sont également inutilisables en termes de condition paléoenvironnementales car ils sont d'origine détritique : le vanadium (V), l'uranium (U), le Magnésium (Mg), le fer (Fe), le cobalt (Co), le cuivre (Cu) et le nickel (Ni). Plusieurs éléments semblent montrer seulement une influence pour partie des apports détritiques : le manganèse (Mn), le molybdène (Mo), le zinc (Zn), l'arsenic (As), la silice (Si), le calcium (Ca), le baryum (Ba) et le chrome (Cr). Néanmoins, ces éléments ne sont pas les plus évidents à utiliser pour décrire les conditions de paléoenvironnements au moment du dépôt des sédiments car ils présentent des difficultés d'interprétations. Le manganèse (Mn) étant très mobile en condition réductrice, il peut soit migrer du sédiment à la colonne d'eau soit être piégé dans des carbonates authigènes ou comme oxyde. Le molybdène (Mo) est fortement influencé par les apports détritiques en contexte deltaïque et doit être interprété en association avec le vanadium (V) et l'uranium (U), ce qui est impossible dans le présent cas d'étude en raison de leur origine détritique (Tribovillard *et al.*, 2006). Le zinc (Zn) est associé aux acides humiques et fulviques présent dans l'humus continental en conditions d'eaux oxiques et est associé à la pyrite en conditions réductrices (Calvert et Pedersen, 1993 ; Algeo et Maynard, 2004 ; Tribovillard *et al.*, 2006). Le présent cas d'étude étant un delta, les eaux sont à priori oxygénées et brassées, le Zn présent dans les sédiments provient donc des apports de nutriments venant du continent et est donc liés aux apports détritiques. Les pics de Zn pourront alors traduire les pics de décharges de nutriments du Delta de Mackenzie. L'arsenic (As) est souvent associé à la pyrite à la pyrite mais sans donner d'information concernant une anoxie de la colonne d'eau. Le calcium (Ca) est associé à la production carbonatée et notamment des foraminifères qui sont absents dans le Bassin Arctique (absents des lames palynofaciés du Delta de Mackenzie et du puits ACEX 302) et donc ne peut être utilisé dans le cadre de cette étude. Le baryum (Ba) peut être utilisé uniquement dans des conditions marines avec une productivité faible à moyenne et il ne peut pas être utilisé comme indicateur de condition de paléoenvironnement dans des sédiments contenant de la matière organique (Tribovillard *et al.*, 2006). Le chrome (Cr) est classiquement très fortement influencé par les apports détritiques et ses processus complexes de transport et d'enrichissement limitent son utilisation pour définir les conditions paléoenvironnementales du milieu (Tribovillard *et al.*, 2006).

De plus, l'observation des enrichissements ou appauvrissement en terres rares dans les sédiments confirment cette influence majoritaire du détritisme sur la composition chimique des sédiments (Figure 77). Les profils de terres rares sont très plats avec des valeurs proches de celle de la PAAS (Post Archean Australian Shale) avec des anomalies négatives en Eu dans les puits Reindeer D-27 et Adlartok P-09 qui marquent une provenance de roche peu différenciée à caractère mafique (McLennan *et al.*, 1993 ; Cullers, 2000) et une anomalie positive en Eu (Europium) dans le puits Amerk-009 qui traduit une provenance de roches felsique plutôt différenciées (McLennan *et al.*, 1993 ; Cullers, 2000) (Figure 77). Le puits Amerk O-09 présente une source sédimentaire différente des deux autres puits. Ceci peut être mis en relation avec l'hypothèse d'un second delta à l'est du Delta de Mackenzie qui drainerait une zone différente expliquant l'anomalie positive en Eu.

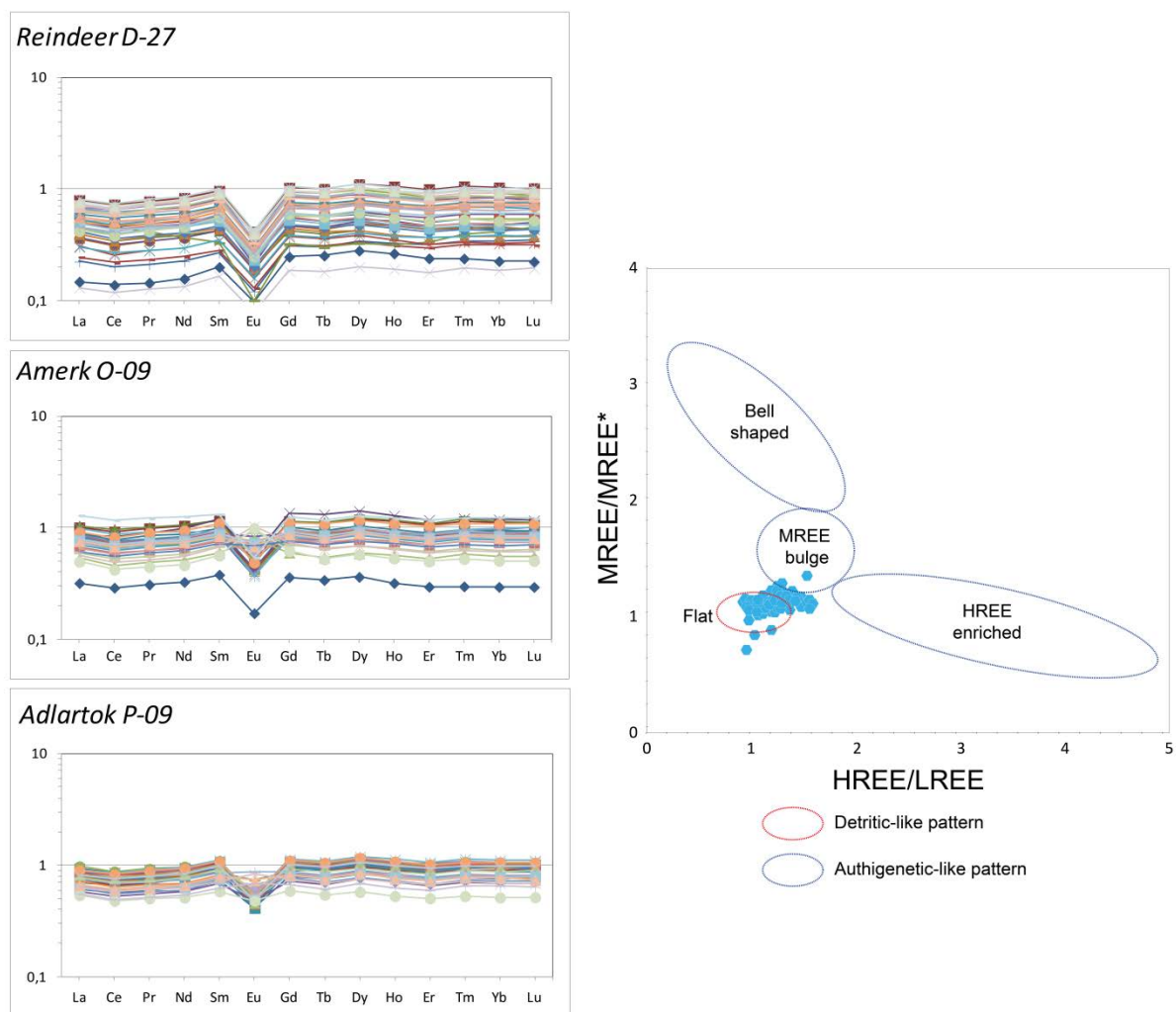


Figure 77 : A gauche : profils de terre rare pour les puits Reindeer D-27, Amerk O-09 et Adlartok P-09. A droite : rapport MREE/MREE* sur HREE/LREE pour les échantillons des puits Reindeer D-27, Amerk O-09 et Adlartok P-09 .

Les profils de terres rares ne présentent pas d'anomalie négative en cérium par rapport aux éléments La et Pr (Figure 77). Cette anomalie négative traduit l'influence des processus authigénétiques (Piper, 1974). Les travaux de Martin et al. (2010) et de Huck et al. (2016) ont permis de définir des end-members sur un diagramme HREE/LREE vs MREE/MREE* relatifs aux profils types en terres rares caractéristiques de l'eau de mer (HREE *enrichment*), des dents de poissons (MREE *bulge* et *Bell shaped*) indicateurs d'authigénèse et « *flat* » traduisant le profil des argiles détritiques. A l'exception d'un échantillon appartenant au end-member « MREE bulge » deux familles d'échantillons sont observés dans les puits Reindeer D-27, Adlartok P-09 et Amerk O-09 : 1) la première appartenant au end-member « *flat* » indiquant une origine détritique des terres rares ; 2) la seconde comprise entre les end-members « *flat* » et « MREE bulge » pouvant indiquer qu'il y a une contribution en terres rares à la fois d'origine authigénétique et détritique ;

Néanmoins, les profils en terres rares étant plats et ne présentant aucune anomalie en cerium (Ce), il est considéré que la contribution géochimique liée à l'authigénèse dans les sédiments du Delta de Mackenzie est négligeable.

Le fait que la composition chimique des sédiments du Delta de Mackenzie soit fortement voire totalement influencés par le détritisme et donc pas influencé par les paléo conditions RedOx

et de productivité du milieu traduisent deux choses : 1) il n'y pas d'anoxie de la colonne d'eau au niveau du delta, et 2) pas de périodes de productivités marines. Ceci est principalement dû au fait qu'en contexte deltaïque les eaux sont continuellement brassées et oxygénées par les apports d'eau douce et de sédiments. On peut exclure l'existence d'un upwelling proche du BMB, d'autant qu'ils se forment aux basses latitudes grâce aux Alizées, contexte qui n'est pas celui du Bassin Arctique.

Dans le cas du Delta de Mackenzie, les concentrations en éléments traces et majeurs et en terres rares vont nous donner des informations concernant le détritisme. Pour observer les apports détritiques les éléments suivants ont été sélectionnés et étudiés : le titane (Ti), le zircon (Zr), le potassium (K), la silice (Si), le magnésium (Mg) et l'aluminium (Al) (la silice peut également être utilisé comme marqueur de productivité dans le cas d'organismes producteurs siliceux importants, ce qui n'est pas le cas du BMB, les organismes siliceux y étant rares ou absents).

5.2.2. Puits Reindeer D-27 : partie proximale du Delta de Mackenzie

5.2.2.1. Détritisme associé au Delta de Mackenzie

Le puits Reindeer D-27 est le puits en position la plus proximale de notre étude dans le Delta de Mackenzie. Les courbes des éléments traces et majeurs marquant les apports détritiques montrent toutes un décalage dans les enrichissements des éléments au niveau de la SB6 (Figure 78 ; la proposition d'une seconde hypothèse de découpage stratigraphique sera développé dans la partie sur l'enregistrement pollinique du puits Reindeer D-27). De part et d'autre de la SB6, les variations des enrichissements en éléments majeurs et traces sont différentes. Ti, Zr, K, Si varient de façon semblable avec des enrichissements globalement plus importants au-dessus de la SB6. Les enrichissements en ces éléments sont globalement constants sous la SB6 avec quelques petites variations alors qu'au-dessus de la SB6 les variations sont plus fréquentes avec des enrichissements plus forts. Mg et Al_2O_3 montrent un appauvrissement depuis le Paléocène jusqu'à l'Eocène et marquent également un changement dans les variations de la courbe au niveau de la SB6 (Figure 78). Ces variations sont plus fréquentes et de plus fortes amplitudes au-dessus de la SB6 qu'au-dessous.

Comme cela a été montré dans le chapitre 4, la SB6 marque la migration du Delta de Mackenzie vers le sud-est. Cette migration est principalement due à l'orogène de la chaîne des Brooks qui font migrer le delta vers l'ouest (Dixon *et al.*, 2008). En effet, durant le Paléocène, le delta est situé beaucoup plus à l'ouest qu'actuellement avec des apports de direction ouest-est. Le puits Reindeer D-27 était en position distale durant le Paléocène (avant la SB6), il recevait donc une petite quantité des apports détritiques arrivant dans le delta à cause de sa position plus éloignée du littoral. A partir de l'Eocène inférieur (après la SB6), le delta se déplace vers le sud-est et est dans une position presque similaire à sa position actuelle. Le puits Reindeer D-27 se retrouve alors en position proximale et reçoit une grande quantité des apports détritiques arrivant dans le Delta de Mackenzie. Cette variation dans les apports sédimentaires due à la

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé

migration du Delta de Mackenzie est très bien marquée dans les enrichissements en éléments traces et majeurs.

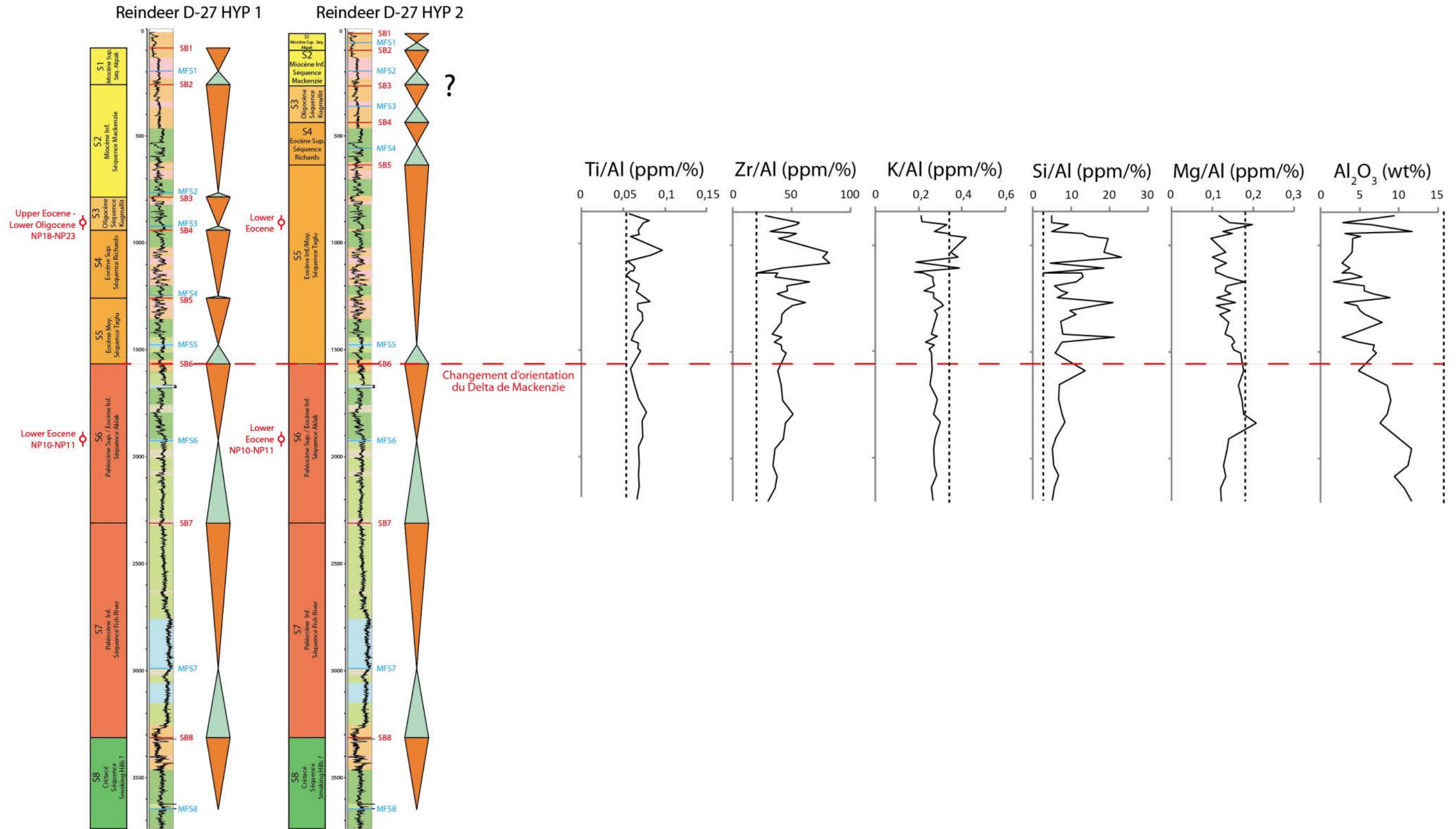


Figure 78: Eléments traces et majeurs marquant le détritisme pour le puits Reindeer D-27, à gauche les deux hypothèses possibles de découpage stratigraphique, la première (Hyp 1) étant basée sur l'interprétation des Gamma Ray des puits et des lignes sismiques, la seconde (HYP 2) est en plus basée sur l'interprétation des pollens.

5.2.2.2. Contenu en carbone organique

Les valeurs de TOC sont très faibles avant la SB6, elles varient peu et restent autour de 1% avec quelques pics à 2-3% (Figure 81). Après la SB6, les valeurs de TOC varient fréquemment et avec des pics de TOC très forts situés entre 30 et 50% (Figure 81). Les valeurs de HI inférieures à 200 et les valeurs d'OI fortes variant entre 100 et 300 sont caractéristiques d'une matière organique d'origine continentale. Les valeurs de HI ne varient pas lors du passage de la SB6, la matière organique déposée dans le puits est toujours principalement d'origine continentale (Figure 81). Etant en contexte deltaïque, les fortes valeurs de TOC observées dans le puits Reindeer D-27 seraient associées à des dépôts de charbons qui se forment dans les marécages ou mangroves associées aux deltas. On observe que ces forts TOC sont observés dans les faciès proximaux de plaine deltaïque, de barres d'embouchures et de front de delta proximal (Figure 81). Les charbons sont généralement composés à plus de 50% de carbone organique ce qui explique leurs forts taux de TOC (Krevelen, 1961). On observe donc que les valeurs de TOC sont les plus fortes (dépôts de charbons) lorsque le puits Reindeer D-27 devient en position proximale lors de la migration du delta. Les sédiments du puits Reindeer D-27 sont plus riches en matière organique lorsque l'influence du Delta de Mackenzie est présente.

On peut également noter que les valeurs de TOC, et donc les teneurs en charbon, varient selon des séquences transgressions-régressions de 3^{ème} ordre pour l'hypothèse 1 et de 4^{ème} ordre pour l'hypothèse 2 (Figure 81). Les forts TOC sont observés plutôt à la fin des séquences progradantes dans les dépôts de plaine deltaïque et de barres d'embouchure.

Les palynofaciès ne sont pas représentés sur la planche en figure 4 car ils sont trop peu nombreux, les courbes sur-interpréteraient les résultats. L'étude des palynofaciès du puits Reindeer D-27 montre que les principaux constituants de la matière organique sont les phytoclastes (débris végétaux) (Figure 79). Dans le cadre de cette étude ces phytoclastes ont été séparés en deux catégories : 1) les phytoclastes opaques (PM4) à semi-opaques (PM1) et 2) les phytoclastes translucides (PM2) et les cuticules (PM3). La première catégorie rassemble les phytoclastes plutôt résistants qui ont été altérés/oxydés en domaine continental (feu de forêt, dégradation au sol, humus) surtout pour le cas des phytoclastes opaques. La seconde catégorie rassemble des phytoclastes plutôt fragiles qui ont été peu altérés/oxydés.

Dans les palynofaciès du puits Reindeer D-27, les phytoclastes sont en proportion importante, les plus présents étant ceux de la seconde catégorie (phytoclastes translucides). Les phytoclastes sont en fragments plutôt équants et de petite taille. La matière organique amorphe et fluorescente est également présente en bonne proportion. Les spores et pollens ainsi que les phytoclastes gélifiés sont présents mais en petite proportion. Quelques champignons ont été observés. Les palynofaciès du puits Reindeer D-27 montrent des assemblages dominés par des particules d'origine terrestre, ce qui confirme le type III de la matière organique décrit à partir des résultats de la pyrolyse Rock-Eval. La matière organique amorphe est très probablement d'origine continentale également et a subi une altération forte durant son transport dans les eaux proximales deltaïques brassées et oxygénées par les apports d'eau douce et de sédiments.

Il n'est pas possible de voir l'évolution des palynofaciès au cours du temps et selon les séquences stratigraphiques décrites dans le chapitre 4 de ce manuscrit, en raison du manque d'échantillons disponibles pour effectuer les lames palynofaciès sur le puits Reindeer D-27.

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé

Plusieurs séquences ne sont pas enregistrées par les palynofaciès ce qui empêche d'interpréter les variations des palynofaciès en fonction de ces séquences transgressives et régressives.

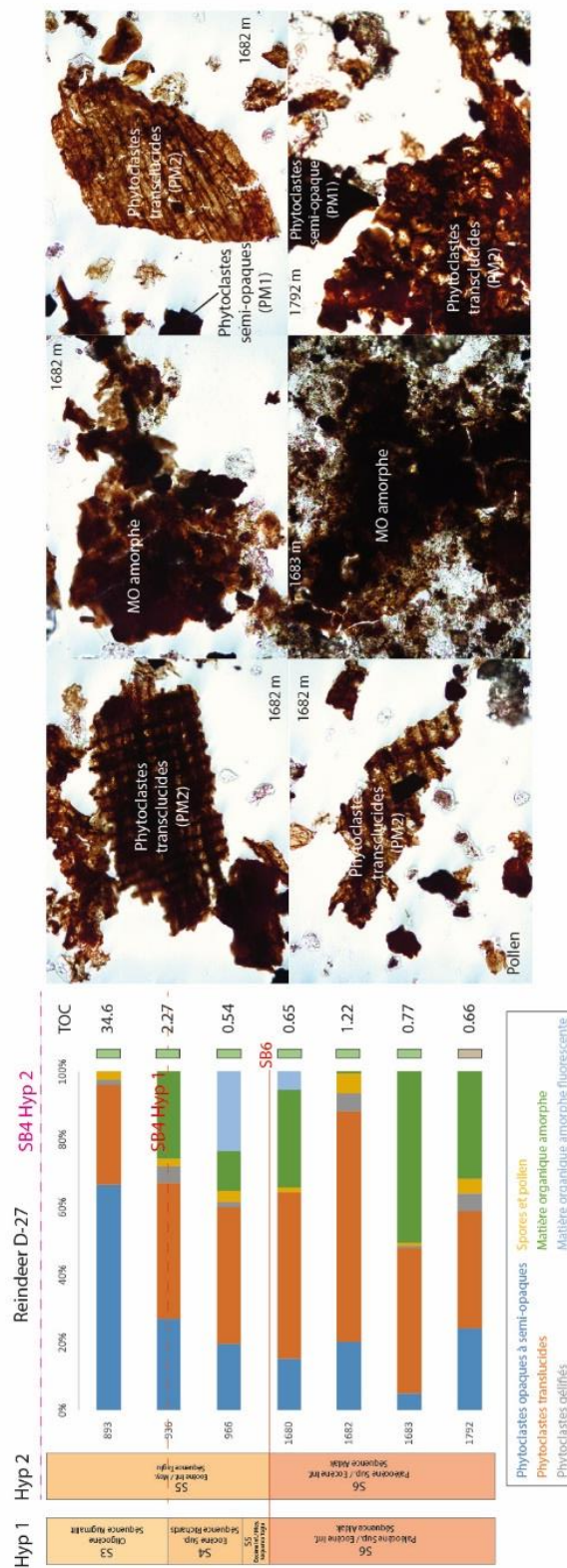


Figure 79 : Position et exemples des lames palynofaciès dans le puits Reindeer D-27. Découpage stratigraphique pas à l'échelle.

5.2.2.3. Cortège argileux

Les proportions entre les différentes argiles varient très fortement au cours du temps durant le Paléogène (Figure 81). Néanmoins, on n'observe pas de décalage au niveau de la SB6 dans les proportions d'argiles comme c'est le cas dans les apports détritiques. Ceci n'est pas clairement expliqué, il est possible que les apports argileux soient découplés des apports détritiques. Le cortège argileux semble être constant au cours du temps malgré la migration du delta, alors que le détritisme semble varier en fonction de la paléogéographie de la zone. On observe alors deux périodes de détritisme lié à la migration du delta et des variations hautes fréquences dans les dépôts argileux. Le rapport (smectite+kaolinite)/(illite+chlorite) montre une érosion mécanique plutôt dominante, ce qui confirme ce qui a été observé dans les enregistrements des éléments traces, et constante durant tout le Paléogène associée à des périodes d'érosion plus hydrolysantes. Il y a localement quelques périodes d'érosion très fortement hydrolysante qui sont très probablement due à des variations climatiques (Figure 81). Néanmoins, la variation très marquée des argiles dans ce puits et notamment de la smectite semble anormale et/ou très locale, la compréhension et l'interprétation du cortège argileux en est rendu complexe. Il faut donc prendre les résultats du rapport (smectite+kaolinite)/(illite+Chlorite) avec prudence, et l'on ne peut pas en tirer de conclusions fiables sur l'érosion dominante du bassin à première vue.

Il est donc difficile de déconvoluer le signal du cortège argileux dans ce puits à cause de leurs variations très fortes au cours du temps. Une analyse statistique a donc été menée pour déterminer avec quel(s) paramètre(s) les argiles sont liées. Ces analyses montrent que l'illite et la smectite sont anticorrélées et que les proportions d'illite varient pour plus de 45% des échantillons avec les valeurs de TOC. Cette corrélation n'est pas forte mais c'est la meilleure qui soit observée entre les variables du puits Reindeer D-27. Les fortes valeurs de TOC observées dans le puits Reindeer D-27 sont liées à des charbons, on peut donc dire que les dépôts d'illite et de charbons sont liés. C'est par le lessivage continental, de la plaine deltaïque notamment, que l'illite apporte avec elle le charbon dans les dépôts du Delta de Mackenzie. L'illite et le charbon semble donc être transporté ensemble en contexte deltaïque. La smectite est opposée aux éléments normalisés sur Al qui sont en grande partie influencé par le détritisme ainsi qu'aux autres argiles et à Al₂O₃. La smectite est anti-corrélées à l'illite. Des études géostatistiques plus poussées et associées à une analyse au MET, qui n'ont pu être réalisées dans le cadre de cette étude, donneraient plus d'éléments pour comprendre le comportement des argiles dans ce puits et notamment de la smectite.

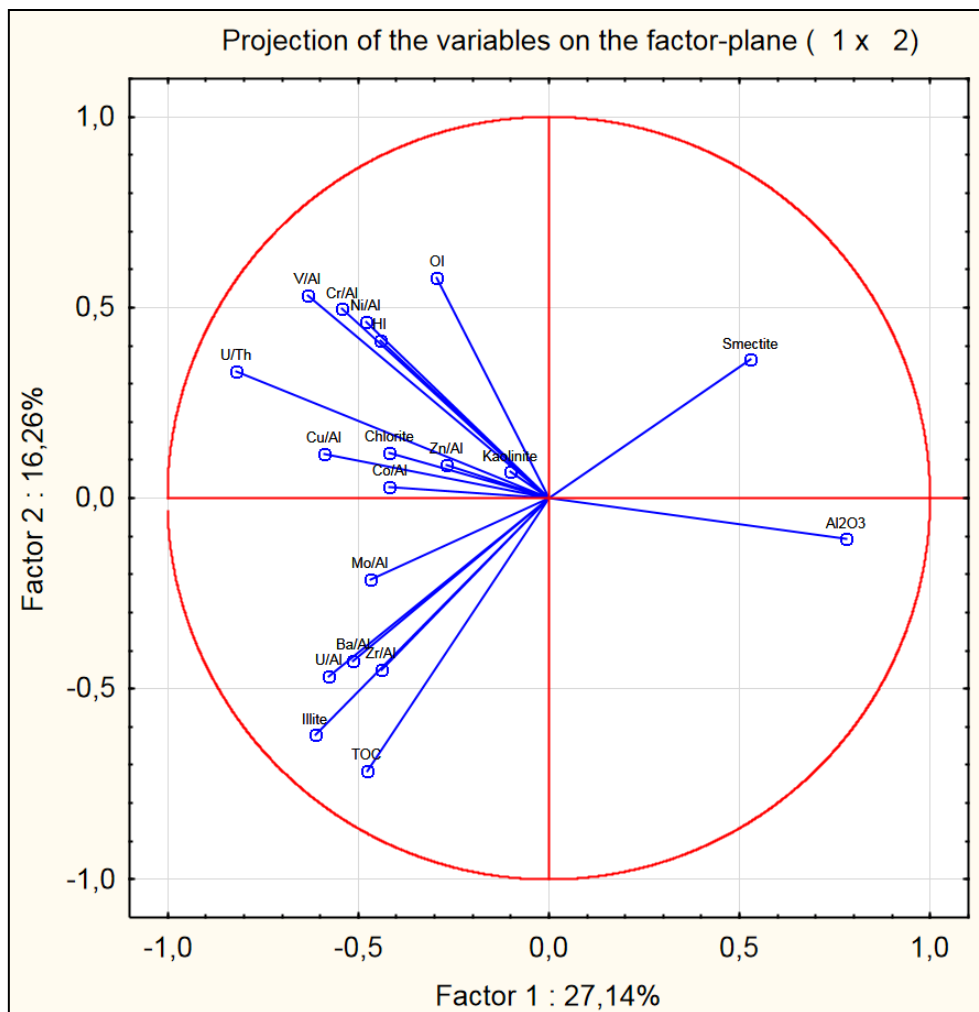


Figure 80 : Analyse géostatistique ACP (analyse en composante principale) des variables du puits Reindeer D-27.

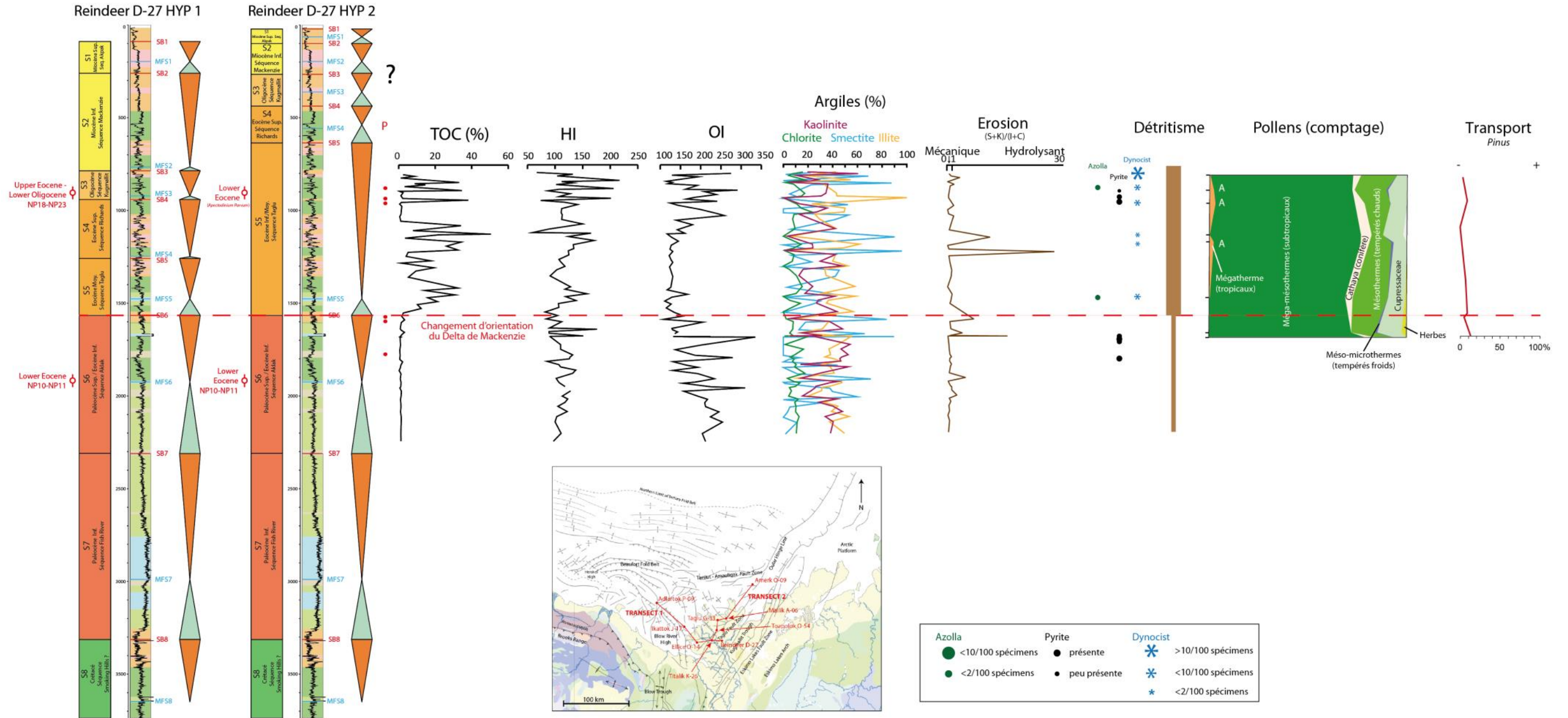


Figure 81 : Corrélation des données concernant le puits Reindeer D-27 : les deux hypothèses possibles de découpage stratigraphique, la première (Hyp 1) étant basée sur l'interprétation des Gamma Ray des puits et des lignes sismiques, la seconde (HYP 2) est en plus basée sur l'interprétation des pollens, la position des lames palynofaciès (points rouges), les résultats de la pyrolyse Rock-Eval (TOC, HI et OI), les proportions des argiles présentes (chlorite, illite, kaolinite et smectite), le type d'érosion (mécanique ou hydrolysante) déterminée à partir des proportions d'argiles par le rapport (smectite+kaolinite)/(illite+chlorite), le détritisme déterminé à partir des éléments traces et majeurs et représenté ici en relatif (cf figure 1), les palynomorphes présents (pollens, Azolla, dinoflagellés, pollens de pin) et enfin la présence de pyrite.

5.2.2.4. Analyse pollinique

Quinze échantillons ont été traités et analysés pour l'observation des pollens (Figure 81): huit d'entre eux contenaient des palynomorphes (pollens, spores, kystes de dinoflagellés) en quantité suffisante (à 1682, 1665, 1469, 1170, 1128, 966, 893 et 817 m), sept autres se sont montrés très pauvres et n'ont pas pu être complètement analysés (à 1792, 1750, 1725, 1283, 936, 917 et 741 m). Dans l'ensemble, la préservation est acceptable à bonne. Les palynomorphes remaniés (pollens et spores essentiellement, du Paléozoïque et du Mésozoïque) sont nombreux dans les quatre échantillons inférieurs (à 1682, 1655, 1469 et 1170 m).

La flore pollinique compte 44 taxons (= pollens attribués à des genres ou familles) ce qui est assez moyen pour huit échantillons. La flore pollinique contient des *Cupressaceae*, qui est un pollen fragile et qui donc ne se transporte pas sur de longues distances (Heusser et Balsam, 1977 ; Fauquette *et al.*, 1999 ; Beaudouin *et al.*, 2005). La zone de production des pollens étaient donc proche du puits Reindeer D-27, ce qui confirme la position proximale du puits Reindeer D-27 durant cette période. La position proximale du puits Reindeer D-27 après la SB6 est également confirmée par la très faible présence de pollens de pin qui traduit une proximité du littoral (*pinus*) (Figure 81). En effet, les pollens de pin sont indicateurs du transport plutôt qu'indicateur du climat les pins étant présents dans de nombreux climats différents. Les pins se transportent sur de grandes distances. Moins il y a de pollens de pins, plus le littoral est proche (Heusser et Balsam, 1977 ; Beaudouin *et al.*, 2005). La flore pollinique de Reindeer D-27 est globalement dominée par les éléments méga-mésothermes (sub-tropicaux).

Deux éléments mégathermes (tropicaux), *Avicennia* surtout (pollen de palétuvier) et *Amanoa*, sont présents dans les échantillons supérieurs (à 1170, 966 et 893 m), dans des environnements proximaux de barres d'embouchures, attribués par les nanofossiles à l'Eocène supérieur à l'Oligocène inférieur (Figure 81). Le pollen d'*Avicennia* est très fragile et ne se transporte pas sur de grandes distances, ce qui souligne la proximité de la végétation et donc du littoral (Maumont *et al.*, 2009), ce qui explique qu'on le retrouve dans les faciès proximaux. La présence d'*Avicennia*, qui est actuellement présent dans toutes les mangroves du monde et y est l'espèce dominante (Maumont *et al.*, 2009), en domaine Arctique et durant l'Eocène inférieur est intéressant et inhabituel car les pollens d'*Avicennia* ont été très rarement observés avant le Miocène jusqu'à présent. Le pollen d'*Avicennia* le plus ancien a été observé dans l'Eocène inférieur en France (Gruas-Cavagnetto *et al.*, 1988 ; Ellison *et al.*, 1999) et très récemment en amont du Delta de Mackenzie en environnement de plaine deltaïque (Salpin *et al.*, 2016 - *in prep.*). Dans les échantillons du Delta de Mackenzie, les grains de pollen d'*Avicennia* ont été observés en lumière fluorescente et leur couleur (vert brillant) limite toute hypothèse de remaniement. Ces végétaux sont caractéristiques des environnements de mangroves et peuvent supporter une température minimum de 18-20°C (Chapman, 1976 ; Ellison *et al.*, 1999 ; Plaziat *et al.*, 2001). *Avicennia* est le genre de végétaux de mangrove qui tolère les températures moyennes les plus froides et celle qui a la capacité de se développer en dehors des zones tropicales vers les zones tempérées notamment à la faveur de courants chauds (Duke *et al.*, 1998 ; Quisthoudt *et al.*, 2012). Ce climat chaud, traduit par la présence de ces pollens tropicaux à subtropicaux, diffère très fortement des conditions froides existantes au niveau des hautes latitudes que nous connaissons aujourd'hui. L'extension des mangroves à de si hautes latitudes durant le Paléogène est directement corrélée aux optimums climatiques existants de la fin du Paléocène à l'Eocène inférieur : PETM (ETM1), ELMO (ETM2), ETM3 et EECO (*cf* chapitre 2 ; Weijers, 2007 ; Sluijs, 2008 ; Zachos, 2008) (Figure 82). Durant cette période de *greenhouse* Paléocène/Eocène, les températures moyennes de

l'atmosphère et des eaux de surfaces ont alors pu être suffisamment fortes pour permettre le développement d'une mangrove et de forêts tropicales à ces hautes latitudes. La présence dans les échantillons de ces pollens *Avicennia* pourrait apporter, en plus d'une indication climatique, une possible nouvelle contrainte sur les âges. Selon cette hypothèse où la présence du pollen d'*Avicennia* marquerait l'optimum climatique, il est possible de remettre en cause l'âge « Upper Eocene – Lower Oligocene / NP18-NP23 » donné par les nanofossiles à 917m et utilisé dans le découpage proposé dans le chapitre 4 de ce manuscrit. Ce nanofossile étant alors dans ce cas du à une retombée lors du forage (Figure 81). Il est alors possible de proposer une seconde hypothèse de découpage stratigraphique du puits Reindeer D-27 à partir des données polliniques pour les séquences post SB6 (Figure 81). Si ces pollens tropicaux marquent bien l'optimum climatique Paléocène-Eocène ils pourraient être également des marqueurs stratigraphiques dans le cas de l'Arctique en plus d'être des marqueurs climatiques. Néanmoins, il est impossible de savoir, dans le cas du Bassin Arctique, si la présence d'*Avicennia* marque l'optimum thermique paléogène uniquement ou s'il peut être présent à d'autres moments lors de pics climatiques chauds (MECO par exemple ; Figure 82). En effet, c'est la seconde fois seulement que ce pollen est observé en domaine arctique (la première dans Salpin *et al.*, 2016 – *in prep.*), il n'y a aucun travaux à l'heure actuelle sur son extension et son écologie en domaine arctique. Ceci est un fait important, car on ne peut alors pour le moment uniquement proposer une seconde hypothèse de découpage stratigraphique sans remettre formellement en cause le découpage proposé dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

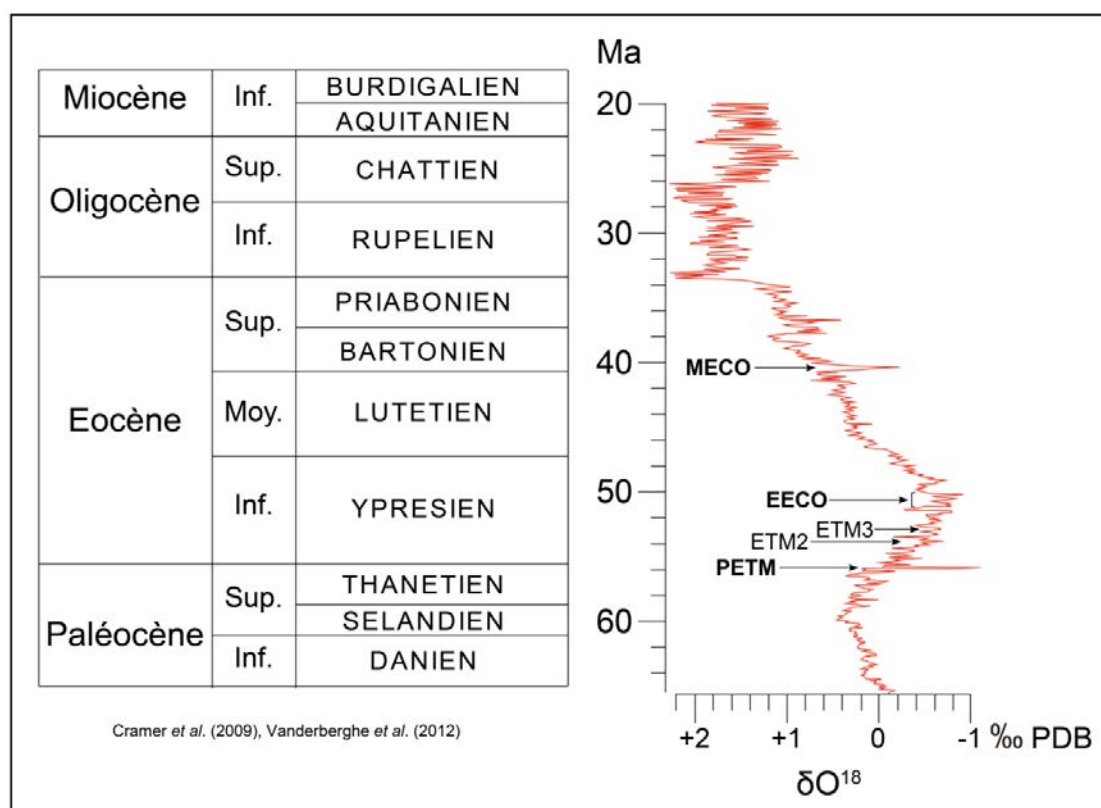


Figure 82 : Variations du delta O18 pour le Paléogène (modifié d'après Cramer *et al.*, 2009 et Vanderberghe *et al.*, 2012)

Les pollens d'*Avicennia* donnent également une information en termes de transport et de distance par rapport au littoral. En effet ces pollens, tout comme ceux des *Cupressaceae*, sont très

fragiles et ne se transportent donc pas sur de grandes (Maumont *et al.*, 2009). La mangrove se développait donc au niveau du littoral proche ou dans le Delta de Mackenzie au niveau de sa plaine deltaïque.

Les éléments mésothermes (tempérés-chauds) sont fréquents mais peu abondants. Les pollens des arbres méo-microthermes (tempérés froids), tels que *Tsuga* et *Cedrus*, sont quasi-absents tandis que ceux des arbres microthermes (boréaux) n'ont pas été observés. Ceci est concordant avec un climat chaud associé à l'optimum climatique Paléocène/Eocène inférieur interprété grâce à la présence de pollens d'*Avicennia*.

Un dernier élément va permettre de valider la réévaluation de l'âge NP18-NP23 fourni par les nannofossiles. Les kystes de dinoflagellés sont très peu nombreux sauf dans l'échantillon le plus supérieur. Y a été trouvé *Apectodinium* spp. (*A. parvum* et *A. homorphum*), *Wetzelia articulata*, *Phthanoperidinium geminatum*, le complexe *Glaphyrocysta-Adnatosphaeridium*, *Spiniferites* spp. et *Operculodinium centrocarpum*. Cet assemblage de dinoflagellés correspond à un âge Eocène inférieur (Yprésien). De plus, la fougère *Azolla* (Eocène moyen) est quasi absente (Figure 81).



Figure 83 : Pyrite fromboïde observée dans les sédiments du Delta de Mackenzie.

De la pyrite fromboïde est observée dans les lames palynofaciés des sédiments du puits Reindeer D-27 (Figure 81) et également dans les autres puits étudiés (Adlartok P-09 et Amerk-09) ; (Figure 83). La présence de pyrite (FeS_2) indique un environnement réducteur où le fer est piégé dans la pyrite. D'une manière générale, la [pyrite](#) se forme lorsque le fer ferreux (Fe^{2+}) des sédiments entre en contact avec de l'hydrogène sulfuré (H_2S). En milieu marin, le H_2S provient essentiellement de la réduction bactérienne des sulfates (SO_4^{2-}). En conditions réductrices, le fer ferreux réagit avec les ions sulfures pour former des minéraux de pyrites (Wilkin & Barnes, 1997). La pyrite fromboïde se forme préférentiellement dans les sédiments où le front redox est à proximité de l'interface eau/sédiment (Wilkin & Barnes, 1997). La présence

de pyrite framboïde dans nos sédiments du Delta de Mackenzie indique des sédiments en contexte réducteur dans la zone de sulfato-réduction avec un front RedOx situé juste sous la surface eau/sédiment. Ceci montre donc un environnement réducteur des sédiments situés sous ce front RedOx et non une colonne d'eau anoxique, comme cela a déjà été suggéré par les concentrations en éléments traces et majeurs (*cf* introduction de ce chapitre).

La présence du front RedOx sous l'interface eau-sédiment est confirmée par la présence dans les sédiments de bioturbations en surface (*cf* chapitre 3) et notamment des Chondrites (*Cruziana* ichnofaciès) qui se développent sur des fonds mal oxygénés en prélude à l'anoxie (Benton et Harper, 1997 ; Gerard et Gromley, 2008).

Cet environnement réducteur permet la formation de minéraux de pyrites framboïdes et suggère la possibilité d'y préserver de la matière organique. Dans le puits Reindeer D-27, les lames palynofaciès présentant des minéraux de pyrite ne sont pas nécessairement liées à des TOC plus forts (Figure 81). Dans le puits Reindeer D-27, aucune corrélation entre les valeurs de TOC et la présence de pyrite ne peut être faite. Ceci est lié au peu de lames palynofaciès disponible pour ce puits limitant l'interprétation des relations entre TOC et pyrite. Cette observation n'est donc n'est pas un résultat utilisable.

5.2.3. Puits Adlartok P-09 : partie distale au nord-ouest du Delta de Mackenzie

5.2.3.1. Détritisme

Le puits Adlartok P-09 se situant au nord-ouest du delta, est un des deux puits les plus distaux de notre étude dans le Delta de Mackenzie, et doit donc à priori montrer une signature détritique peu importante. Comme dans le cas du puits Reindeer D-27, les courbes des éléments traces et majeurs marquant les apports détritiques montrent un décalage dans les enrichissements des éléments au niveau de la SB6 (Figure 84). De part et d'autres de la SB6, les variations des enrichissements en éléments majeurs et traces sont différentes. Ti, Zr, Si et Mg varient de façon semblable avec des enrichissements globalement plus importants au-dessous de la SB6 (Figure 84) contrairement au puits Reindeer D-27 qui voyait les enrichissements plus importants au-dessus de la SB6 (Figure 81). Les enrichissements en ces éléments traces et majeurs marquant le détritisme sont plus importants et présentent des variations fréquentes et importants avant la SB6 alors qu'au-dessus de la SB6 les variations sont presque absentes et l'enrichissement en éléments traces et majeurs est constant et moins important que sous la SB6. Al_2O_3 montrent un enrichissement global depuis le Paléocène jusqu'à l'Eocène et marquent également un changement dans les variations de la courbe au niveau de la SB6 (Figure 84). Ces variations sont plus fréquentes et de plus fortes amplitudes au-dessous de la SB6 qu'au-dessus. K montre une signature un peu différente des autres courbes car juste avant la SB6, il y a une période de fort appauvrissement en K durant la séquence S6 (Paléocène supérieur/Eocène inférieur) (Figure 84). Néanmoins on observe bien un changement de signature au niveau la SB6, et des variations plus fortes et plus fréquentes de l'enrichissement en K qui est globalement plus fort durant la S7 (Paléocène inférieur).

Comme cela a été abordé pour le puits Reindeer D-27, la SB6 marque la migration du Delta de Mackenzie vers le sud-est. En effet, durant le Paléocène, le delta est situé beaucoup plus à l'ouest qu'actuellement avec des apports de direction ouest-est. Le puits Adlartok P-09 était en position proximale durant le Paléocène (avant la SB6), il recevait donc directement et fortement les apports détritiques arrivant dans le delta. A partir de l'Eocène inférieur (après la SB6), le delta se déplace vers le sud-est et est dans une position presque similaire à sa position actuelle. Le puits Adlartok P-09 se retrouve alors en position distale (comme actuellement) et reçoit alors une très faible quantité des apports détritiques arrivant dans le Delta de Mackenzie à cause de sa position plus éloignée du littoral. Cette variation dans les apports sédimentaires est très bien marquée dans les enrichissements en éléments traces et majeurs. L'analyse du détritisme sur ces deux puits nous permet de voir de façon précise la migration du Delta de Mackenzie, et donc des apports sédimentaires associés, dans le temps et l'espace.

Les mesures en éléments traces et majeurs ont montré la présence de baryte dans les sédiments du puits Adlartok P-09 et également du puits Amerk O-09 qui sera abordé dans la partie suivante. La présence de baryte marque le paléo-contact entre la zone de sulfato-réduction et la zone de méthanogénèse où le méthane est produit (sulfate-méthane transition –SMT ; Arning *et al.*, 2015). Dans le cas du Delta de Mackenzie, la limite entre la zone de sulfato-réduction et la zone de méthanogénèse est donc située sous le front RedOx, plus en profondeur dans les sédiments (Arning *et al.*, 2015). La présence d'une zone de méthanogénèse dans les sédiments est cohérente avec la présence de méthane (également sous forme d'hydrates de gaz) en quantité non négligeable observé dans le Delta de Mackenzie (Osadetz, 2005).

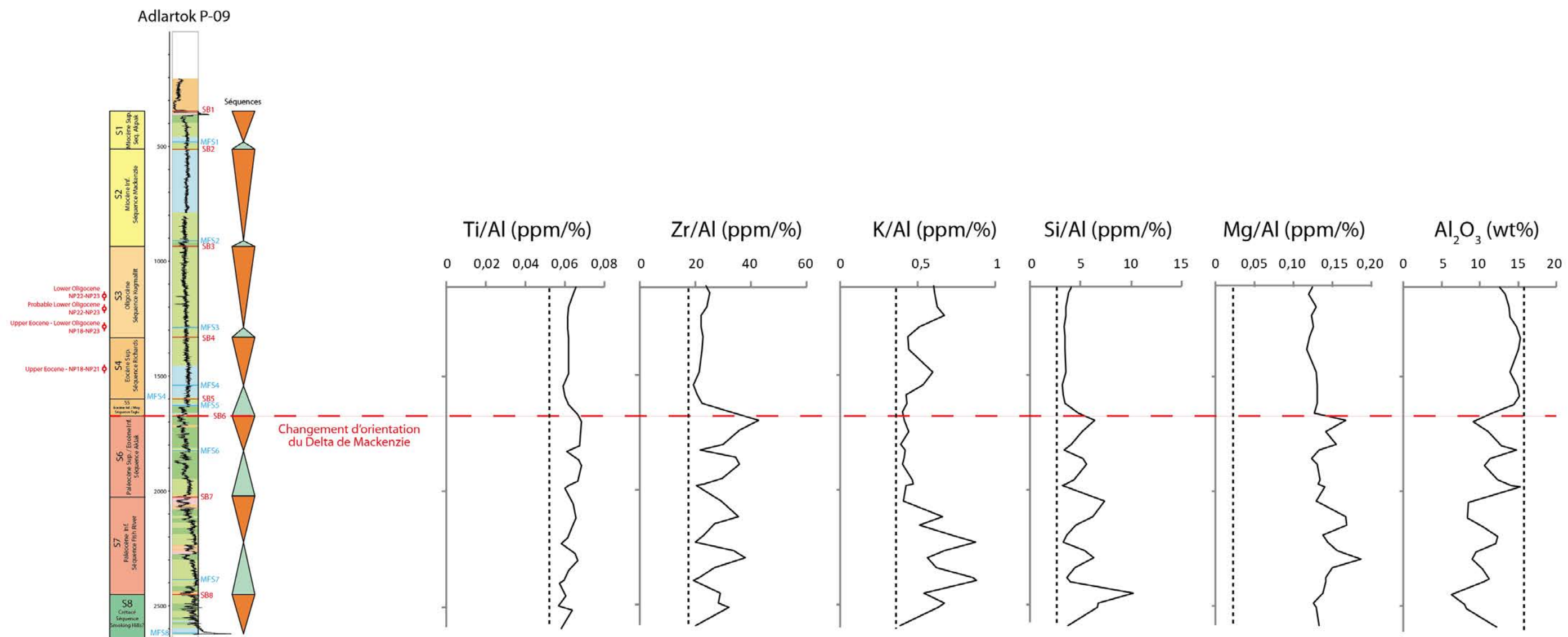


Figure 84 : Eléments traces et majeurs marquant le détritisme pour le puits Adlartok P-09 : à gauche le découpage stratigraphique du puits.

5.2.3.2. Contenu en carbone organique :

Les valeurs de TOC dans le puits Adlartok P-09 sont globalement faibles et varient entre 1.5% et 3% avec quelques pics à 4%-5% et un pic à 9% (Figure 87). Les valeurs de HI inférieures à 200 et les valeurs de OI fortes variant globalement entre 100 et 400 sont caractéristiques d'une matière organique d'origine continentale. Durant la S7 (Paléocène inférieur), les TOC varient autour de 1% avec un pic vers 4%. Durant la S6, les valeurs de TOC augmentent un peu et varient autour de 2-2.5% avec un pic à 4% juste avant la SB6 probablement dû à des dépôts de lignite car situé dans un environnement de plaine deltaïque. Durant la S5, l'enregistrement des valeurs de TOC n'est pas complet. A partir de la S4, les valeurs de TOC commencent à devenir constantes avec une légère tendance à la diminution jusqu'à la fin de la S2 avec un pic notable à 9% très probablement dû à des dépôts de charbon ou de lignite car situé dans un environnement de plaine deltaïque. Ensuite les TOC deviennent plus forts avec des valeurs jusqu'à 4-5%.

C'est donc durant le Paléocène, lorsque le puits Adlartok P-09 reçoit directement les apports du delta, que les TOC sont les plus « forts ». A partir de l'Eocène, le puits Adlartok P-09 s'éloigne des apports du delta, les TOC diminuent. Comme cela a été montré dans le puits Reindeer D-27, les apports en matière organique continentale amenés par le flux détritique contrôlent donc directement les valeurs du TOC dans le delta.

Globalement tous les faciès et toutes les séquences transgressives et régressives présentent des valeurs de TOC entre 1 et 3% en moyenne. Néanmoins deux choses peuvent être notées. Les forts pics de TOC observés et liés à la présence de charbon et/ou de lignites semblent être globalement situés à la fin des cortèges progradants dans les faciès sédimentaires proximaux de plaine deltaïques, comme cela a été observé dans le cas des charbons du puits Reindeer D-27. Il semble donc que les TOC varient selon des cycles de transgression-régression de 3^{ème} ordre. Les faciès plus distaux comme les fronts de delta distal ou prodelta montrent également des TOC un peu plus importants que la moyenne.

L'étude des palynofaciès du puits Adlartok P-09 montre une forte dominance des phytoclastes opaques à semi-opaques, les translucides étant en faible proportion (Figure 85). Les phytoclastes, surtout les opaques à semi-opaques, sont en fragments plutôt équants et de petite taille. Les pollens et les spores sont en proportion plus importante que dans le puits Reindeer D-27. La matière organique amorphe et fluorescente ainsi que les phytoclastes gélifiés sont peu présents dans les palynofaciès. Quelques rares algues marines et dinoflagellés ont été observés dans les faciès les plus distaux (prodelta à front de delta distal). La dominance des débris végétaux confirme l'origine principalement continentale de la matière organique observée. Les palynofaciès faciès recouvrent mieux l'ensemble des séquences stratigraphiques par rapport au puits Reindeer D-27. Il est possible de voir une évolution des palynofaciès selon les séquences transgressives et régressives. Il semble que les phytoclastes opaques à semi-opaques sont plus nombreux dans les séquences transgressives et autour des MFS que dans les séquences régressives et autour des SB (Figure 85).

Néanmoins, le manque de lame palynofaciès sur les autres puits (notamment Reindeer D-27 et Toapolok O-54) ne permet pas de confirmer cette première observation.

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé

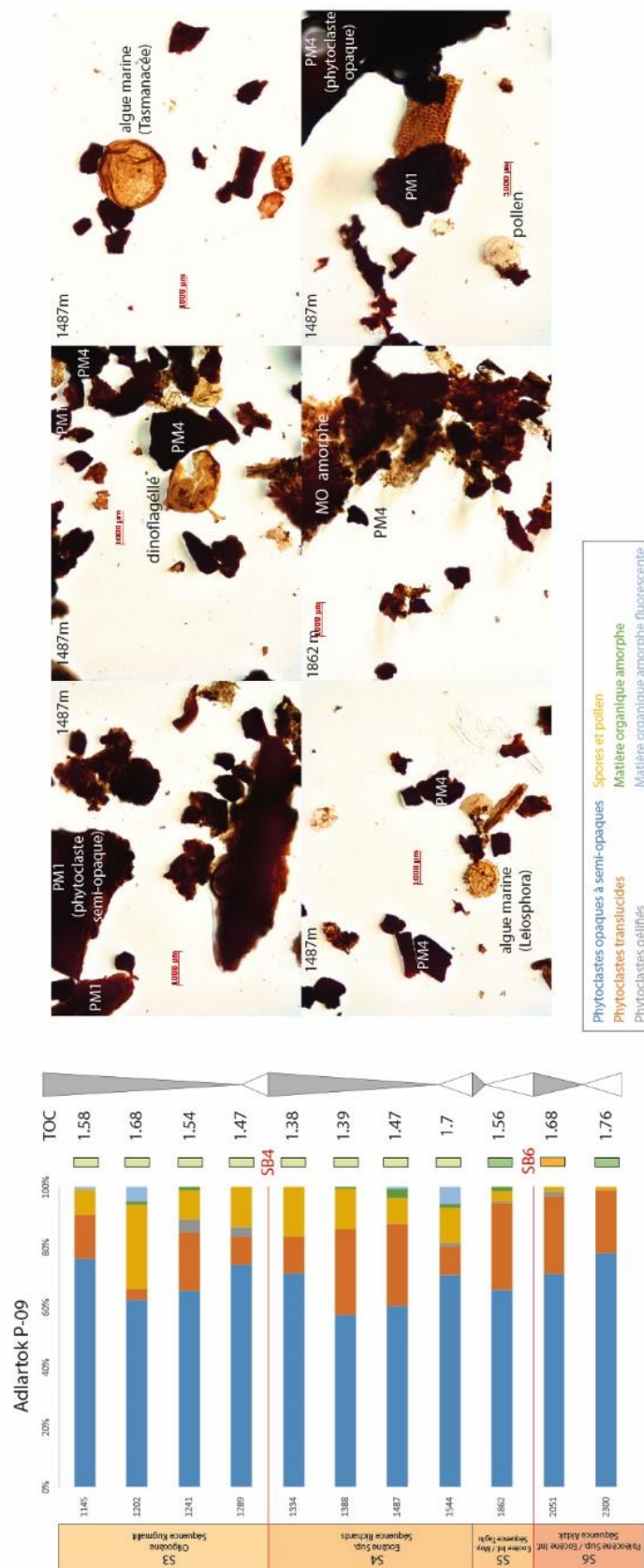


Figure 85 : Position et exemples des palynofaciés du puits Adlartok P-09. Variations des séquences transgressives et régressives. Découpage stratigraphique pas à l'échelle.

5.2.3.3. Cortège argileux

Dans le puits Adlartok P-09, contrairement au puits Reindeer D-27, les proportions d'argiles varient peu au cours du temps (Figure 87). On peut toutefois noter que la Chlorite et l'Illite varient globalement de la même façon et que la kaolinite varie de façon anti-corrélée à elles. La chlorite et l'illite sont les plus abondantes, le rapport (smectite+kaolinite)/(Illite+Chlorite) montre bien une érosion dominante mécanique. Les deux pics où la proportion de kaolinite augmente sont directement liés au climat qui entraîne une érosion plus hydrolysante à ces deux périodes (Figure 87). Un pic de kaolinite est lié à un pic de TOC à 9%, néanmoins cette unique observation ne permet pas de tirer une conclusion sur le lien entre TOC et kaolinite, ce qui va être confirmé dans le paragraphe suivant par les analyse géostatistiques effectuées.

Des analyses géostatistiques ont été effectuées sur les données disponibles. Pour plus de 54% des échantillons, l'analyse en composante principale montre qu'aucune corrélation n'existe entre les différentes argiles (Figure 86). La smectite est opposée aux éléments normalisés sur Al qui sont en grandes partie influencé par le détritisme ainsi qu'aux autres argiles et à Al₂O₃. Le TOC ne semble montrer aucune corrélation avec les autres variables. Des études géostatistiques plus poussée et associées à une analyse au MET, qui n'ont pu être réalisé dans le cadre de cette étude, donneraient plus d'éléments pour comprendre le comportement du TOC en fonction des argiles, le comportement desdites argiles et particulièrement de la smectite dans ce puits.

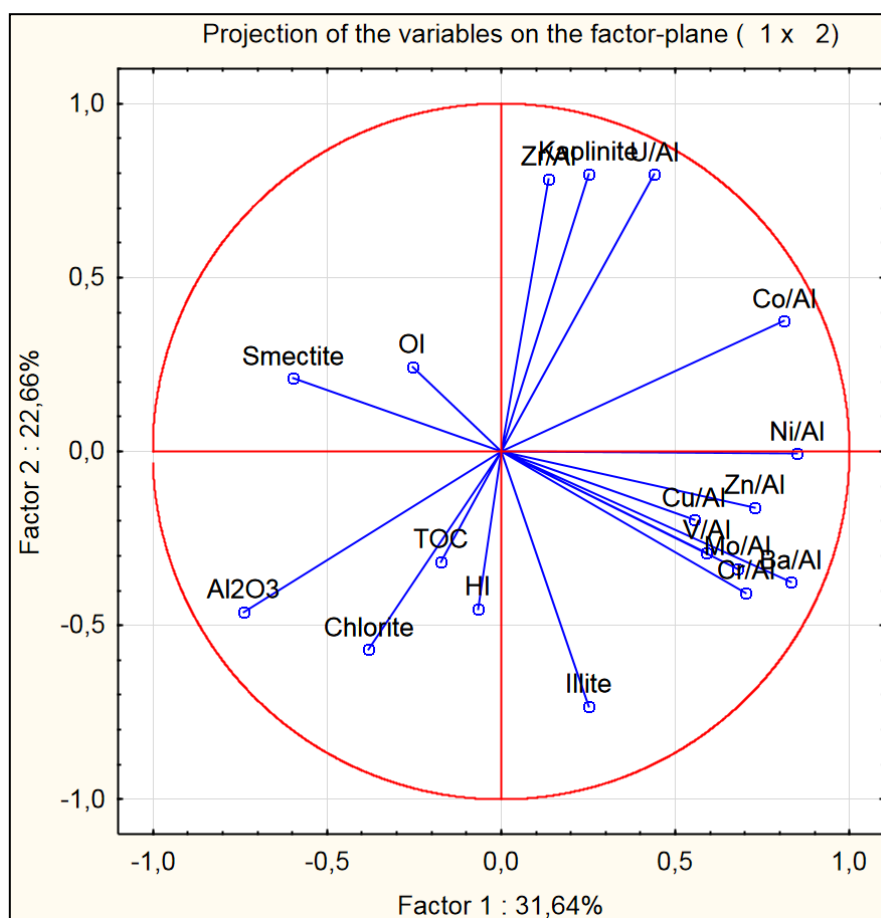


Figure 86 : Analyse en composante principale du puits Adlartok P-09.

5.2.3.4. Analyse pollinique

Treize échantillons ont été traités et analysés (Figure 87) : 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 (= pollens attribués à des genres ou familles), ce qui est assez moyen pour neuf échantillons. La flore pollinique est relativement riche en *Cupressaceae*, pollen ne se transportant pas sur de grandes distances comme cela a été dit précédemment. Cette importante proportion de *Cupressaceae* traduit la proximité de la zone de production en pollens, car même si le puits Adlartok P-09 est situé dans la zone distale du delta pendant l'Eocène, il reçoit bien évidemment une partie des apports sédimentaires détritiques arrivant dans le delta. La flore pollinique d'Adlartok P-09 est uniformément dominée par les éléments méga-mésothermes (subtropicaux). Un seul élément mégatherme (*Amanoa*) a été observé dans l'échantillon le plus inférieur dans la S5 (Eocène inférieur-Eocène moyen) ce qui est cohérent avec l'optimum thermique de l'Eocène inférieur. Les éléments mésothermes (tempérés-chauds) sont fréquents. Les pollens des arbres méo-microthermes (*Tsuga* et *Cedrus* par exemple) sont modestement mais continuellement représentés et ceux des arbres microthermes (boréaux) sont peu nombreux. Ces pollens proviennent de zones en altitudes (chaines de montagnes proches) plus froides et ne donnent pas, dans le cas du BMB, une information climatique mais plutôt une indication en terme de transports puisqu'ils sont peu nombreux par rapport aux pollens de climats chauds. Les éléments méso-microthermes et microthermes (tempérés-chaud et boréaux) sont plus nombreux dans le puits Adlartok P-09 que dans le puits Reindeer D-27 pour la même période. Ceci est lié à la distance au littoral des deux zones forées. En effet, les pollens à ballonnets des climats froids (tempérés-froids et boréaux) sont plus résistants et flottent mieux (Heusser et Balsam, 1977 ; Fauquette *et al.*, 1999 ; Beaudouin *et al.*, 2005), on les retrouve logiquement dans des zones plus éloignées du littoral plutôt en domaine distal. C'est pour cela qu'ils sont plus présents dans le puits Adlartok P-09 que dans le puits Reindeer D-27 durant l'Eocène. Ces pollens des climats froids sont donc bien des marqueurs du transport en plus d'être marqueurs de climats.

Les kystes de dinoflagellés sont peu nombreux sauf dans l'échantillon à 1544 m (Figure 87). *Azolla* est très rare.

Les données polliniques sur le puits Adlartok P-09 confirment donc le découpage stratigraphique proposé dans le chapitre 4 et marque bien la période d'optimum climatique Eocène dans le BMB (Figure 87).

De la pyrite fromboïde est également observée dans les palynofaciès du puits Adlartok P-09. Elles sont associées à des TOC de 1 à 2-3%. Selon ce qui a été développé sur la pyrite dans le puits Reindeer D-27, il est possible d'expliquer la préservation de la matière organique à l'origine de ces valeurs de TOC, par la présence de conditions réductrices caractérisées par la présence de minéraux de pyrite fromboïde. Ceci sera également observé dans le puits Amerk O-09.

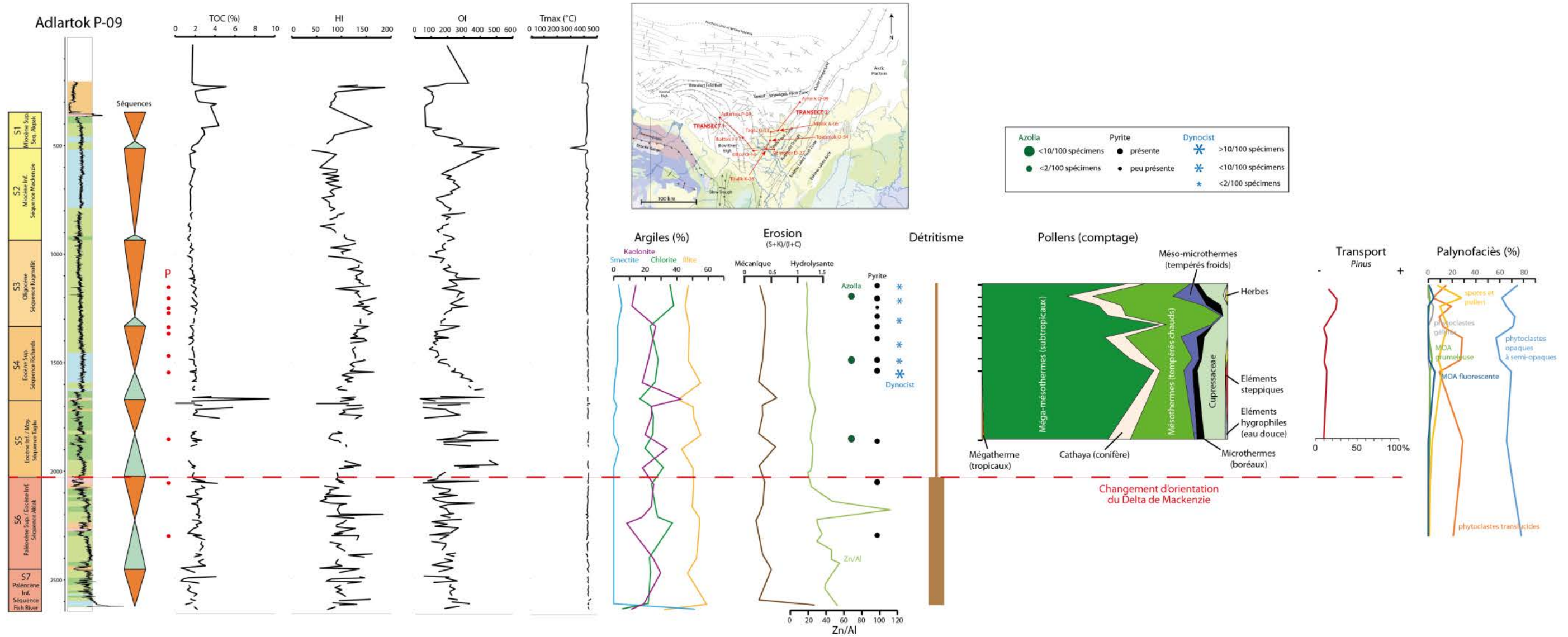


Figure 87 : Corrélation des données concernant le puits Adlartok P-09 : le découpage stratigraphique du puits, la position des lames palynofaciès, les résultats de la pyrolyse Rock-Eval (TOC, HI et OI), les proportions des argiles présentes (chlorite, illite, kaolinite et smectite), le type d'érosion (mécanique ou hydrolysante) déterminée à partir des proportions d'argiles par le rapport (smectite+kaolinite)/(illite+chlorite), le détritisme déterminé à partir des éléments traces et majeurs et représenté ici en relatif (cf figure 1), les palynomorphes présents (pollens, Azolla, dinoflagellés, pollens de pin), les proportions de palynofaciès et enfin la présence de pyrite.

5.2.4. Puits Amerk O-09 : partie distale est du Delta de Mackenzie

5.2.4.1. Détritisme

Le puits Amerk O-09, se situant au nord-est du delta, est le second puits en position distale utilisé dans le cadre de cette étude. Les courbes en éléments traces marquant les apports détritiques montrent des signatures différentes que pour les puits Reindeer D-27 et Adlartok P-09 (Figure 88). Il n'y a pas de changement majeur de signature des éléments au niveau de la SB6 dans le puits Amerk O-09. Les apports détritiques semblent être globalement constants dans le puits. Néanmoins, des petits changements apparaissent au niveau de la SB6. Pour le Ti, le Zr, le K et l' Al_2O_3 , on note un léger enrichissement après la SB6. Dans le cas du Si, l'enrichissement devient stable après la SB6, alors qu'il varie avant la SB6. L'enrichissement en Mg reste constant malgré un fort enrichissement à la SB7 associée à un enrichissement ponctuel en Ti, en Zr, en Si et en Al_2O_3 (Figure 88). Ces enrichissements ponctuels forts traduisent un événement ponctuel de fort détritisme. Cet événement est associé à un pic de TOC qui est alors un autre exemple qui montre le lien entre les apports détritiques et les dépôts de matière organique dans le bassin.

Les signatures en éléments traces et majeurs montrent des apports détritiques globalement constant dans l'enregistrement du puits Amerk O-09 avec néanmoins une variation des signatures au niveau de la SB6 associée à la période de migration du Delta de Mackenzie (*cf* chapitre 4) (Figure 88). On ne voit pas une arrivée ou une disparition franche du détritisme comme c'est le cas dans les puits Reindeer D-27 et Adlartok P-09. Le puits Amerk O-09 semble enregistrer des apports détritiques tout le temps. Comme cela a été proposé dans le chapitre 4 à partir de l'étude de la signature Gamma Ray et du modèle d'électrofaciès (*cf* chapitre 3), une hypothèse possible pour expliquer ce détritisme présent tout le temps (avec néanmoins des variations dans les courbes au niveau de la SB6), dans le puits Amerk O-09 est l'existence d'un delta plus petit à l'est du Delta de Mackenzie. Celui-ci drainerait alors des terrains différents de ceux drainés par le Delta de Mackenzie expliquant les signatures différentes en éléments traces et majeurs. Lors de sa migration, le Delta de Mackenzie aurait petit à petit fusionné avec ce petit delta créant le complexe deltaïque que nous connaissons actuellement. La péninsule de Tuktoyaktuk (*cf* figure 2, chapitre 2) que nous connaissons actuellement pourrait être un vestige de ce delta secondaire. En effet, cette péninsule est une extension de la plaine deltaïque du Delta de Mackenzie vers l'est. Le puits Amerk O-09 a été situé durant toute cette période en position plutôt distale par rapport au littoral et a enregistré principalement des dépôts de front de delta à prodelta/offshore. Néanmoins on note une progradation globale du delta vers le bassin à partir de l'Oligocène, ce qui est bien enregistré par les diagraphies Gamma Ray (et le modèle d'électrofaciès) le puits Amerk O-09 avec des apports détritiques grossiers plus fréquents liés au delta plus proche.

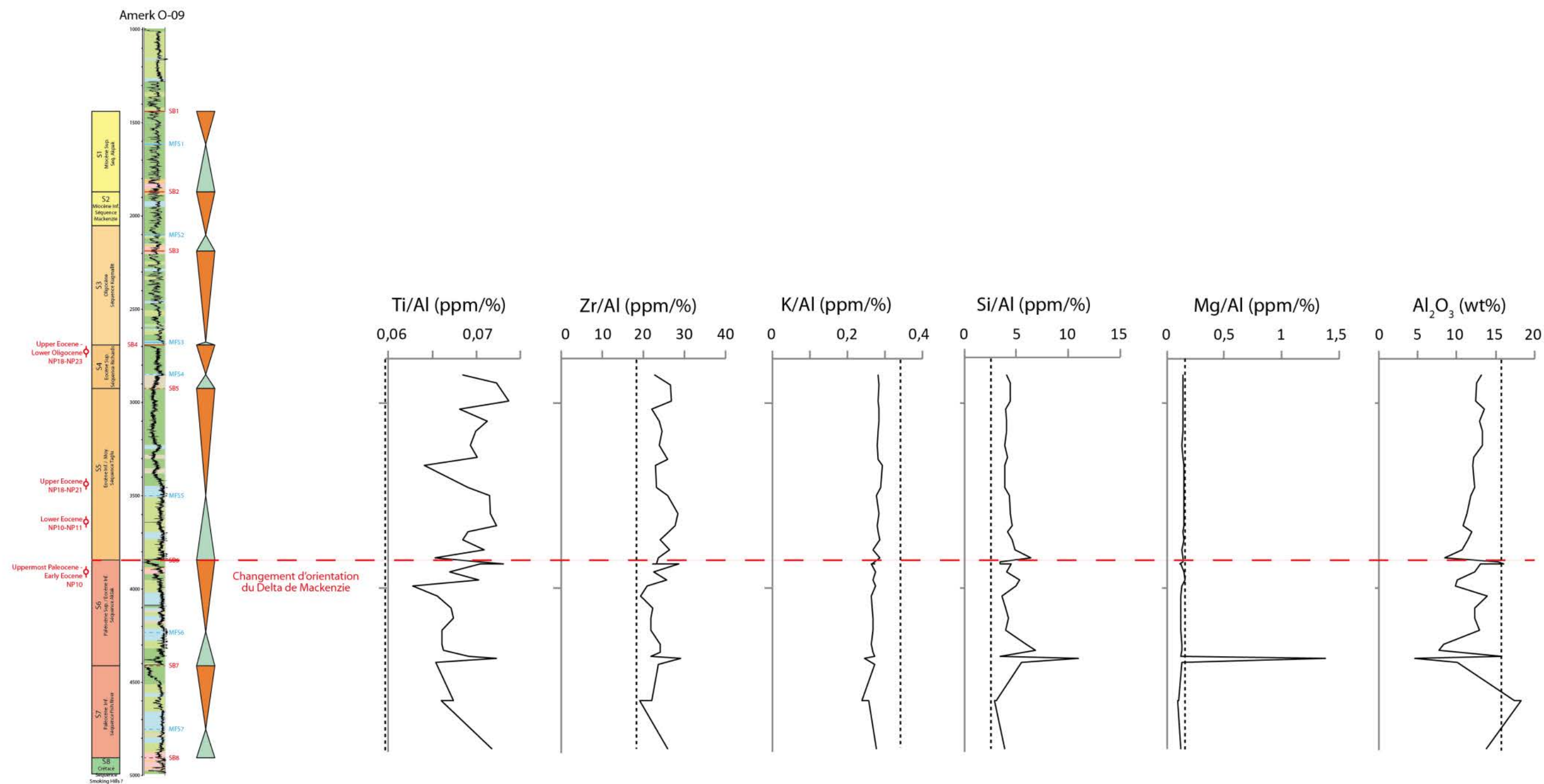


Figure 88 : Eléments traces et majeurs marquant le détritisme pour le puits Amerk O-09 : à gauche le découpage stratigraphique du puits.

5.2.4.2. Contenu en carbone organique

Dans le puits Amerk O-09, les valeurs de TOC varient de 0.5 à 5 % pour les pics les plus importants (Figure 91). Les valeurs de HI majoritairement inférieures à 200 et les valeurs de OI fortes variant entre 100 et 400 en moyenne (avec localement des pics plus forts) sont caractéristiques d'une matière organique d'origine continentale (Figure 91). Les pics de HI avec des valeurs entre 300 et 600 semblent traduire une influence marine locale sur les dépôts de matière organique. Néanmoins, les TOC associés à ces pics de HI sont trop faibles (inférieur à 3%) et les dépôts riches en argile. Ceci empêche d'interpréter ces pics de HI en raison d'un très probable effet de matrice minérale qui fausse les valeurs de HI (cf chapitre 1). Durant la S7, les TOC varient autour de 0.5-1% avec des pics entre 2 et 3.5%. De la séquence S6 à S4 (SB6 à SB4) les TOC sont faibles et varient autour de 1% avec une légère tendance à l'augmentation vers S4. A partir de la séquence S3 les TOC augmentent et varient autour de 1.5% avec plusieurs pics entre 3 et 5%. Cette augmentation et ces pics sont corrélés avec le moment où le Delta de Mackenzie prograde vers le bassin, les apports détritiques sont donc plus importants dans le puits Amerk O-09. On observe dans ce puits également une augmentation des TOC en même temps que les apports détritiques sont plus forts.

Dans le puits Amerk O-09, il semble également que les TOC varient selon les séquences transgressives-régressives, bien que cela soit moins clair que dans les deux précédents puits. Les TOC semblent plus fort à la fin des séquences de progradation dans les faciès de plaine deltaïque et de barres d'embouchure.

L'étude des palynofaciès du puits Amerk O-09 montre une dominance des phytoclastes, ce qui confirme l'origine continentale de la matière organique observée (Figure 89). Les phytoclastes opaques à semi-opaques sont moins présents que dans le puits Adlartok P-09, globalement les phytoclastes translucides sont plus présents. Les cuticules (PM3) sont en proportion importantes dans le puits Amerk O-09 alors qu'elles sont peu présentes dans les autres puits. Les phytoclastes sont en fragments plutôt équants et de petite taille. Les spores et pollens sont présents dans les mêmes proportions que dans le puits Adlartok P-09 et donc en plus grande proportion que dans le puits Reindeer D-27. Tout comme dans le puits Amerk O-09, la matière organique amorphe et les phytoclastes gélifiés sont très peu présents. Quelques rares algues marines et dinoflagellés ont été observés dans les faciès les plus distaux (prodelta à front de delta distal).

Comme dans le cas du puits Amerk O-09, les palynofaciès semble recouvrir les séquences stratigraphiques de façon assez bonne pour voir l'évolution de la composition des palynofaciès selon les séquences transgressives et régressives (Figure 89). La tendance observée dans le puits Adlartok P-09 entre séquences transgressives/MFS et phytoclastes opaques à semi-opaques n'est pas visible dans le puits Amerk O-09. Aucune tendance franche ne ressort entre variation des palynofaciès et séquences transgressives/régressives dans le cas du puits Amerk O-09, sinon une légère augmentation des phytoclastes des deux catégories lors des transgressions/MFS. Cette difficulté à observer de franches tendances entre composition des palynofaciès et séquences est très probablement dû au manque de lame palynofaciès disponibles dans les puits de cette étude.

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé

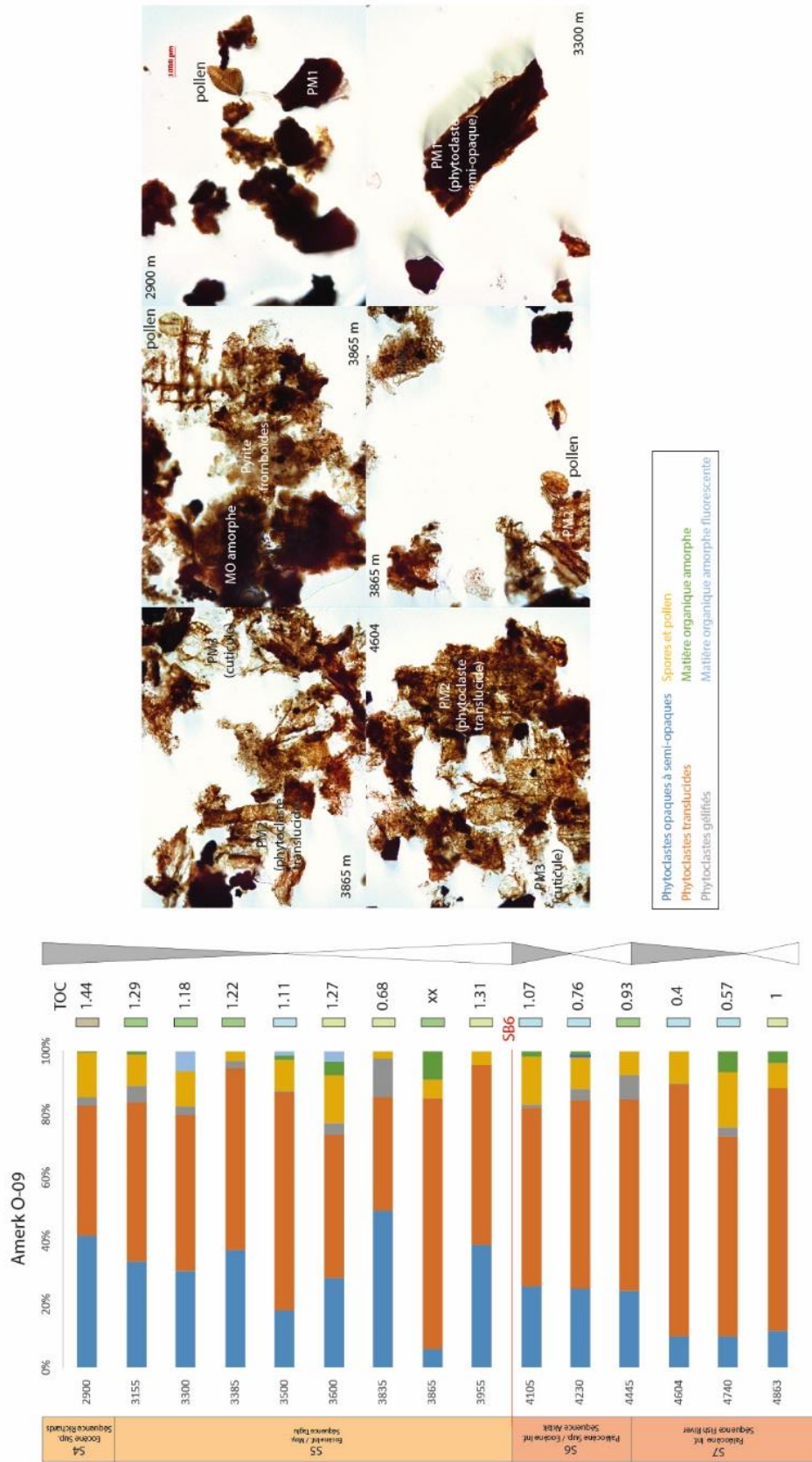


Figure 89 : Position et exemples des lames palynofaciés du puits Amerk O-09. Variations des séquences transgressives et régressives. Découpage stratigraphique pas à l'échelle.

5.2.4.3. Cortège argileux

L'argile dominante dans le puits Amerk 0-09 est l'illite, la kaolinite et la chlorite en proportions à peu près égales et variant toujours de façon opposée (Figure 91). La smectite est absente de ce puits. Le rapport kaolinite/(illite+chlorite) traduit une érosion avec une composante légèrement plus hydrolysante dans ce puits avant la SB6 que dans les puits Adlartok P-09 et Reindeer D-27, même si l'érosion dominante reste l'érosion mécanique avec son détritisme associé (Figure 91).

Des analyses géostatistiques ont été effectuées sur les données disponibles. Pour plus de 62% des échantillons, l'analyse en composante principale (ACP) ne montre pas de corrélations entre l'illite et le TOC comme c'était le cas pour le puits Reindeer D-27. Elles montrent également une anti corrélation entre le TOC et la kaolinite (Figure 90). Des études géostatistiques plus poussée et associées à une analyse au MET, qui n'ont pu être réalisées dans le cadre de cette étude, donneraient plus d'éléments pour comprendre le comportement du TOC en fonction des argiles et le comportement desdites argiles dans ce puits.

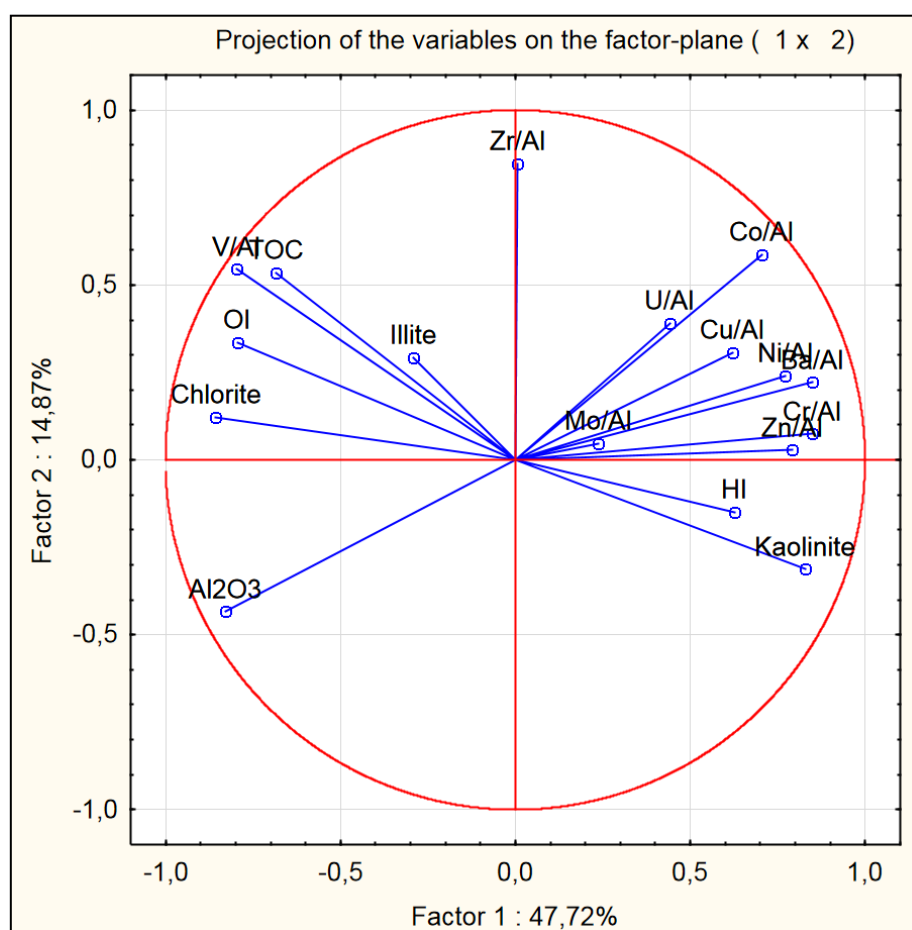


Figure 90 : Analyse en composante principale du puits Amerk 0-09.

5.2.4.4. Analyse pollinique:

Vingt-sept échantillons ont été traités et analysés (Figure 91) : dix-sept d'entre eux contenaient de palynomorphes (grains de pollen, spores, kystes de dinoflagellés) en quantité suffisante (à 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 (à 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 essentiellement, du Paléozoïque et du Mésozoïque) sont très nombreux, surtout dans la partie inférieure du forage jusqu'à 3455 m inclus. La flore pollinique d'Amerk O-09 est différente de celles observées dans les autres puits. Elle est plus pauvre en *Cupressaceae* que dans les autres puits, ce qui peut s'expliquer par la mauvaise préservation de leur pollen dès qu'il subit un certain transport. Néanmoins, dans le puits Adlartok P-09 qui est en position distale également on retrouve une des pollens de *Cupressaceae* en bonne proportion, comme a été décrit dans la partie sur le puits Adlartok P-09. La faible proportion des pollens de *Cupressaceae* dans le puits Amerk O-09 est due à la position distale du puits Amerk O-09, les pollens de *Cupressaceae* étant fragiles et ne se transportant pas sur de grandes distances. De plus, la flore pollinique d'Amerk O-09 est nettement plus riche en éléments tempérés froids (*Tsuga* principalement, *Cedrus*) et boréaux (microthermes) que celles des autres puits (Figure 91). Cette différence peut trouver sa cause soit dans un transport pollinique différent localement pour le site d'Amerk O-09 qui avantagerait les pollens à ballonnets des végétaux de climats froids ou d'altitude (Heusser et Balsam, 1977, Fauquette *et al.*, 1999 ; Beaudouin *et al.*, 2005), ou soit par l'effet d'une source montagnaise différente pour Amerk O-09 que pour les autres puits (Montagneuses Rocheuses au sud). La seconde hypothèse semble la plus probable. En effet, dans le chapitre 4 et plus tôt dans cette partie, il a été proposé l'hypothèse de l'existence d'un delta plus petit dans la partie est qui apportait une grande partie des sédiments déposés dans le puits Amerk O-09. En effet durant la S5 (Eocène inférieur à moyen), le Delta de Mackenzie n'avait pas encore terminé sa migration et devait pas encore avoir fusionné avec ce petit delta plus à l'est. Ce dernier pouvait alors drainer une source différente de celle du Delta de Mackenzie. La chaîne des Rocheuses a commencé son orogène un peu plus tôt que celle des Brooks et surtout avec une surrection très rapide et une érosion associée très forte dès le Crétacé (Tweto, 1975). Durant l'Eocène, les Rocheuses devait alors avoir une altitude probablement plus élevée que les Brooks associé à une forte érosion mécanique des reliefs, ce qui explique la présence plus importante dans le puits Amerk O-09 de pollens de végétaux tempérés-froids à boréaux qui se développaient à l'époque en haute altitude (provenant de l'érosion des reliefs des Rocheuses) compte tenu du climat plutôt chaud existant alors. Néanmoins, la position distale du Amerk O-09 par rapport au littoral explique également la bonne préservation et donc la présence des pollens à ballonnets des climats froids dans le puits, puisqu'il se transportent plutôt loin du littoral (Heusser et Balsam, 1977, Fauquette *et al.*, 1999 ; Beaudouin *et al.*, 2005).

Les kystes de dinoflagellés sont très peu nombreux, voire absents dans certains échantillons ayant livré des nannofossiles calcaires (à 3455 et 3665 m) (Figure 91). *Azolla* est peu représentée : là où ses spores sont les plus fréquentes, entre 3300 m et 2850 m, il est dénombré seulement 5 à 6 *Azolla* pour 100 grains de pollen. L'événement *Azolla* à proprement dit n'a soit pas été enregistré dans le puits Amerk O-09. Ceci est sûrement dû à l'écart important entre deux échantillons, le niveau *Azolla* a très bien pu ne pas être échantillonné. Néanmoins, l'enregistrement pollinique montre que l'*Azolla* se développait durant au moins la plupart de l'Eocène inférieur et moyen dans le puits Amerk O-09 et non uniquement durant la période de l'événement *Azolla* décrit dans le puits ACEX 302 à environ 48 Ma (Collinson *et al.*, 2009 ; Barke *et al.*, 2012). L'*Azolla* étant un végétal se développant en contexte climatique plutôt chaud, il est alors logique de le retrouver durant tout l'Eocène inférieur-moyen, période climatique chaude. Les plantes les plus thermophiles (mégathermes et mégamésothermes) prédominent dans les

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé

échantillons du puits Amerk O-09. On observe quelques légers maxima de plantes mégathermes où *Avicennia* est présent (à 3500 et 2850 m). Observés en épifluorescence, 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 périodes chaudes, comme cela a été expliqué dans le cas du puits Reindeer D-27, et de la proximité de la mangrove source dans la mesure où le pollen d'*Avicennia* se transporte mal.

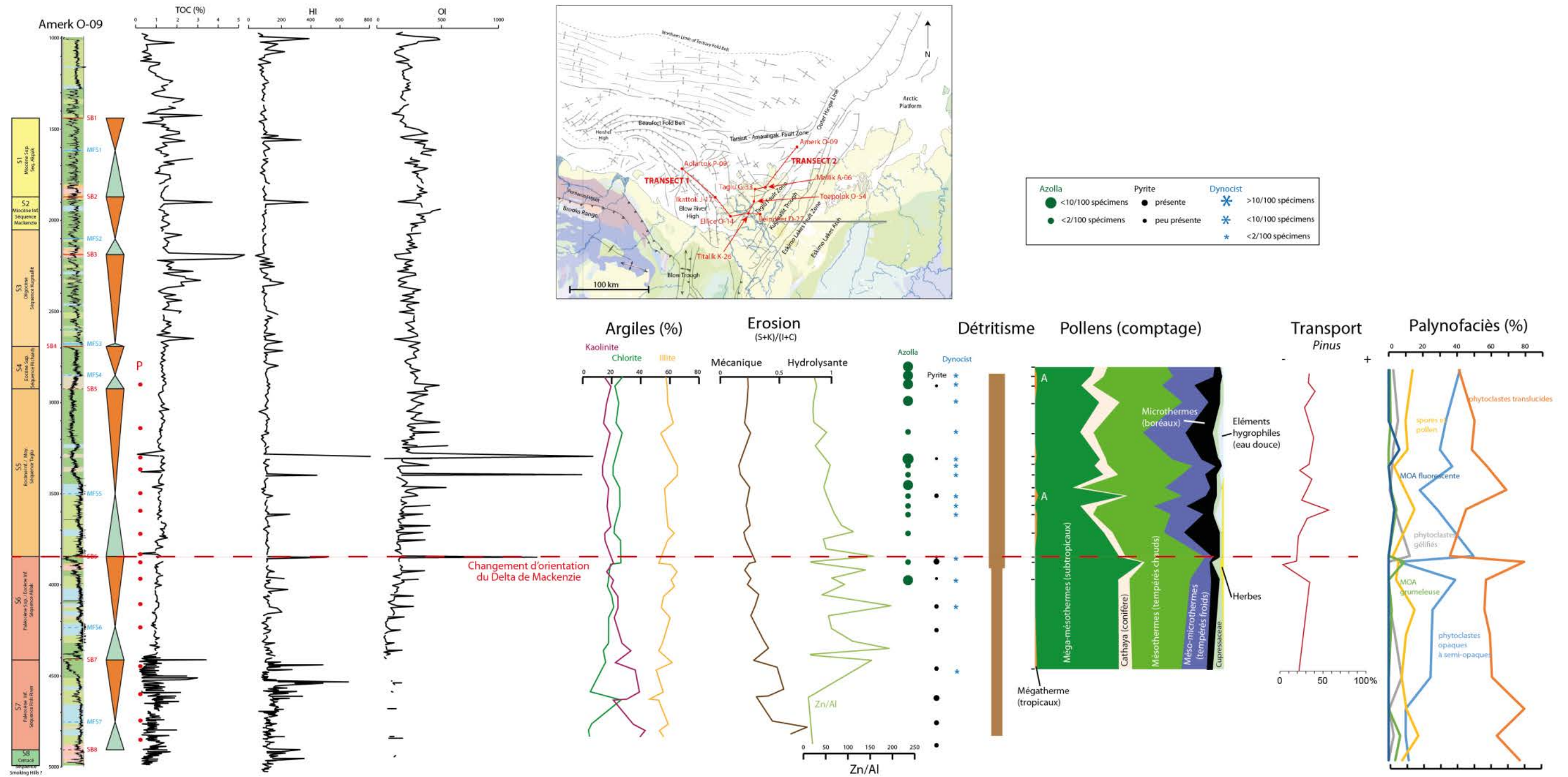


Figure 91 : Corrélation des données concernant le puits Amerk O-09 : le découpage stratigraphique du puits, la position des lames palynofaciès, les résultats de la pyrolyse Rock-Eval (TOC, HI et OI), les proportions des argiles présentes (chlorite, illite et kaolinite), le type d'érosion (mécanique ou hydrolysante) déterminée à partir des proportions d'argiles par le rapport (smectite+kaolinite)/(illite+chlorite), le détritisme déterminé à partir des éléments traces et majeurs et représenté ici en relatif (cf figure 1), les palynomorphes présents (pollens, Azolla, dinoflagellés, pollens de pin), les proportions des palynofaciès et enfin la présence de pyrite.

De la pyrite fromboïde est également observée dans les palynofaciès du puits Adlartok P-09. Elles sont associées à des TOC de 0,5 à 3%. Selon ce qui été développé sur la pyrite dans le puits Reindeer D-27, et comme dans le cas du puits Adlartok P-09, il est possible d'expliquer la préservation de la matière organique à l'origine de ces valeurs de TOC, par la présence de conditions réductrices caractérisées par la présence de minéraux de pyrite fromboïde.

5.2.5. Puits Toapolok O-54 : partie proximale du Delta de Mackenzie

Les analyses en majeurs et traces et en argiles n'ont pas été effectuées sur le puits Toapolok O-54 car trop peu d'échantillons étaient disponibles dans ce puits. Les données Rock-Eval ne donnent pas d'informations particulières, les valeurs de TOC sont globalement constantes et faibles, variant autour de 1% avec un pic à 7%, probablement du à des apports de lignites.

Les palynofaciès ne sont pas représentés sur la planche en figure 16 car ils sont trop peu nombreux, les courbes sur-interpréteraient les résultats. Les palynofaciès du puits Toapolok O-54 montrent globalement les mêmes proportions entre les constituants que dans le puits Reindeer D-27 (Figure 92). Les phytoclastes sont présents mais dans des proportions plus faibles dans les puits Adlarto P-09 et Amerk O-09. Il semble que les phytoclastes translucides sont plus importants que les opaques à semi-opaques. La matière organique amorphe et fluorescente est en proportion importante et est très probablement d'origine continentale, comme dans le puits Reindeer D-27. Les phytoclastes gélifiés sont présents mais en faible proportion. La composition des palynofaciès confirme l'origine continentale de la matière organique. Les palynofaciès du puits Toapolok O-54 sont en mauvaise état de conservation avec de petits fragments, les photos sont de très mauvaise qualité.

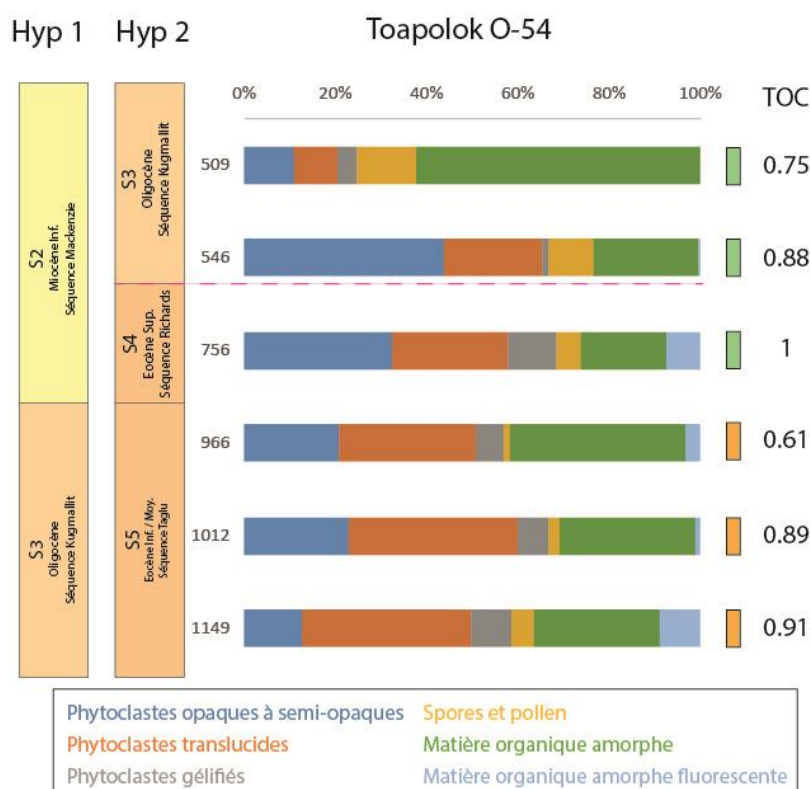


Figure 92 : Position et exemples des lames palynofaciès du puits Toapolok O-54. Découpage stratigraphique pas à l'échelle.

Les analyses qui nous intéressent pour le puits Toapolok O-54 sont les analyses polliniques (Figure 93) car elles vont apporter une confirmation sur le contexte climatique du Paléogène en Arctique et vont permettre de proposer une seconde hypothèse de découpage stratigraphique comme dans le cas du puits Reindeer D-27.

Six échantillons (à 509, 546, 756, 966, 1012 et 1149 m) ont été préparés et analysés (Figure 93). 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 (= pollens attribués à des genres ou familles), ce qui en fait une palynoflore assez riche pour six échantillons seulement. Les kystes de dinoflagellés sont assez rares et se trouvent concentrés dans les quatre échantillons inférieurs (à 756, 966, 1012 et 1149 m). *Azolla* n'a pas été observé. L'ensemble de la flore pollinique est dominée par les éléments méga-mésothermes (subtropicaux) et mésothermes (tempérés-chauds.). Les *Cupressaceae* sont présents dans les mêmes proportions que dans les puits Reindeer D-27 et Adlartok P-09. Ces pollens n'ayant pas subi un très long transport du fait de leur fragilité, comme cela a été abordé plus haut, le puits Toapolok O-54 est donc bien en position proximale durant cette période et proche du littoral et des apports détritiques. La flore pollinique de Toapolok O-54 contient six éléments mégathermes cantonnés dans les quatre échantillons inférieurs (de 1149 à 756 m), avec deux éléments de mangrove, le pollen d'*Avicennia* (fragile et qui ne se transporte pas sur de grandes distances) et le pollen de *Nypa* (Figure 93), observés dans des environnements proximaux de plaine deltaïque. C'est la première fois qu'il est observé durant le Paléogène dans le Bassin Arctique. L'association de ces deux pollens traduit l'existence d'une mangrove diversifiée et donc plutôt bien implantée et développée (Gruas-Cavagnetto *et al.*, 1988 ; Plaziat *et al.*, 2001). La présence assez importante d'éléments tropicaux et surtout la présence de ces deux types de pollens de mangrove pourrait alors marquer l'optimum climatique de la fin du Paléocène et de l'Eocène inférieur, comme cela a été expliqué dans le cas du puits Reindeer D-27. Dans ce cas, il est possible de remettre en question certaines limites du découpage stratigraphique proposé dans le chapitre 4, qui a été fait à partir des âges nannofossiles des puits Reindeer D-27 et Titalik K-26 (figure *cf* chapitre 4). Il est alors possible de proposer l'hypothèse d'un second découpage stratigraphique pour le puits Toapolok O-54 mais sans pouvoir dire laquelle de ces deux hypothèses (pollens ou nannofossiles) est la meilleure. L'état actuel des connaissances sur l'écologie des *Avicennia* en domaine arctique ne permet pas de savoir si les pollens d'*Avicennia* y marquent bien l'optimum climatique Paléocène supérieur-Eocène inférieur ou tout autre période chaude, comme cela a été développé dans le cas du puits Reindeer D-27.

Pour que ces deux secondes hypothèses de découpages stratigraphiques soient en accord avec les géométries sismiques et les autres puits, il doit être considéré, en plus de celui du puits Reindeer D-27, que l'âge nanofossile « Upper Eocene / NP18-NP21 » à 1475m du puits Titalik K-06 est possiblement faux et qu'il est lui aussi probablement dû à des retombées lors du forage (Figure 94).

Les analyses permettent de proposer un second découpage stratigraphique entre les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54 (Figure 94). Il faut garder à l'esprit que les puits sont projetés avec une distance importante sur les lignes sismiques ce qui peut entraîner des erreurs de calages. C'est très probablement ce qu'il s'est produit puisque les puits Toapolok O-54 et Taglu G-33 sont projetés entre 4 et 5 km sur la ligne qui a servi de base pour corréliser les puits du transect 2. Le puits Toapolok O-54 est projeté de 4 km sur un flanc de plis sur la ligne sismique (figure cf chapitre 4), il est alors impossible de savoir comment ce pli évolue entre la ligne et le puits. Dans le cas de la seconde hypothèse de découpage stratigraphique, le pendage du flanc du pli doit être plus fort au niveau du puits Toapolok O-54 qu'au niveau de la ligne sismique utilisée (cf figure xxx chapitre 4).

Après avoir proposé ces secondes hypothèses de découpage stratigraphique basé sur l'étude des pollens il est important de reprendre les travaux présentés dans le chapitre 4 de ce manuscrit afin de voir les différences possible d'extension des dépôts dans le bassin selon ces nouvelles hypothèses sur les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54.

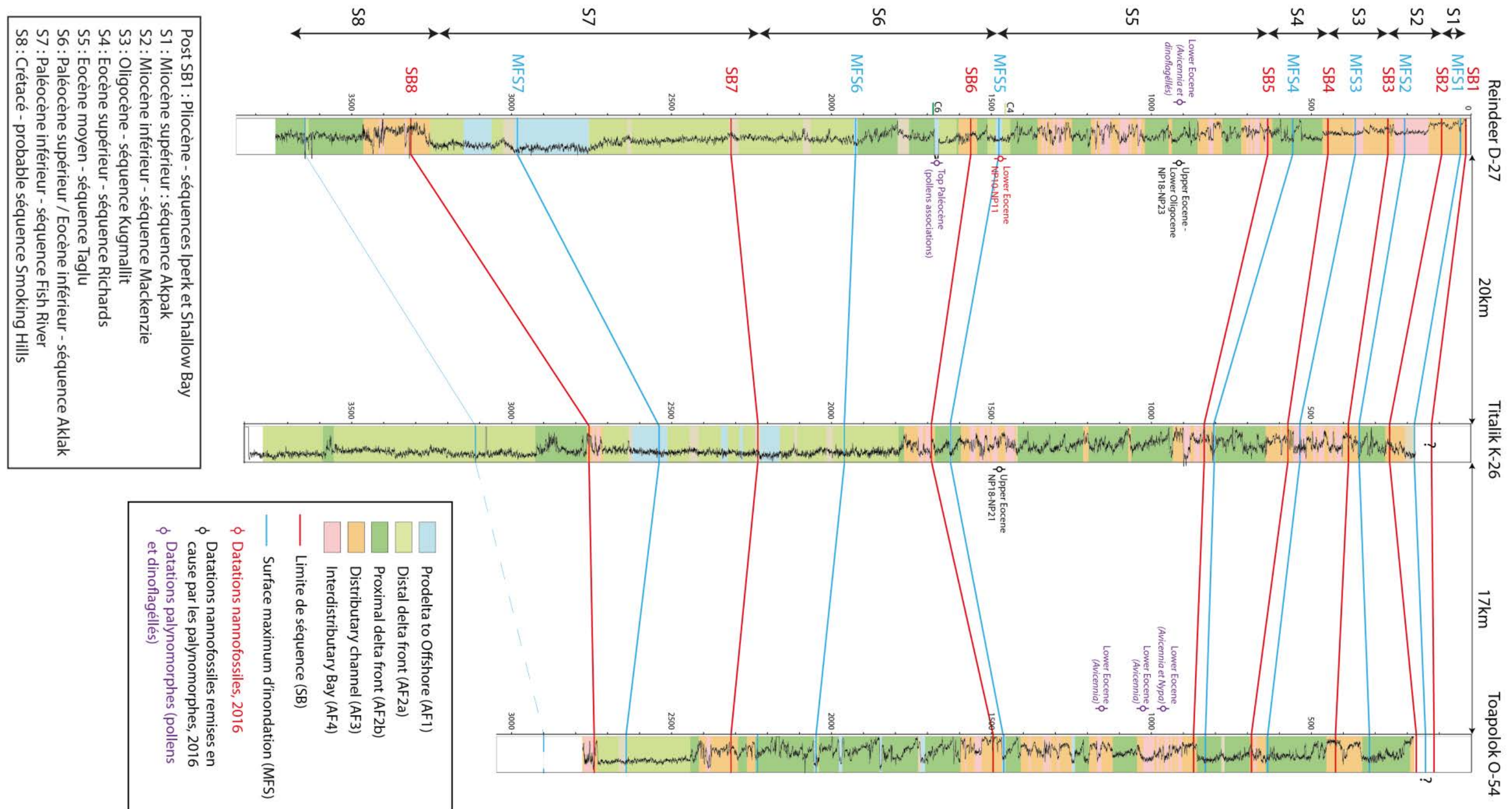


Figure 94 : Position d'un second découpage stratigraphique entre les puits Reindeer D-27, Titalik K-26 et Toapolok O-54 à partir des analyses polliniques des échantillons. Remise en cause de deux âges donnés par les nannofossiles : échantillons à 917m sur le puits Reindeer D-27 (Eocène supérieur/Oligocène inférieur remplacé par Eocène inférieur) et à 1475m sur le puits Titalik K-26 (Upper Eocene remplacé par Lower Eocene).

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé

Concernant la séquence Taglu (Eocène moyen), lors de son maximum de progradation ce sont toujours des dépôts de plaine deltaïque qui sont déposés ce qui ne modifie pas la carte proposée dans le chapitre 4. Pour la séquence Richards (Eocène supérieur), le recul des dépôts de plaine deltaïque vers le continent semble un plus important que ce qu'il a été proposé dans le chapitre 4 (Figure 95).

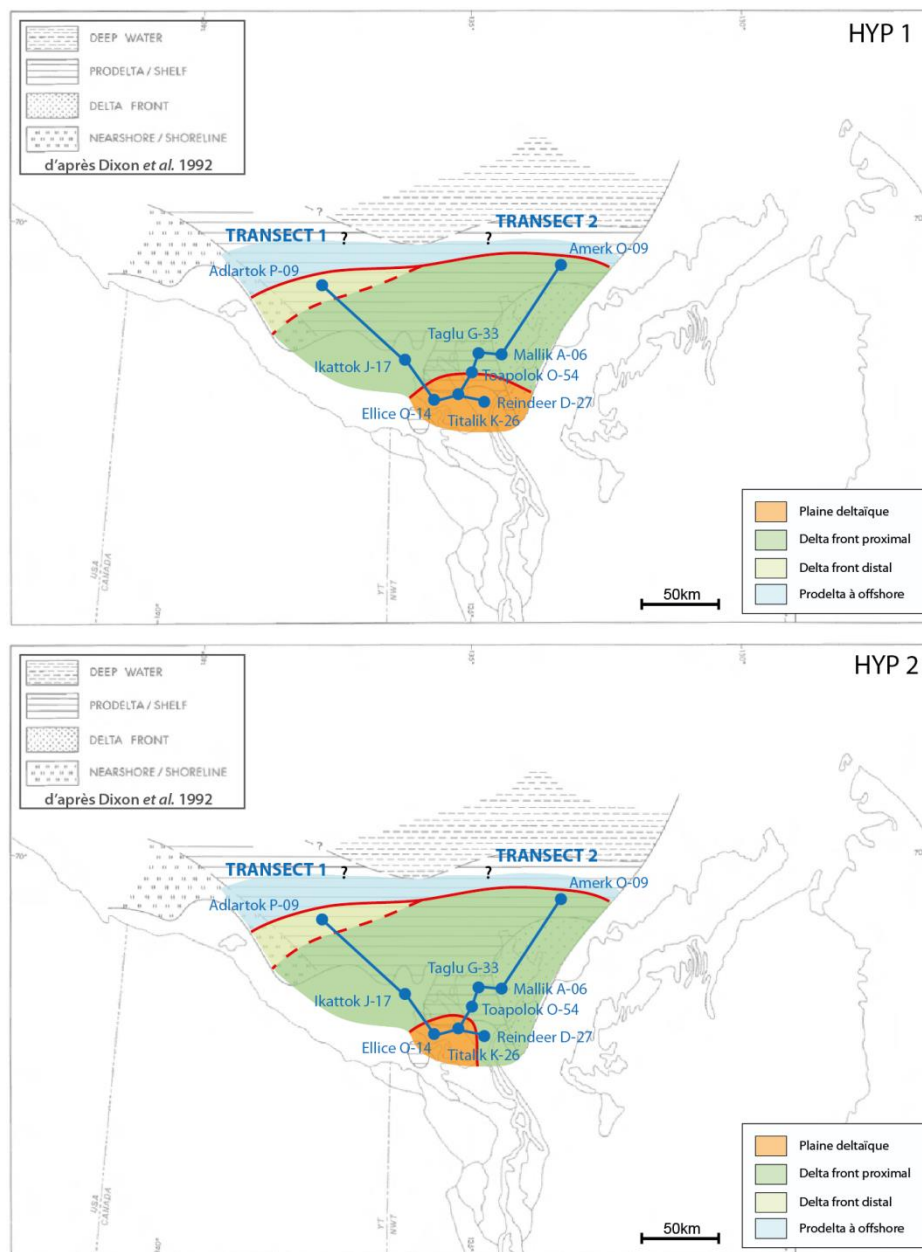


Figure 95 : comparaison de l'extension de la plaine deltaïque lors du maximum de progradation de la séquence Richards selon les deux hypothèses de découpage stratigraphique.

Concernant la séquence Kugmallit (Oligocène), lors de son maximum de progradation ce sont toujours des dépôts de plaine deltaïque qui sont déposés ce qui ne modifie pas la carte proposée dans le chapitre 4. La plaine deltaïque formerait alors toute la séquence Kugmallit (S3) dans le puits le plus proximal Reindeer D-27, ce qui confirme la progradation des dépôts vers le bassin à cette période (cf chapitre 4) (Figure 94).

5.3. Intégration des résultats aux puits à l'échelle du Bassin de Beaufort Mackenzie

5.3.1. Lien entre taux de sédimentation et contenu en matière organique

On peut classiquement s'attendre à obtenir plus de quantités de matière organique continentale lors des périodes de forts apports détritiques. Les taux de sédimentation peuvent avoir une influence positive ou négative sur la préservation de la matière organique apportée. Comme expliqué dans le chapitre 1, en domaine oxisque (comme c'est *a priori* le cas en contexte deltaïque), un taux de sédimentation trop faible (inférieur à 10-20cm/ka⁻¹) ne permet pas d'enfouir assez rapidement la matière organique pour la préservation ce qui entraîne des valeurs de TOC faibles autour de 1% (Tyson, 1995 ; Tyson, 2005). Au-delà de 10-20cm/ka⁻¹ l'effet de la dilution de la matière organique dans le sédiment va être positif et va permettre des valeurs de TOC autour de 3% (Tyson, 1995 ; Tyson, 2005). Néanmoins, un taux de sédimentation trop important (supérieur à 80-100cm/ka⁻¹) va diluer la matière organique dans le sédiment ce qui entraîne des TOC faibles par cet effet de dilution de la matière organique (Tyson, 1995 ; Tyson, 2005). Malgré les incertitudes existantes dans le découpage stratigraphique dans le BMB et les érosions existantes (*cf* chapitre 4), les taux de sédimentation ont été estimés et présentent des valeurs majoritairement inférieures à 10-12cm/ka⁻¹ sauf pour la séquence 7 (séquence Fish River paléocène) où les valeurs se situent entre 8 et 20 cm/ka⁻¹ (). Cette séquence paléocène est contemporaine de la période de surrection la plus forte de la chaîne des Brooks qui entraîne des taux de sédimentation plus fort (Dixon *et al.*, 2008 ; Bigot-Büschendorf, 2015). Durant la S7, on observe dans les puits Toapolok O-54 (), Titalik K-26 (annexe xx), Amerk O-09 () et Adlartok P-09 des légères augmentations des valeurs de TOC autour de 2-3%. Pour les autres séquences, la surrection des Brooks diminue et les taux de sédimentations sont globalement trop faibles pour enfouir assez rapidement et préserver la matière organique dans le Delta de Mackenzie, ceci expliquant les faibles valeurs de TOC autour de 0,5-1,5 % (hormis les TOC liés aux charbons). Le second pulse de la chaîne des Brooks est traduit par une petite augmentation des taux de sédimentation dans la séquence 3 (séquence Kugmallit oligocène) (). Ceci est cohérent avec le modèle proposé par Tyson (2005) sur la préservation de la matière organique en milieu oxisque et notamment deltaïque.

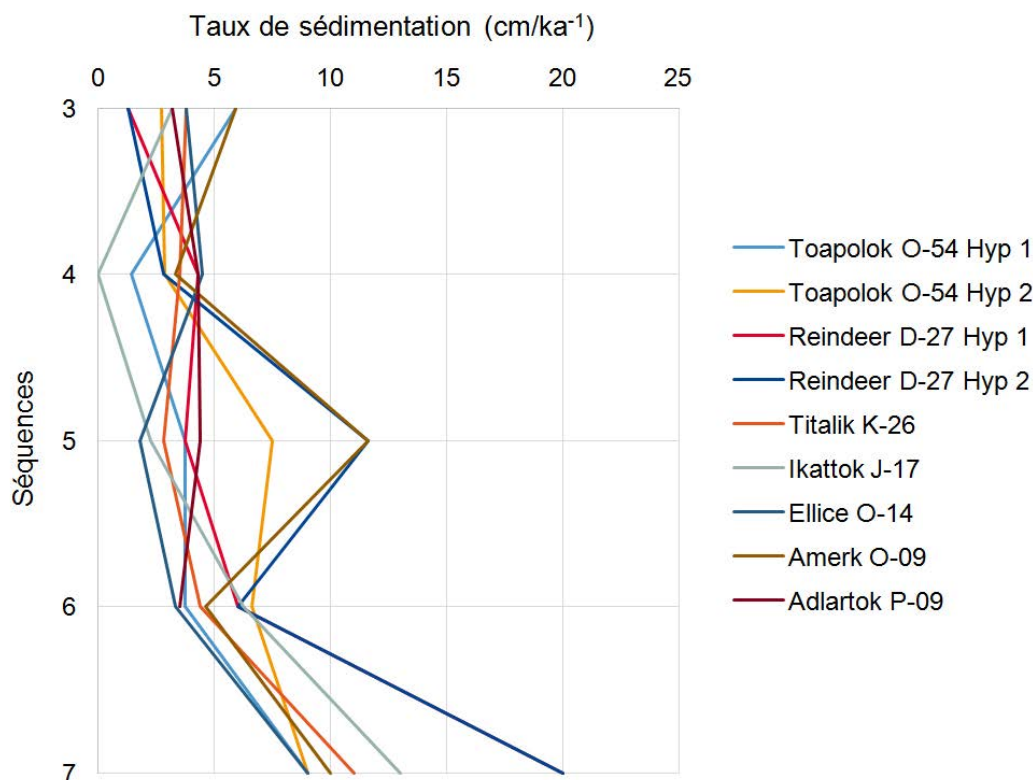


Figure 96 : Estimation des taux de sédimentation dans les puits du Delta de Mackenzie. En ordonnées les séquences stratigraphiques. 7 : séquence 7, 6 : séquence 6, 5 : séquence 5, 4 : séquence 4 et 3 : séquence 3. En abscisse le taux de sédimentation en cm/ka-1.

5.3.2. Implications paléogéographiques

Les observations et interprétations faites à partir des différentes analyses utilisées ont mis en évidence de façon claire la migration du Delta de Mackenzie au Cénozoïque. L'enregistrement sédimentaire des puits utilisés dans le cas de notre étude ont montré un changement de sédimentation en fonction de la présence proche ou non du Delta de Mackenzie (Figure 97). La SB6 marque très bien ce changement dans les puits dans la plupart des différents méthodes d'analyses utilisées dans le cadre de cette étude : éléments traces et majeurs, pyrolyses Rock-Eval et analyses polliniques notamment.

Les analyses effectuées dans le cadre de cette étude ont montrés une sédimentation différente dans le puits Amerk O-09 par rapport aux autres du delta. En effet, la succession des dépôts sédimentaires, les variations du Gamma Ray, les variations en éléments traces et majeurs et les anomalies en terres rares ainsi que l'enregistrement pollinique sont particulière dans le puits Amerk O-09. Il a été possible de mettre en évidence l'existence d'un delta secondaire à l'est du Delta de Mackenzie qui a influencé de façon significative la sédimentation dans le puits Amerk O-09 (Figure 97). La Le Delta de Mackenzie est alors venu fusionner avec le delta secondaire à l'est lors de sa migration (Figure 97). Ces deux deltas, en fusionnant, créés le complexe deltaïque du Delta de Mackenzie que nous connaissons actuellement.

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé

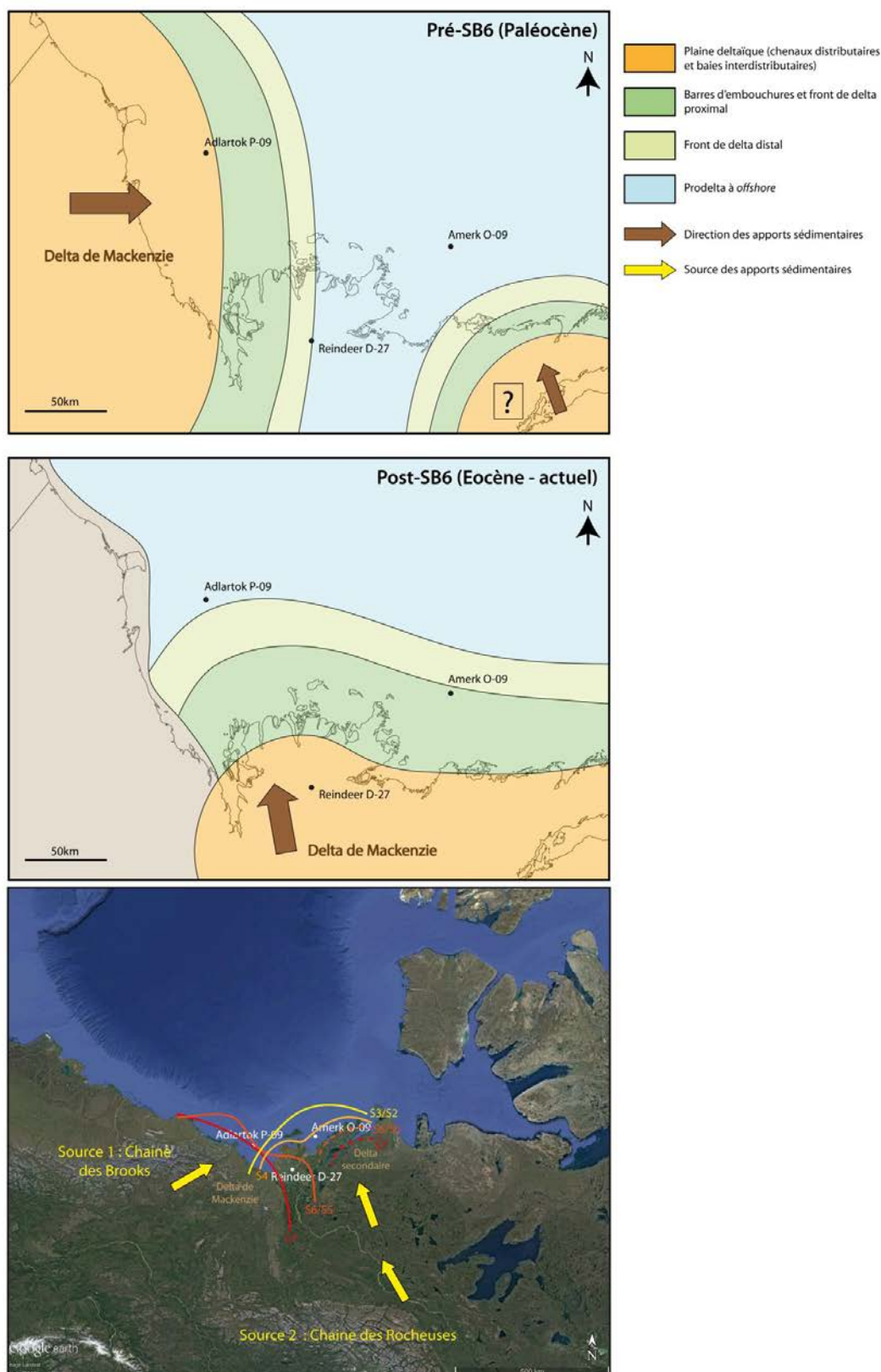


Figure 97 : A) Environnement de dépôts et position du Delta de Mackenzie et du delta secondaire avant la SB6 pendant le Paléocène, B) Environnement de dépôts et position du Delta de Mackenzie (fusionnée avec le delta secondaire) après la SB6 à partir de l'Eocène, C) Migration du Delta de Mackenzie et du delta secondaire et sources des sédiments déposés dans le complexe deltaïque du Delta de Mackenzie (S7 : séquence Fish River, S6 : Séquence Aklak, S5 : Séquence Taglu, S4 : Séquence Richards, S3 : Séquence Kugmallit, S2 : Séquence Mackenzie Bay).

5.3.3. Implications climatiques sur les dépôts de matière organique

Globalement, l'analyse pollinique de la fin du Paléocène et de l'Eocène dans le Delta de Mackenzie a montré des pollens de végétaux se développant dans des climats sub-tropicaux à tempérés-chauds. Ce climat chaud diffère très fortement des conditions froides existantes au niveau des hautes latitudes actuellement. L'extension des zones subtropicales à de si hautes latitudes est directement corrélée aux optimums climatiques existants de la fin du Paléocène à l'Oligocène. Les connaissances sur les extensions de ces zones subtropicales à tropicales en domaine arctique est très méconnue. Comme cela a été abordé dans la description des enregistrements polliniques des puits, il est difficile de savoir si la présence de ces pollens tropicaux marquent le PETM, l'EEOCO ou encore le MECO à l'Eocène supérieur. De plus amples études doivent être menées à ce sujet afin de savoir s'il est possible d'utiliser la présence des pollens de mangrove comme marqueur stratigraphique dans le Bassin Arctique ou seulement comme marqueur climatique.

Dans le puits Reindeer D-27, la mangrove (pollen d'*Avicennia*) et les charbons (pics de TOC à plus de 30% post SB6) sont présents ensemble durant la même période. Il semble donc que les charbons se développent pendant les périodes chaudes associées à la présence de la mangrove. La mangrove semble donc être à l'origine de la formation de ces charbons, cette association *Avicennia* et charbon a déjà été montré dans les travaux de Naidoo et Chirkoot (2004). En effet, la mangrove traduit un climat tropical humide, une végétation dense, des eaux peu profondes, stagnantes et faibles en oxygène sur le fond vaseux où s'accumulent beaucoup de débris végétaux. Au cours du temps, la mangrove se développe et entraîne l'enfouissement progressif des débris végétaux permettant la formation de charbon comme c'est observé dans les mangroves actuelles notamment dans les deltas avec des zones à inondations périodiques ou quasi-permanentes (Durand, 1987). Plusieurs exemples de dépôts de charbon déposés en contexte de mangrove sont connus et sont intéressants pour l'industrie pétrolière et gazière car ils sont à l'origine d'hydrocarbures (principalement gaz). Le lien entre palynologie, climat chaud (mangrove) et dépôts de charbon est une approche efficace pour montrer que les zones de mangrove sont des zones importantes de formation de charbon de qualité et en quantité importante (Teichmüller, 1989 ; Cohen et Bailey, 1997 ; Akkiraz *et al.*, 2008 ; Kumar *et al.*, 2012 ; Singh *et al.*, 2013, Sykes *et al.*, 2014 ; Paul *et al.*, 2015). Il sera montré dans le chapitre 6 de ce manuscrit que cette mangrove existait également au niveau de la Ride de Lomonosov. Une étude pollinique et pétrographique plus poussée des charbons formés durant cette période chaude où la mangrove était bien développée dans le Bassin Arctique permettrait d'affiner les connaissances sur les potentielles réserves de gaz en domaine arctique.

Il a été montré qu'il existe une corrélation entre dépôts d'illite et les TOC associés aux charbons dans le puits Reindeer D-27. Les charbons formés dans la mangrove durant la période tropicales à sub-tropicales, sont donc ensuite remobilisés, transportés et déposés lors des pics de détritisme associé aux pics d'illite dans la zone du puits Reindeer D-27.

Dans les puits du Delta de Mackenzie, cette observation est uniquement faite dans le cas du puits Reindeer D-27, puits le plus proximal. Les autres puits étudiés dans le delta ne montrent pas de tels dépôts de charbons. En plus de ceux observés dans les puits du Delta de Mackenzie, des pollens d'*Avicennia* ont été observés en grande quantité dans des affleurements paléogènes de Caribou Hills (Figure 16), situés plus en amont du puits Reindeer D-27 (Salpin *et al.*, 2016 – *in*

prep.). Ces affleurements ont été échantillonnés de façon plus fine que ce qu'il a pu être fait sur les puits étudiés dans le delta. Les pollens d'*Avicennia* sont plus nombreux dans les échantillons de la coupe de Caribou Hills que dans les puits ACEX 302 et que dans les puits du Delta de Mackenzie (Figure 59). L'état de préservation d'*Avicennia* dans la coupe de Caribou Hills est exceptionnel, comme dans le puits ACEX 302, alors que ceux observés dans le Delta de Mackenzie sont plus abimés et donc en moins bon état de conservation surtout dans le cas du puits Amerk O-09 où la préservation des pollens est mauvaise. Durant l'optimum climatique la mangrove était donc très bien développée dans la zone autour de Caribou Hills dans la plaine deltaïque du Delta de Mackenzie. Les pollens d'*Avicennia* retrouvés dans les puits du delta ont été transportés depuis la zone de Caribou Hills (50km environ entre Caribou Hills et les puits Reindeer D-27 et Toapolok O-54 et 150km entre Caribou Hills et le puits Amerk O-09). Plus les pollens d'*Avicennia* sont transportés plus leur préservation est mauvaise. C'est dans le puits le plus éloigné de la coupe de Caribou Hills, le puits Amerk O-09, que les pollens d'*Avicennia* sont les moins nombreux et les moins bien préservés. La quantité et l'état de préservation des pollens d'*Avicennia* donnent des informations claires sur la distance par rapport au littoral et donc par rapport à la zone source (ici la mangrove).

L'association mangrove et charbon observée dans le puits Reindeer D-27 est présente également dans ces affleurements. En effet, des TOC de 15 à 50% sont observés dans des dépôts de plaine deltaïque en association avec des pollens d'*Avicennia*. Ceci confirme bien le lien entre mangrove (climat) et charbon (et forts TOC) dans la partie proximale du Delta de Mackenzie au Paléogène.

Les palynofaciès effectués sur les échantillons de la coupe de Caribou Hills (Salpin *et al.*, 2016 - in prep.) sont semblables à ceux effectués dans les puits du delta (Figure 59) : la matière organique amorphe est très présente (plus que dans les puits du delta) et les phytoclastes opaques à semi-opaques peu présents, ce qui confirme la tendance proximal-distal d'appauvrissement en matière organique amorphe et d'enrichissement en phytoclastes opaques à semi-opaques, en tout cas pour le Paléocène et l'Eocène inférieur, comme cela a été montré dans le Delta de Mackenzie (*cf* chapitre 5). Comme dans les puits du delta, les TOC sont faibles (0-1%) en dehors des dépôts de charbons précédemment décrits.

Deux types de matière organique est décrite dans la partie proximale du Delta de Mackenzie : les dépôts de charbons à fort TOC formés dans la mangrove et les dépôts de matière organique à faibles TOC issue de la petite préservation des débris végétaux et de la matière organique amorphe sous l'interface eau-sédiment.

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé

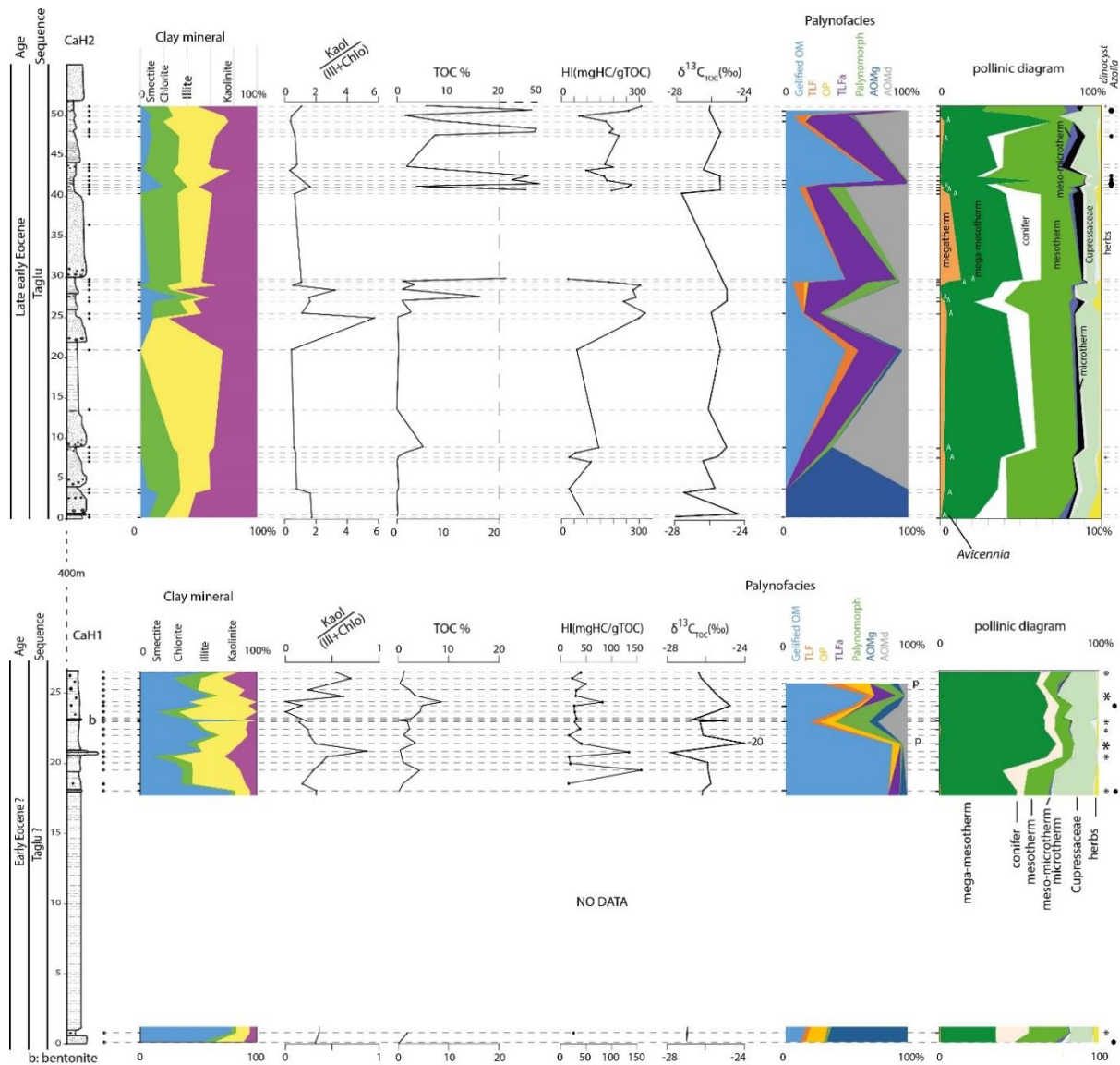


Figure 98 : Minéralogie des argiles (b : bentonite), pyrolyse Rock-Eval, Delta13C, palynofaciès et palynologie pour les deux coupes de Caribou Hills (Gelified OM: phytoclastes géifiés+matière organique amorphe géifiée; TLF: fragment de phytoclastes translucides; OP: particules opaques; TLFa: fragment de phytoclastes translucides; AOMg: matière organique granuleuse; AOMd: matière organique diffuse; p: Pediastrum; A: Avicennia; étoiles: kystes de dinoflagellate; points noirs: Azolla)(Salpin et al., 2016).

5.4. Evolution des caractéristiques de la matière organique le long d'un profil proximal-distal dans le Delta de Mackenzie

5.4.1. Evolution proximal-distal des palynofaciès

Comme cela a été montré dans la partie précédente, les palynofaciès étudiés dans le delta de Mackenzie montrent des assemblages dominés par des particules d'origines terrestres confirmant l'origine continentale de la matière organique : débris végétaux, spores, pollens, matière organique amorphe dont on distingue souvent clairement l'origine végétale. Les phytoclastes opaques à semi-opaques sont rencontrés plutôt en petits fragments, rarement en gros fragments (Figure 99). Les phytoclastes opaques sont très abondants dans les faciès de front de delta distal et de prodelta du puits Adlartok P-09. Les phytoclastes translucides sont présents de façon commune dans l'ensemble des lames et des environnements de dépôts rencontrés. Néanmoins, les cuticules (PM3) sont globalement peu abondantes dans le delta sauf dans les faciès distaux (front de delta distal à prodelta) du puits Amerk O-09 (Figure 99).

D'autres types de débris végétaux sont observés dans les palynofaciès, ce sont les spores et les pollens. Les plus grandes proportions de spores et de pollens sont observées dans les faciès plus distaux de front de delta distal et de prodelta à offshore (notamment dans les puits Amerk O-09 et Adlartok P-09) ; (Figure 99). Ils sont beaucoup moins présents voire absents dans tous les autres faciès sédimentaires avec néanmoins quelques exceptions dans les faciès de front de delta où l'on peut ponctuellement trouver des spores et pollens en grandes proportions. La plus grande proportion des spores et pollens dans les faciès distaux est très probablement dû au fait que certains pollens flottent très bien (comme les pollens à ballonnets) et peuvent se transporter sur de grandes distances, ils sont donc plutôt observés dans les zones plus distales.

La matière organique amorphe, qui est caractérisée comme étant une matière organique amorphe plutôt grumeleuse de couleur orangée à marron, se retrouve plutôt dans les faciès les plus grossiers (sables) et proximaux tels que les barres d'embouchures, les dépôts de front de delta proximal et les dépôts de plaines deltaïques, notamment dans les puits les plus proximaux (Reindeer D-27, Toapolok O-54 et Taglu G-33) (Figure 99). Néanmoins, peu de palynofaciès sont disponibles dans les faciès de plaine deltaïque, ce qui peut biaiser l'interprétation, d'où la nécessité de faire des analyses palynofaciès de façon uniforme dans tous les environnements de dépôts lorsque c'est possible. Sa présence plus importante dans les faciès proximaux peut s'expliquer par l'oxygénation et le brassage des eaux qui sont importants en contexte deltaïque qui vont favoriser l'altération et l'oxydation de la matière organique continentale apportée et déchargée dans le delta. Cette matière organique amorphe était très souvent associée à de la pyrite fromboïde. La matière organique amorphe est présente dans les faciès plus distaux mais en proportion plus faible que dans les faciès proximaux. Une distribution de la matière organique amorphe selon un profil proximal distal est bien mise en évidence.

Quelques micro-organismes marins constituants de la matière organique marine sont observés dans les palynofaciès. On observe ainsi quelques dinoflagellés ou algues marines, mais en très faible proportion comparé aux débris végétaux et à la matière organique amorphe (Figure

99). Ces micro-organismes marins sont majoritairement présents dans les facies de front de delta distal et de prodelta à *offshore*. On retrouve quelques rares spécimens dans les séquences de front de delta proximal et les barres d'embouchures associées probablement remaniés. Ces micro-organismes marins constituent la petite part marine (type II) formant la matière organique observée dans le Delta de Mackenzie.

Quelques champignons sont observés dans les palynofaciès mais ils sont peu abondants et rencontrés uniquement dans les facies les plus proximaux, essentiellement dans le front de delta et les barres d'embouchures associées ainsi que dans les chenaux distributaires.

Les deux puits les plus distaux à notre disposition (Amerk A-09 et Adlartok P-09) montrent des palynofaciès différents alors que les échantillons des deux puits ont été prélevés dans le même facies sédimentaire selon les descriptions des carottes décrites, à savoir un environnement de front de delta distal à prodelta (Figure 99). Ceci est très probablement lié à une source différente, notamment dans le cas du puits Amerk O-09, comme cela a été mis en évidence dans la partie sur les implications paléogéographiques.

Concernant les valeurs de TOC, la position proximal-distal des échantillons semblent jouer un rôle. Les échantillons ayant des valeurs de TOC les plus fortes (supérieures à 1%) sont riches en phytoclastes et sont associés aux environnements distaux du delta (front de delta distal et prodelta à *offshore*) (Figure 99). A l'inverse les échantillons ayant des valeurs de TOC les plus faibles (inférieures à 1%) contiennent plutôt de la matière organique amorphe et sont associés aux environnements de dépôts proximaux du delta (front de delta proximal et barres d'embouchures), sauf dans le cas du charbon qui présentent des TOC très forts.

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé

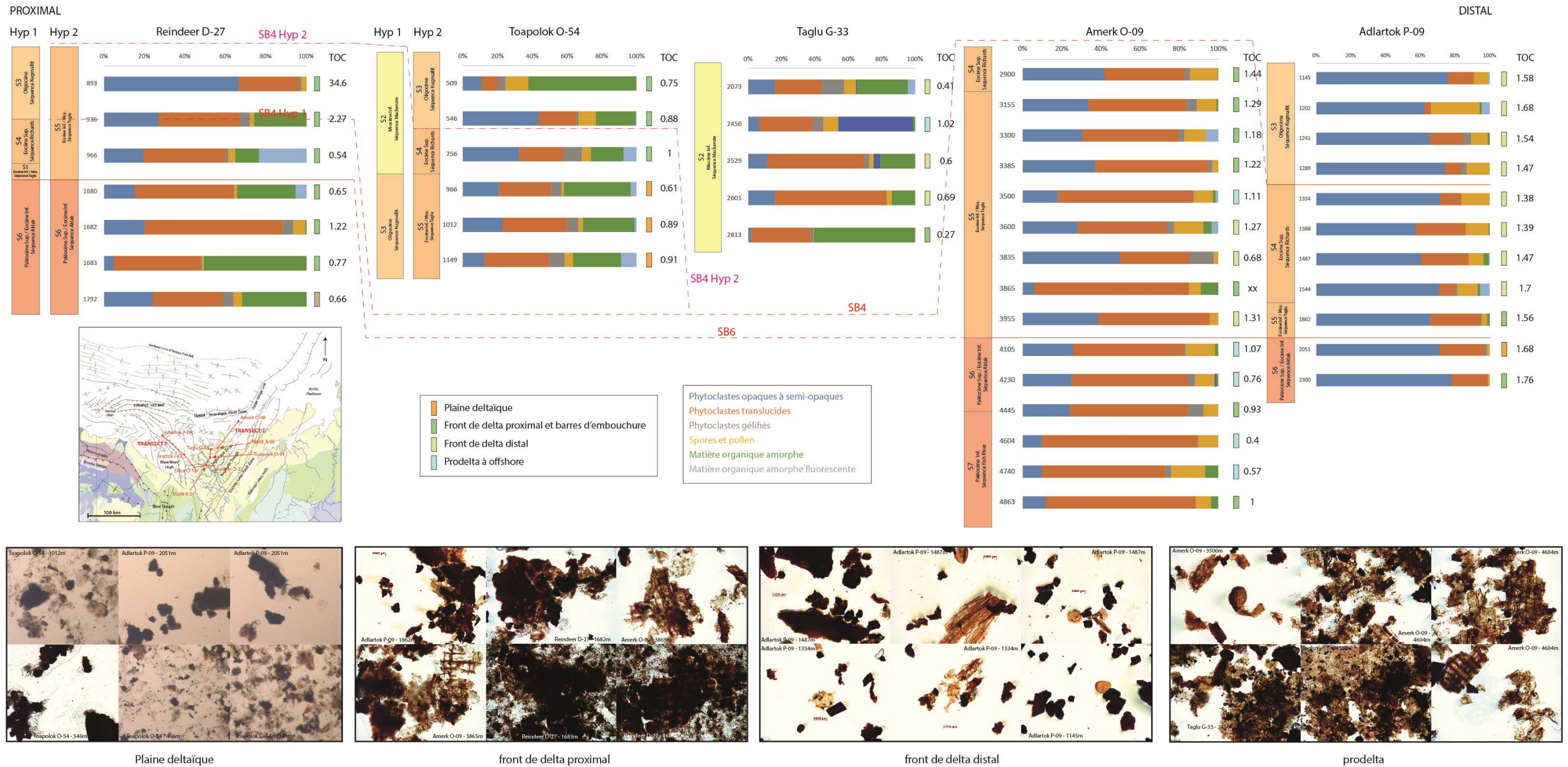


Figure 99 : Comptage des palynofaciès, environnement de dépôts et TOC associés pour chaque échantillon et découpage stratigraphique de chaque puits.

5.3.2. Evolution proximal-distal du contenu pollinique des sédiments du Delta de Mackenzie

Une évolution proximale-distale des pollens d'*Avicennia*, est observée dans Delta de Mackenzie. Les pollens d'*Avicennia* sont plus nombreux dans les deux puits proximaux et tendent à disparaître lorsque l'on s'éloigne du littoral, ceci étant très probablement dû à la fragilité de ce pollen qui ne se transporte pas sur de grande distance et se dépose à proximité de sa zone de production (cf partie 5.2. de ce chapitre) ; (Figure 100). Les puits Reindeer D-27 et Toapolok O-54 sont les plus riches en pollens d'*Avicennia* et *Nypa*, la mangrove se développait donc à proximité de ces deux puits.

A l'inverse des pollens d'*Avicennia*, les pollens de végétaux de climat froid se transportent et flottent sur de grandes distances grâce à leurs ballonnets. Ils sont plus nombreux dans les puits distaux, notamment Amerk O-09, et moins nombreux dans les puits proximaux comme dans le puits Reindeer D-27 où ils sont presque absents (Figure 100).

Les pollens de *Cupressaceae* sont plus nombreux dans les puits proximaux et dans le puits Adlartok P-09, traduisant peu de transport et une source proche. De la même façon les pollens de pins sont très peu nombreux dans les puits proximaux Reindeer D-27 et Toapolok O-54 et le puits Adlartok P-09 alors qu'ils sont nombreux dans le puits Amerk O-09. Ceci traduit un transport sur de plus grandes distances pour le puits Amerk O-09 et une source plus éloignées. C'est pourquoi il a été proposé une seconde source d'apports de sédiments pour le puits Amerk O-09 situé plus au sud et plus en altitude, avec la présence d'un delta secondaire.

Ces interprétations en termes de transport sont cohérentes avec les données concernant le détritisme et les apports sédimentaires dans le Delta de Mackenzie développées dans la partie précédente de ce chapitre.

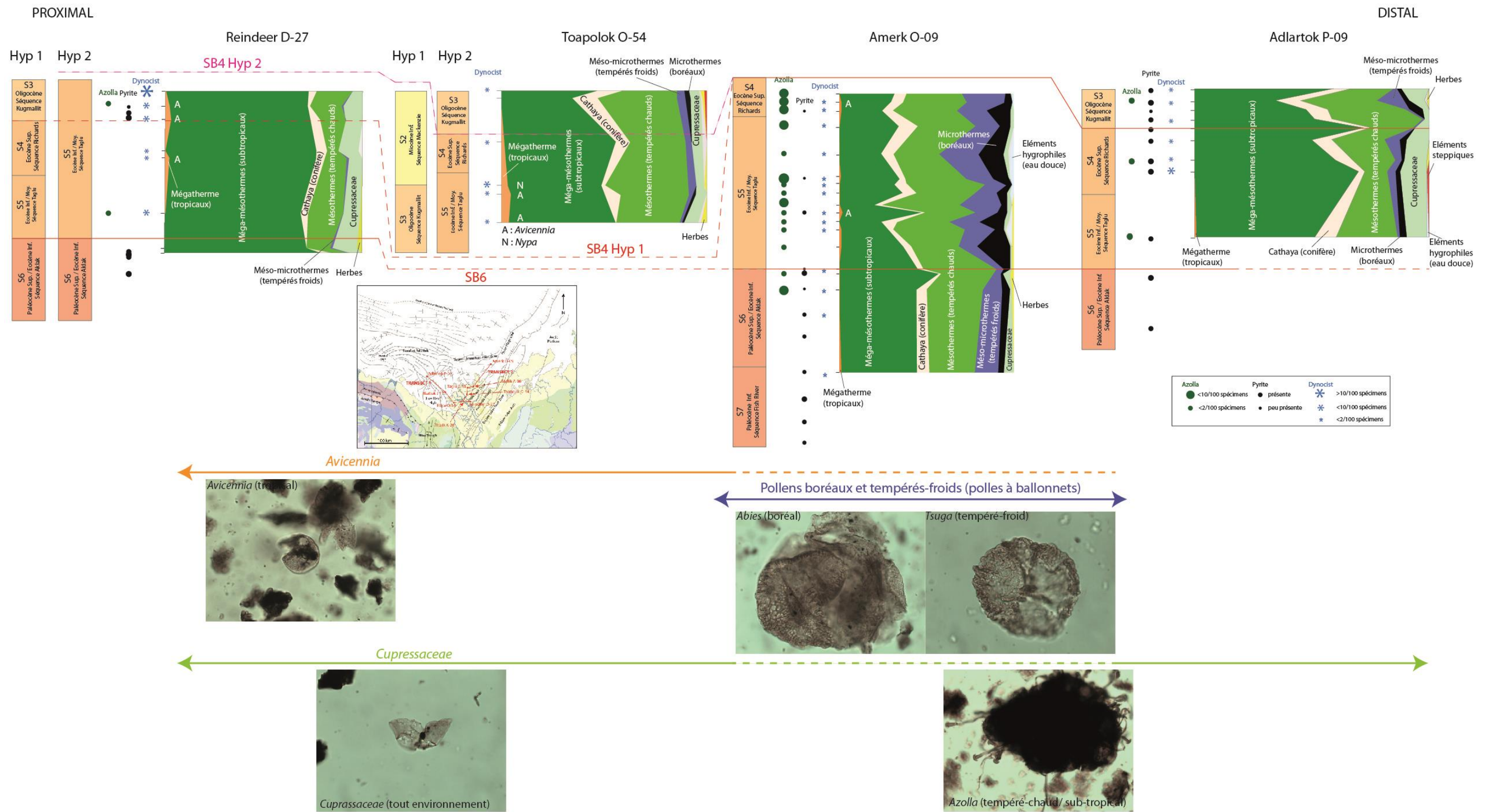


Figure 100 : Comptages des pollens et des palynomorphes associés (Azolla et dinoflagellés) et découpage stratigraphique pour chacun des puits.

5.3.2. Evolution proximal-distal des proportions d'argiles

Dans les deltas, il est commun de voir une évolution proximal-distal (eau douce-eau marine) des argiles. En effet, la chlorite et l'illite sont plutôt présentes dans les parties plus distales où l'eau marine et salée est bien présente alors que la kaolinite et la smectite ont tendance à être plus présentes dans les parties les plus proximales où l'eau douce est plus dominante (Chamley, 2013). Néanmoins, dans le cas de notre étude, il est difficile d'interpréter une évolution proximal-distal claire dans les argiles car l'enregistrement dans le puits proximal Reindeer D-27 est particulier comme cela a été évoqué dans la première partie de ce chapitre (Figure 101). Ceci peut être dû à l'échantillonnage différent entre les puits. En effet, le puits Reindeer D-27 a été échantillonné à plus haute résolution que les autres puits. On peut simplement dire que globalement la chlorite et l'illite dominent, ceci étant lié à des conditions d'érosion mécanique dominante et donc à un fort détritisme, sauf dans le puits Reindeer D-27 où elle semble moins présente (Figure 101). De plus, l'illite et la chlorite sont plus importantes dans les puits distaux et la smectite est inversement plutôt absente dans ces puits plutôt distaux, ceci est en accord avec les travaux de Fagel, (2007) et de Chamley (2013). La chlorite et la kaolinite ne montrent pas de variations majeures en proportions dans les puits. On peut donc noter une évolution de la présence de smectite très probablement authigène du proximal au distal, elle est en proportion importante dans le puits proximal Reindeer D-27, très peu présente dans les puits Taglu G-33 et Adlartok P-09 et absente dans le puits Amerk O-09 (Figure 101). Ceci peut être soit lié à une érosion chimique très locale au niveau du puits Reindeer D-27 ou lié à la floculation des argiles lorsque l'eau douce rencontre l'eau marine. En effet, une réaction ionique se fait lors de la rencontre des deux eaux au niveau des embouchures et entraîne la floculation des argiles gonflantes comme la smectite (Chamley, 2013). Se forment alors des agrégats qui deviennent lourds et tombent sur le fond où ils sédimentent. Cela pourrait expliquer la plus forte proportion d'argiles dans le puits proximal Reindeer D-27 qui se situe en environnement proximal durant la période enregistrée par les argiles. De plus, en domaine de mangrove, la smectite précipite dans ces zones de contact entre les zones d'eau douce marécageuses et les zones d'eau marine (Chamley, 2013). Ceci étant cohérent avec la présence d'une mangrove dans le domaine proximal du Delta de Mackenzie à l'Eocène inférieur (cf présence de pollen d'*Avicennia* et de *Nypa*).

Grâce aux analyses géostatistiques, il a été observé une corrélation entre dépôts de charbon et dépôts d'illite dans le puits proximal Reindeer D-27. Dans le cas des dépôts de charbon, le TOC et l'illite semblent donc corrélés. Les TOC forts correspondent aux pics d'illite et donc à des pics de détritisme. Le lien entre TOC et détritisme est également bien visible dans le cas des dépôts de charbons. Néanmoins, pour les puits Amerk O-09 et Adlartok P-09, les études géostatistiques montrent qu'il n'y a aucune corrélation entre TOC et argiles. A ce stade de l'étude, aucun lien entre matière organique (en dehors des charbons) et TOC ne peut être démontré.

Chapitre 5 : Caractérisation de la matière organique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et du cortège argileux associé

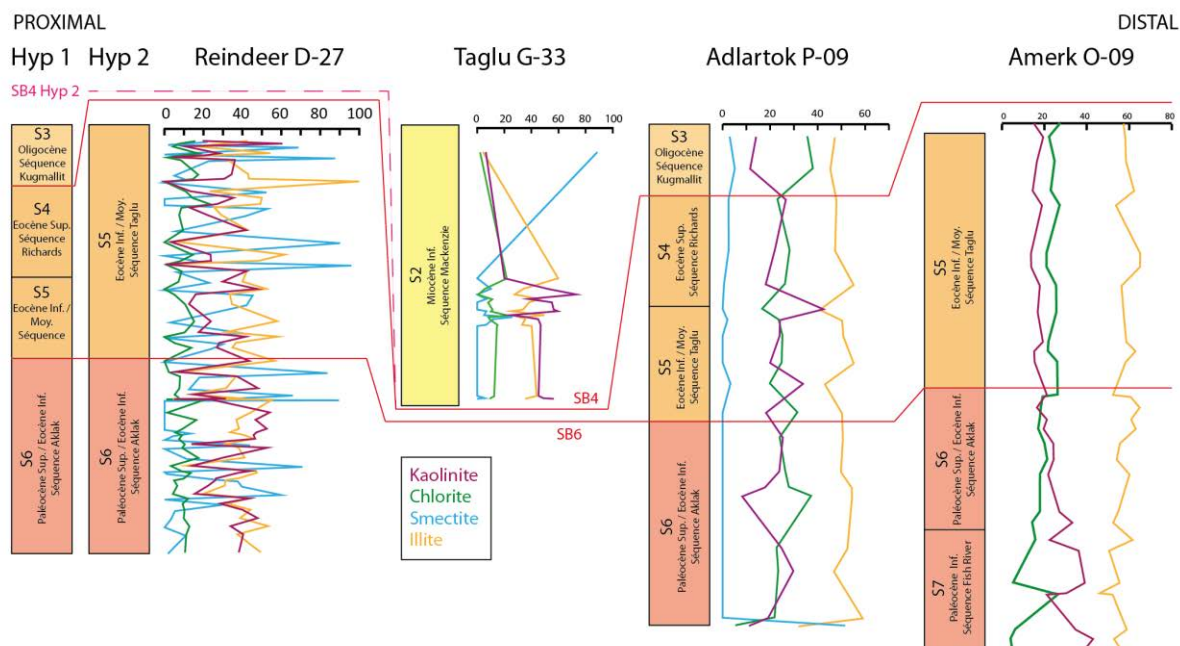


Figure 101 : Proportions des différentes argiles présentes et découpage stratigraphique pour chacun des puits.

5.3.3. Conclusion

Cette approche multiproxies sur le Delta de Mackenzie a permis de mettre en évidence différents aspects sur la mise en place et l'évolution des sédiments et de la matière organique continentale associée dans le bassin.

- Paléogéographie :

Il a été possible de mettre en évidence de la migration du delta de Mackenzie dans les dépôts sédimentaires des puits par différents proxis, comme les enrichissements en certains éléments traces et majeurs dans les sédiments (Ti, Zr, K, Si, Mg et Al₂O₃) qui marquent le détritisme et comme les analyses polliniques qui donnent des informations sur le transport et donc la distance par rapport au littoral des dépôts étudiés et sur l'origine des sources. L'étude de ces proxis ont également permis de mettre en évidence l'existence très probable d'un delta secondaire à l'est du Delta de Mackenzie qui aurait influé sur les dépôts du puits Amerk O-09 situé à l'est du delta. Ceci explique les réponses différentes du Gamma Ray, un détritisme et un enregistrement pollinique différents dans le puits Amerk O-09 par rapport aux autres puits étudiés. Le Delta de Mackenzie, lors de sa migration Eocène vers le sud-ouest aurait fusionné avec ce delta secondaire formant le grand complexe deltaïque que nous connaissons aujourd'hui et qui s'étend vers l'est sur la péninsule de Tuktoyaktuk (Figure 16). Cette péninsule de Tuktoyaktuk serait le vestige actuel de l'existence de ce delta secondaire et fait partie aujourd'hui du complexe deltaïque du Delta de Mackenzie.

- **Sources des dépôts sédimentaires et bassins versants du delta:**

Les analyses polliniques des puits ont montré dans le puits Amerk O-09 des fortes proportions de pollens de végétaux froids, déposés en zones de haute altitude durant le Paléogène puisque le climat y était chaud, par rapport aux autres puits étudiés. Ceci montre que la source des sédiments déposés dans le puits Amerk O-09 (situé à l'est du bassin) était, au moins en partie, différente des autres puits étudiés dans le bassin. Cette observation est un argument de plus pour valider l'existence d'un second delta à l'est du Delta de Mackenzie qui aurait, jusqu'à leur fusion, drainé une zone plus au sud-est que le Delta de Mackenzie. Le Delta de Mackenzie drainait essentiellement des sédiments provenant de l'érosion de la chaîne des Brooks en formation, alors que le delta secondaire devait drainer des zones montagneuses plus en altitude pour expliquer la présence de pollens d'altitudes, comme la chaîne des Rocheuses au sud du BMB.

- **Détritisme et matière organique continentale :**

Les faibles valeurs de HI issues de la pyrolyse Rock-Eval associées aux analyses palynofaciès (principalement composés de phytoclastes, de spores et de pollens tandis que les éléments marins comme les dinoflagellés sont rares à absents) confirment que cette matière organique déposée dans le BMB est essentiellement de type III et donc d'origine continentale. La comparaison entre les résultats de la pyrolyse Rock-Eval (TOC, HI et OI) les résultats sur le détritisme ont montrés un lien évident entre le détritisme et les dépôts de matière organique. Lorsque le détritisme augmente, lié à la présence du delta et à la surrection de la chaîne des Brooks, les valeurs de TOC augmentent dans les sédiments du delta et du charbon se dépose dans les zones les plus proximales (puits Reindeer D-27). Les fortes valeurs de TOC associés aux dépôts de charbon (puits Reindeer D-27) et/ou de lignites (analyse de carottes sédimentaires) sont présentes dans les faciès proximaux de plaines deltaïques à la fin des séquences progradantes. Ceci associé au caractère continental de la matière organique déposée dans le Delta de Mackenzie met en évidence un contrôle fort du détritisme sur les TOC et donc sur les dépôts de matière organique dans le BMB. Ce contrôle est aussi mis en évidence par le lien entre taux de sédimentations et TOC. Les périodes de faibles taux de sédimentation (inférieur à $10\text{-}12\text{ cm/ka}^{-1}$) sont associés à de faibles TOC (autour de 1%) et les périodes où le flux sédimentaire est plus important ($12\text{-}20\text{ cm/ka}^{-1}$) à des TOC plus forts (autour de 3%). Ces observations sont cohérentes avec le modèle proposé par Tyson (2005) et Bohacs *et al.*, (2005) sur le lien taux de sédimentation et TOC dans les milieux oxiqes comme les deltas.

La comparaison des TOC avec les dépôts d'illite confirment ce lien avec le détritisme. En effet, il a été possible de mettre en évidence un lien entre les dépôts d'illite, type argile traduisant une érosion mécanique associée à du détritisme, et les dépôts de charbon dans les parties les plus proximales du delta. Plus les proportions d'illite sont importantes plus les dépôts de charbon sont importants. L'illite et le charbon semblent donc être transportés et déposés ensemble dans les zones proximales du Delta de Mackenzie. L'origine de ce charbon est l'environnement de mangrove bien développé dans le Delta de Mackenzie au début du Paléogène. Cette mangrove semble permettre le développement de dépôts de charbons en quantité et qualité intéressante dans le Delta de Mackenzie.

- **Qualité de la matière organique :**

La matière organique qui semble la plus intéressante dans le Delta de Mackenzie est celle déposée en environnement de mangrove. En effet, cette matière organique est formée de

charbons associés à de forts TOC dans les faciès de plaine deltaïque observés dans les puits proximaux du delta (affleurements de Caribou Hills et puits Reindeer D-27). L'efficacité de la mangrove à produire des charbons et la présence bien installée de cette mangrove dans le Delta de Mackenzie au début du Paléogène semble être potentiellement assez prometteur pour la recherche de ressources gazières en domaine arctique.

L'autre type de matière organique observée dans le delta est formé par les débris de végétaux et la matière organique amorphe décrits dans les palynofaciès. Ce type de matière organique est caractérisé par des valeurs de TOC plutôt faibles (0.5-3% en moyenne avec quelques pics plus forts localement). Ces faibles TOC moyens sont dus à des taux de sédimentation globalement trop faibles pour préserver de grandes quantités de matière organique dans un milieu où la colonne d'eau est oxygène (contexte deltaïque où les eaux sont brassées et oxygénées). La présence de pyrite et de baryte dans les sédiments indiquent des conditions réductrices sous la surface eau-sédiment qui explique la préservation d'une petite partie de la matière organique. Une petite partie de la matière organique a donc pu réussir à se déposer sur le sédiment sans se faire dégrader dans la colonne d'eau oxygène et à se faire enfouir assez rapidement sous le front Redox. Les décharges sédimentaires importantes du delta lors des crues augmentent la turbidité des eaux à cause du lessivage des sols et de la remise en suspension de la matière organique et la vase sur le fond. Ceci peut diminuer la concentration en oxygène dissous dans la colonne d'eau en créant une hypoxie (zone faiblement oxygénée) et ainsi limiter la dégradation de matière organique qui a plus de chance d'atteindre le fond et le passer sous le front RedOx (Fontenot *et al.*, 2000).

Dans le cas du second type de matière organique aucune corrélation entre TOC et argiles n'a pu être mise en évidence dans le Delta de Mackenzie. Seuls les TOC associés au charbon ont montré une corrélation avec un type d'argile (illite).

Il semble donc exister deux types de matière organique continentale dans le Delta de Mackenzie : 1) celle formée en contexte de mangrove à l'origine des dépôts de charbons et de lignite et 2) celle formée par les éléments continentaux (phytoclastes, pollens, matière organique amorphe principalement) et les quelques micro-organismes marins qui atteignent l'interface eau-sédiments et le front Redox et sont alors préservés grâce aux conditions réductrices existantes dans la zone de sulfato-réduction (présence de pyrite) voire de méthanogénèse (présence de baryte).

- **Contrôle de la cyclicité sur les dépôts de la matière organique**

La mise en évidence de l'impact du détritisme sur le TOC montre un contrôle tectonique sur les dépôts de matière organique. Ce contrôle tectonique lié principalement à l'orogène de la chaîne des Brooks, met en évidence un contrôle paléogéographique fort des dépôts de la matière organique dans le bassin. Ce contrôle tectonique peut être relié à des cycles de second ordre.

Il a été observé une cyclicité dans les dépôts de charbon dans la partie proximale du delta (puits Reindeer D-27) et dans les TOC des puits Amerk O-09 et Adlartok P-09. Les TOC augmentent à la fin des séquences progradantes dans les dépôts proximaux de plaine deltaïque et de barres d'embouchures. Cette cyclicité dans les TOC semble plutôt liée à des cycles de 3^{ème} ordre. Il semble donc y avoir un contrôle eustatique et climatique sur les dépôts de matière organique dans le Delta de Mackenzie.

- **Calage stratigraphique et climatique et écologie du Delta de Mackenzie au Paléogène :**

Les analyses polliniques ont montré qu'elles pouvaient donner des marqueurs climatiques forts notamment dans le cas du Bassin Arctique. La présence des pollens d'*Avicennia* et de *Nypa* permettent de préciser le contexte climatique et environnemental du BMB pendant le Paléogène. Une mangrove se développait alors sur le littoral proche du Delta de Mackenzie avec des températures au moins égales à 20°C. L'extension des zones subtropicales à tropicales devaient alors être importantes et atteignaient les très hautes latitudes du Bassin Arctique. Obtenir de telles températures à ces hautes latitudes nécessite un réchauffement climatique important. Au Cénozoïque, c'est notamment durant le Paléocène et l'Eocène inférieur que l'on retrouve les températures les plus fortes sur l'ensemble du globe (optimum climatique paléocène-éocène). Néanmoins, dans l'état actuel des connaissances sur l'écologie et la répartition des mangroves en domaine arctique, il est impossible de certifier que la présence de ces pollens marquent uniquement cet optimum climatique ou marquent tout autres événements climatiques chaudes durant cette période comme par exemple le MECO à l'Eocène supérieur. Les pollens semblent pouvoir donner des informations stratigraphiques mais des études plus poussées sur la présence des pollens de mangroves dans le Bassin Arctique doivent être faites afin de confirmer cela et de pouvoir associer la présence d'*Avicennia* ou de *Nypa* à tel ou tel événement climatique chaud.

L'observation des pollens montrent donc qu'il est possible de proposer un autre découpage stratigraphique des puits en fonction des variations climatiques et de remettre en cause les âges donnés par les nannofossiles calcaires. Les difficultés pour établir un cadre biostratigraphique dans le bassin a déjà été discuté dans le chapitre 4. L'analyse pollinique accentue cette complexité à établir un modèle d'âges fiable dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie. Ce travail propose donc deux hypothèses pour le découpage stratigraphique du bassin avec de nouvelles données (nannofossiles calcaires et pollens) sans qu'il soit possible de déterminer laquelle de ces hypothèses est la plus fiable. D'autres travaux de datations doivent être menés sur les carottes disponibles des puits du bassin et non sur les *cuttings* pour éviter au maximum les retombés et les mélanges entre les sachets.

Les TOC forts caractéristiques des charbons sont corrélés à la présence de la mangrove dans la partie proximale du Delta de Maxkenzie au Paléogène (puits Reindeer D-27 et affleurements de Caribou Hills ; Salpin *et al.*, 2016 – *in prep.*). Cette observation montre un contrôle climatique sur les dépôts de matière organique continentale et plus précisément sur les charbons.

Chapitre 6 : Intégration régionale des données sur la matière organique du puits ACEX 302 et comparaison avec le Delta de Mackenzie

6.1. Introduction

Différents paramètres influant sur les dépôts de matière organique continentale en domaine proximal et en contexte deltaïque ont été mis en évidence dans le chapitre 5 de ce manuscrit, grâce à l'exemple du Delta de Mackenzie au Paléogène (Figure 102). Néanmoins, le peu de données à notre disposition ne permet pas d'observer les caractéristiques de la matière organique au delà des dépôts de prodelta. Le puits IODP ACEX 302 foré au centre du Bassin Arctique sur la Ride de Lomonosov en domaine distal, dispose des mêmes types de données que celles obtenues dans l'étude du Delta de Mackenzie (données publiques du site IODP et bibliographie). Ceci permet une corrélation à l'échelle du Bassin Arctique entre ces deux zones.

Comment cette matière organique continentale se dépose-t-elle dans ces domaines distaux? La matière organique continentale observée en domaine proximal est-elle la même que celle observée en domaine distal? Sa composition et sa qualité sont-elles comparables ou différentes? Les processus de dépôts et surtout de préservation sont-ils les mêmes?

Pour tenter de répondre à ces questions, il est nécessaire de comparer, dans un même bassin, une zone proximale et une zone distale où de la matière organique continentale se dépose. Dans le cas du Bassin Arctique, l'unique puits en position distale disponible est le puits ACEX 302 foré assez loin du Delta de Mackenzie sur la Ride de Lomonosov mais qui pourra donner un enregistrement distal des dépôts de matière organique (Figure 102).

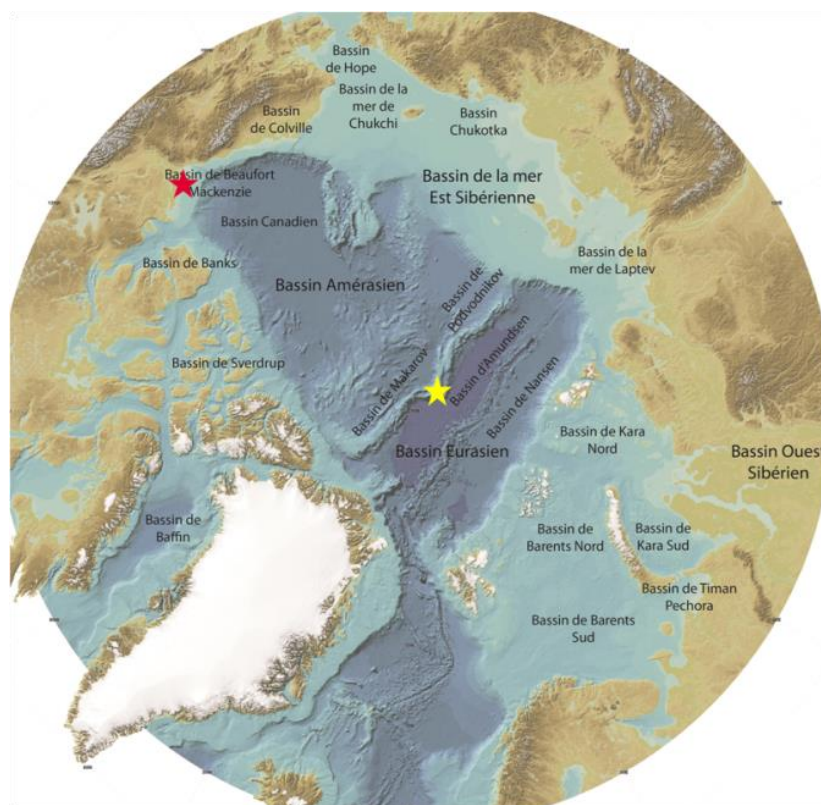


Figure 102 : Localisation du puits ACEX 302 (étoile jaune) et du Delta de Mackenzie (étoile rouge)

Le puits ACEX 302 présente des dépôts riches en matière organique durant l'Eocène inférieur et moyen avec des TOC de 3 -6% en moyenne et une proportion importante de matière organique continentale (Stein, 2007 ; Bousein et Stein, 2009). Après avoir caractérisé la matière organique déposée dans le Delta de Mackenzie en domaine proximal, nous allons caractériser la matière organique présente dans le puits ACEX 302 en domaine marin profond actuellement.

6.2. Caractérisation de la matière organique paléogène dans le puits ACEX 302 et comparaison avec celle observée dans le Delta de Mackenzie

Afin de pouvoir comparer les observations faites dans le Delta de Mackenzie et celles faites sur le puits ACEX (Figure 102), la même approche multiproxys a été utilisée. Pour cela, une synthèse bibliographique sur les études existantes du puits ACEX 302 a été menée (traces et majeurs, Rock-Eval, argiles et analyses de macéraux) et une analyse pollinique a pu être effectuée par *Geobiostratdata.consulting* sur 9 premiers échantillons paléogène du puits ACEX 302. Ceci est un travail préliminaire puisque nous avons à notre disposition 80 échantillons issus du Paléogène du puits ACEX sur lesquels il faudra continuer ces analyses polliniques et également lancer des analyses des palynofaciès sur la matière organique afin de la caractériser le plus précisément possible.

6.2.1. Eléments traces et majeurs : détritisme, conditions de paléoproduktivité et conditions *RedOx*

6.2.1.1. Détritisme

Les éléments traces et majeurs (Al_2O_3 , K, Mg, Ti et Zr dans März *et al.*, 2010) marquant le détritisme montrent des signatures différentes de celles observées dans le Delta de Mackenzie. Deux éléments montrent une différence majeure dans leur signature entre les deux zones d'études : Ti et Zr. En effet, dans le Delta de Mackenzie, les sédiments sont enrichis en Ti et Zr, alors que les sédiments du puits ACEX 302, pour la même période, sont appauvris en ces éléments (Figure 103). Les sédiments des deux zones sont appauvris en Al_2O_3 , sauf pour l'Eocène inférieur (Yprésien) du puits ACEX 302 où les sédiments sont légèrement enrichis en Al_2O_3 (Figure 103). Les sédiments du puits ACEX présentent un appauvrissement en K (Figure 103), ce qui est comparable aux périodes où le Delta de Mackenzie n'influe pas sur les sédiments selon ses périodes de migrations. Concernant Mg, il n'y a pas de tendances franches qui se dégagent ou de différences notables entre les deux zones. La présence en Mg peut alors dépendre de ce qui est érodé en amont ou d'effet d'érosion ou de réactions chimiques plus locales, bien que cet élément réagit en fonction du détritisme comme on l'a vu dans le chapitre précédent dans la zone du Delta

de Mackenzie. Dans le puits ACEX 302, les concentrations en Si ne montrent pas d'enrichissement durant l'Eocène inférieur mais un fort enrichissement pendant l'Eocène moyen (Figure 103).

L'enrichissement en silice peut être relié soit au détritisme soit à la production primaire. Dans le cas du puits ACEX 302 cet enrichissement est lié à la production primaire sera abordée dans la partie suivante (März, 2010).

6.2.1.2. Conditions de paléoproduktivité

Comme cela a été évoqué précédemment, la silice montre un enrichissement fort durant l'Eocène moyen dans le puits ACEX 302 (Figure 103). Ceci peut être associé à une augmentation de la productivité primaire. Durant l'Eocène moyen (Lutétien), les micro-organismes présents sont des organismes siliceux tels que les diatomées, les ébridiens et les silicoflagellés (Onodera *et al.*, 2008 ; Stickley *et al.*, 2008). Ces organismes observées dans le puits ACEX 302 sont caractéristiques des eaux peu profondes : les diatomées observées dans ces sédiments sont des espèces néritiques qui vivent en eaux peu profondes (Stickley *et al.*, 2008), les kystes de dinoflagellés observés sont à paroi organique et vivent en eau douce à saumâtre et les ébridiens observés se développent également dans des eaux peu profondes (max 200m) et saumâtres (Stickley *et al.*, 2008 ; O'Regan, 2008). Leur forte présence entraîne le dépôt d'une boue siliceuse riche en silice, qui contribue en très grande partie à l'enrichissement en silice observé dans les sédiments Eocène moyen du puits ACEX 302. Le détritisme a une faible influence sur l'enrichissement de ces dépôts en Si.

Les légers enrichissements en phosphore (P), nutriments provenant des rivières et aux enrichissements en calcium (Ca) lié à la production carbonatée (foraminifère notamment) (März, 2010) peuvent être logiquement utilisés comme marqueur de paléoproduktivité (Figure 103). Néanmoins, une forte corrélation entre Ca/Al et P/Al associée à la présence de minéraux d'apatite (phosphate formé de P et de Ca) dans les sédiments du puits ACEX 302, notamment dans l'Eocène moyen, limite l'interprétation en termes de productivité des enrichissements en Ca et P (März, 2010).

La productivité primaire est donc dans sa quasi-totalité liée aux organismes siliceux présents durant l'Eocène.

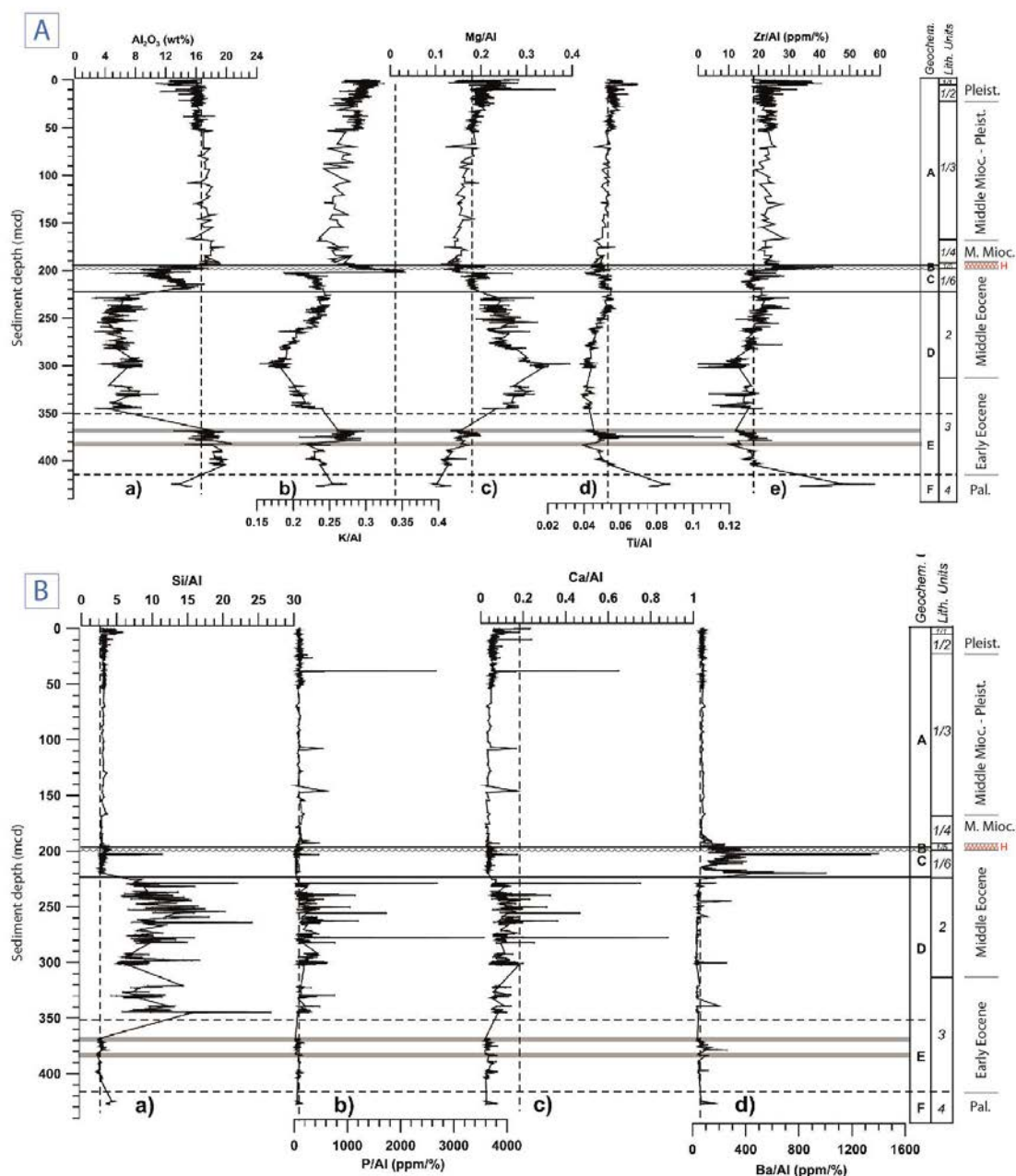


Figure 103 : A) Eléments traces et majeurs marquant les apports détritiques et B) Eléments traces et majeurs marquant la paléoproduktivité (März, 2010). La barre grise inférieure représente le PETM et la barre grise supérieure l'ETM2 (ou ELMO).

6.2.1.3. Conditions RedOx

Plusieurs éléments des eaux marines et des sédiments vont marquer les variations des conditions d'oxydo-réduction. As, Co, Cu, Mo, V et Zn sont enrichis dans les sédiments riches en matière organique et/ou dans des conditions suboxiques à anoxiques (Brumsack, 2006 ; Tribouillard *et al.*, 2006). Durant l'Eocène moyen, période dont les sédiments sont enrichis en Si (Figure 103), le puits ACEX 302 montre des enrichissements importants en As, Co, Cu, Mo, Ni, U et Zn (Figure 104). Ces enrichissements traduisent un environnement suboxique à anoxique

durant l'Eocène moyen, avec une oxygénation qui augmente juste avant le hiatus. Des conditions euxiniques ont même été proposées après l'observation d'enrichissement en soufre dans les sédiments de l'Eocène moyen du puits ACEX 302 (Ogawa, 2009).

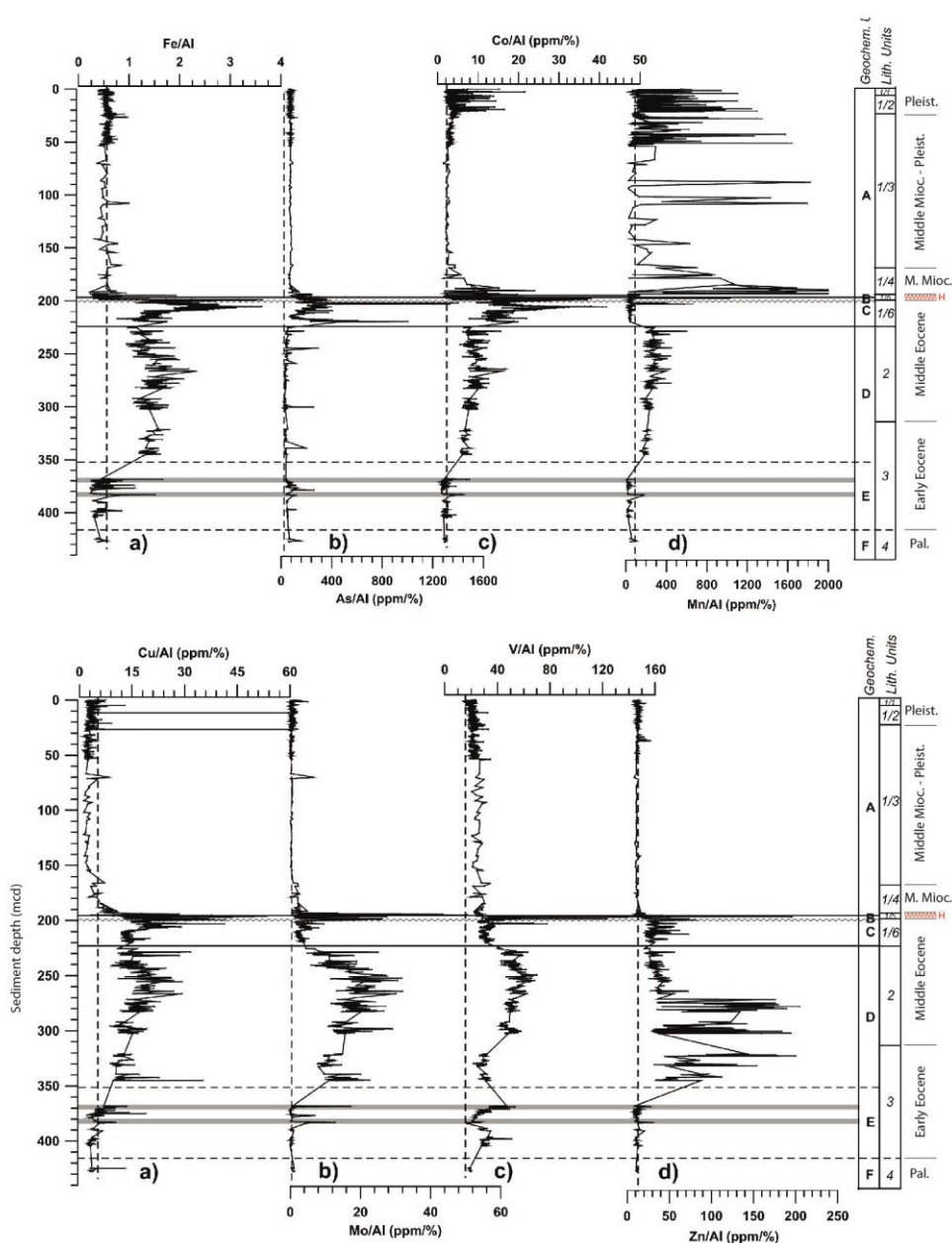


Figure 104 : Éléments traces et majeurs marquant les conditions d'oxydo-réduction (RedOx), Zn marquant également la paléoproduktivité (März, 2010). La barre grise inférieure représente le PETM et la barre grise supérieur l'ETM2 (ou ELMO).

6.2.2. Analyse de la matière organique

La pyrolyse Rock-Eval effectuée sur les échantillons du puits ACEX 302 pour la période paléogène a révélé des valeurs de TOC non négligeables variant entre 1 et 6 % pour les niveaux les plus riches (Figure 105) ; (Stein, 2007 ; Boucsein et Stein, 2009). Pendant la fin du Paléocène,

les TOC varient entre 2 et 4% avec des HI inférieurs à 100 et des OI variant entre 50 et 300 qui traduisent une matière organique de type III (origine continentale). Ceci est confirmé par l'analyse des macéraux effectuée pour le Paléocène où les composants organiques terrigènes sont en majorité pour plus de 80% (Figure 106). Durant l'Eocène inférieur, les TOC ont des valeurs variant globalement entre 2 et 4% (avec deux pics à 5%, un niveau à 1% et un à 1.5 %) ; (Figure 105). Les valeurs de HI inférieures à 300 et les valeurs de OI inférieures à 100 traduisent la présence d'une part de matière organique de type II plus importante que durant la fin du Paléocène. Ainsi, la matière organique de l'Eocène inférieur est un mélange entre le type II et le type III. L'analyse des macéraux confirme ce mélange par la présence d'éléments terrigènes associés à des éléments aquatiques/marins en plus grande proportion dans les pics d'optimum thermique (PETM et ELMO) où les macéraux aquatiques (eau douce et marin) représentent environ 80% de la matière organique (Figure 106) ; (Boucsein et Stein, 2009). Durant l'Eocène moyen, les valeurs de TOC sont plus fortes et varient globalement entre 3 et 6 %. Entre 240 et 300m de profondeur, les HI sont compris entre 200 et 300 avec des OI inférieurs à 100 (Figure 105), ce qui traduit également une matière organique mixte de type II et de type III. L'étude des macéraux confirme ce mélange pour l'Eocène moyen (Mann *et al.*, 2009). Pour la partie supérieure de l'Eocène moyen, entre 200 et 240m, les HI sont plus faibles (plutôt inférieur à 200) et les OI varient entre 20 et 120 (Figure 105). Ceci traduit une matière organique avec une part de terrigène plus importante que dans la partie inférieure de l'Eocène moyen, ce qui est confirmé par les analyses de macéraux (Mann *et al.*, 2009) (Figure 106).

Chapitre 6 : Intégration régionale des données sur la matière organique du puits ACEX 302 et comparaison avec le Delta de Mackenzie

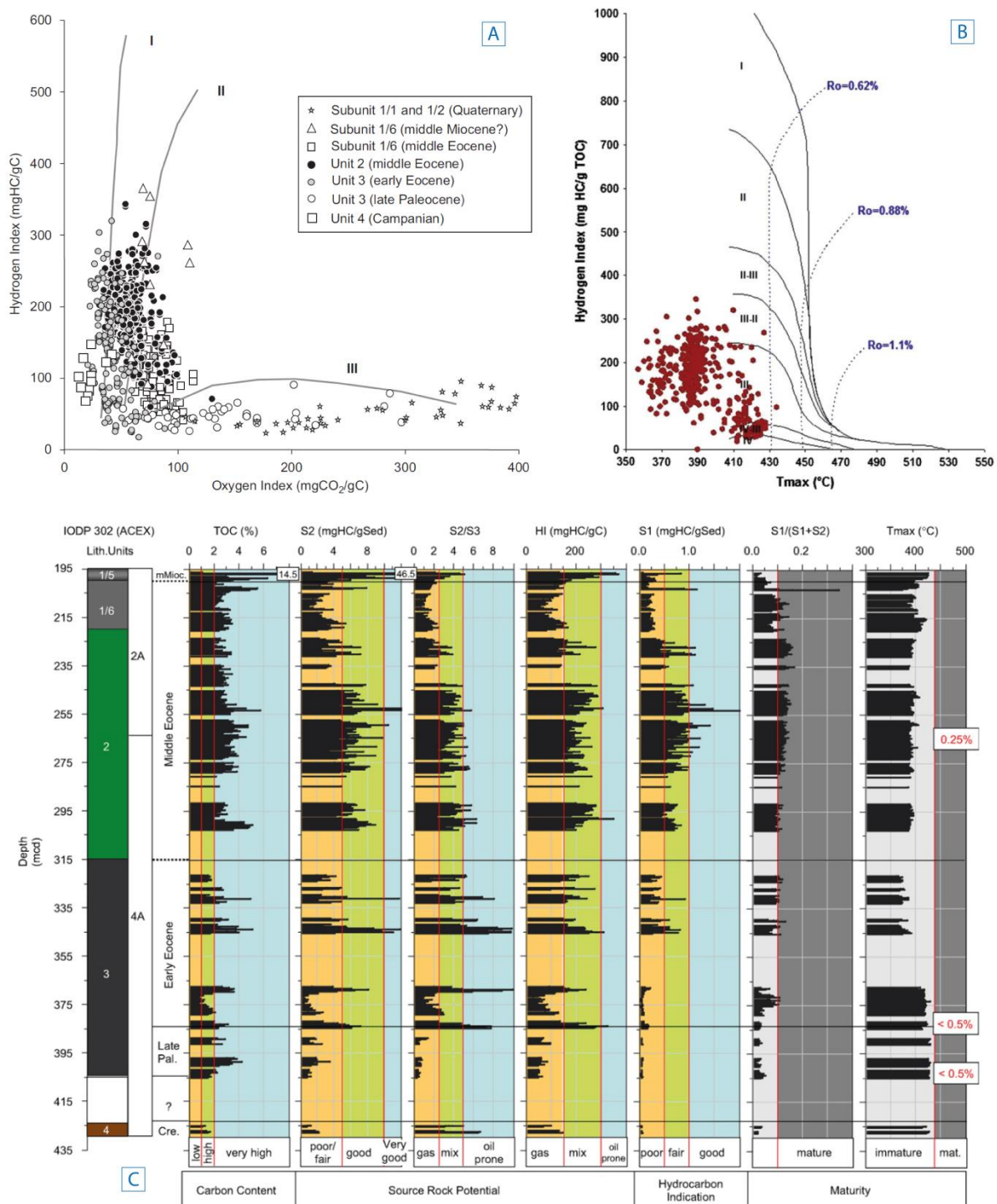


Figure 105 : Données issues de la pyrolyse Rock-Eval dans les sédiments du puits ACEX 302. A) Diagramme pseudo Van Krevelen (HI/OI) (Stein, 2007), B) Diagramme HI/Tmax et valeurs de réflectance de la vitrinite (d'après Mann et al., 2009 et Isaken et Ledje, 2001), C) Pour le Paléogène, valeurs de TOC, S2, S2/S3, HI, S1, S1/(S1+S2) et de Tmax (Stein, 2007).

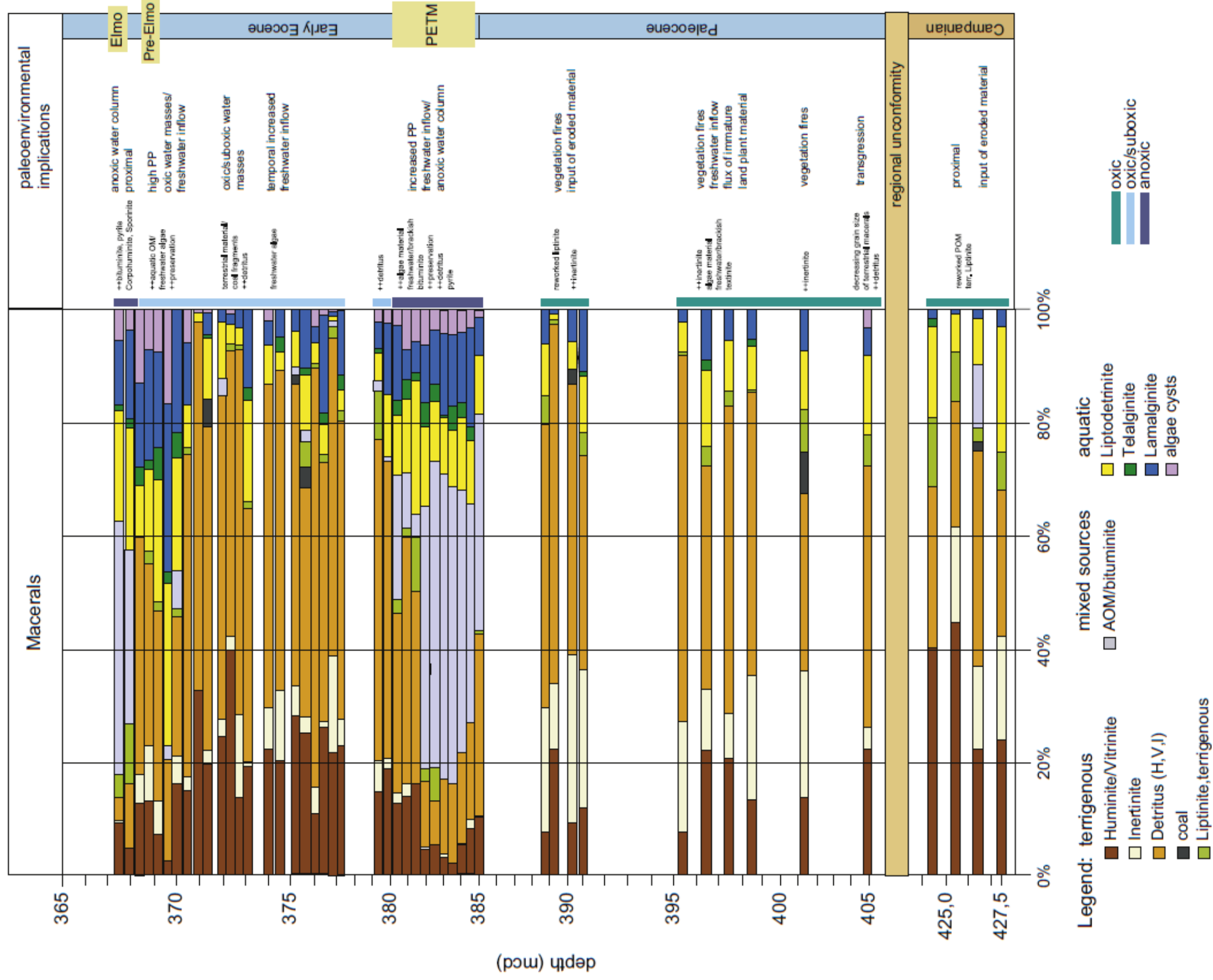


Figure 106 : Analyse des macéraux dans les sédiments du puits ACEX 302 du Campanien à l'Yprésien (Eocène inférieur) ; (Boussin et Stein, 2007).

6.2.3. Analyse des argiles et du contenu pollinique

L'analyse des argiles pour la période Paléogène du puits ACEX 302, montrent des proportions de Kaolinite plus importantes que celles d'illite et de chlorite contrairement à ce qui a été observé dans le Delta de Mackenzie (Figure 107). La smectite est présente mais reste en petite proportion par rapport aux trois autres argiles (sauf pour un niveau à la fin de l'Eocène inférieur); (Figure 107). Le rapport Kaolinite/Chlorite montre une érosion hydrolysante dominante (Chamley, 2013 ; Vogt *et al.*, 2009) ce qui est différent de ce qui été observé pour la même période dans la région du Delta de Mackenzie où l'érosion mécanique lié au détritisme domine (*cf* chapitre 5). Le détritisme est beaucoup moins important dans le puits ACEX 302 que dans le Delta de Mackenzie pour le même période et le même climat. Ceci est principalement dû à l'absence de chaîne de montagne en surrection au niveau de la Ride de Lomonosov. C'est donc l'érosion chimique des sols qui prédomine et non pas l'érosion mécanique de reliefs. Dans ce cas l'observation du cortège argileux donne des informations sur les apports et les sources sédimentaires plutôt que sur le climat (Thiry, 2000 ; Fagel, 2007).

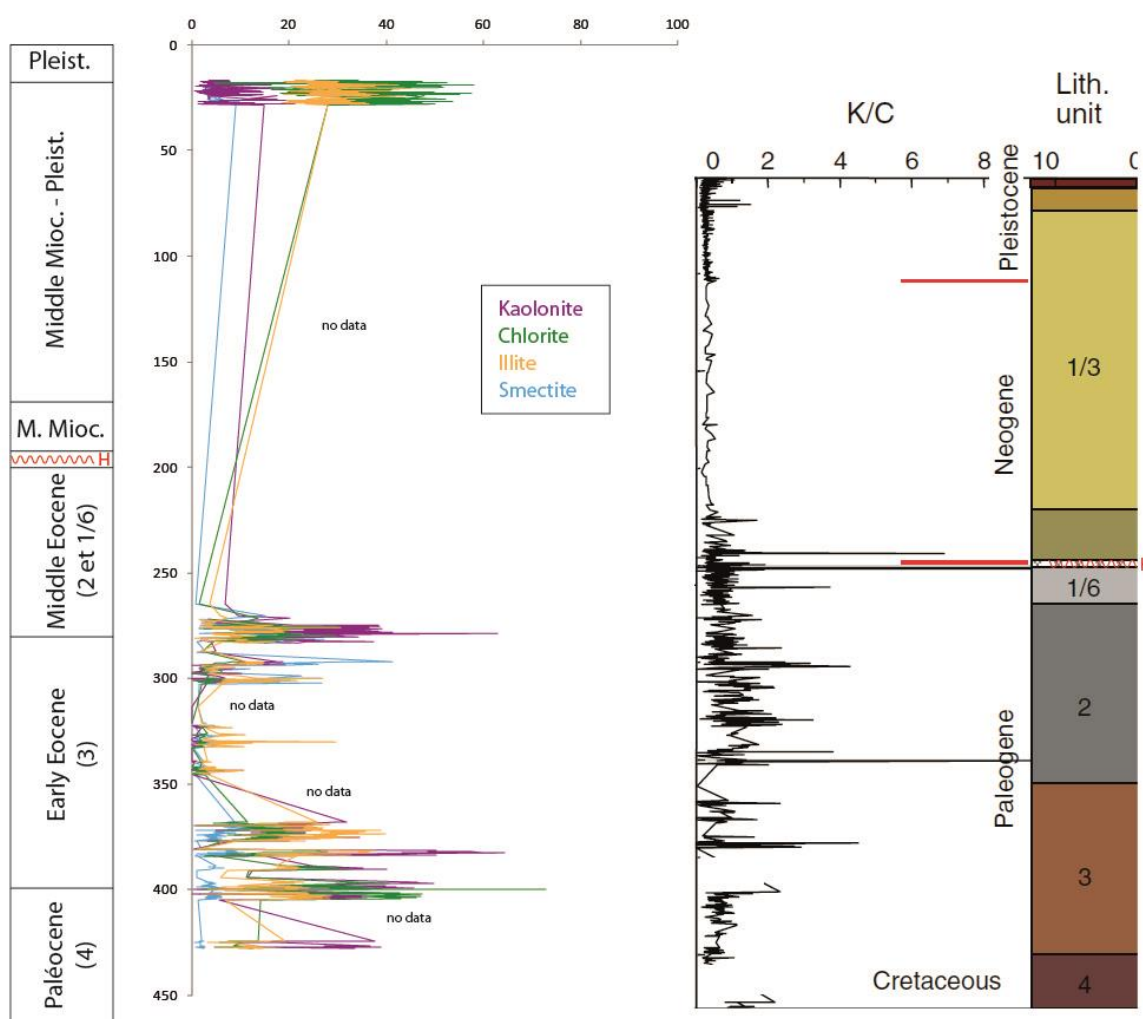


Figure 107 : A gauche : proportions des différentes argiles dans le puits ACEX 302 et à droite rapport Kaolinite/Chlorite associé (d'après la base de données publiques de IODP et Vogt *et al.*, 2009).

Les premières analyses polliniques effectuées dans le puits ACEX 302 pour le Paléogène par *Geobiostratdata.consulting* donnent des informations précieuses sur les espèces présentes. Elles indiquent un environnement de dépôts plutôt proximal (Figure 108). Neuf échantillons des sites ACEX M0004A (15 : 383,12 m ; 45 : 368,925 m ; 46 : 368,395 m ; 47 : 367,535 m ; 48 : 345,35 m ; 49 : 339,285 m ; 57 : 302,435 m ; 68 : 270,12 m) et M0002A (81 : 221,025 m) ont été analysés dans un premier temps pour tester (à partir de la flore pollinique) la valeur climatostratigraphique des corrélations proposées dans la littérature (Brinkhuis *et al.*, 2006 ; Sluijs *et al.*, 2006, 2008, 2009). 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). La présence et l'abondance des *Cupressaceae* sont similaires à celle observée dans les puits du Delta de Mackenzie (Figure 108). Comme cela a été abordé dans le chapitre 5, les pollens de *Cupressaceae* sont fragiles et ne se transportent pas sur de longues distances, ce qui souligne la proximité de la végétation et donc du littoral (Heusser et Balsam, 1977 ; Fauquette *et al.*, 1999 ; Beaudouin *et al.*, 2005). De la même façon les pollens d'herbes ne se transportent pas sur de longues distances. Ceci associé à la faible présence de pollens de pin (qui se transportent loin et que l'on retrouve en faible quantité en domaine proximal et en grande quantité en domaine distale) reflètent également la proximité du littoral (Figure 108). Le pollen d'*Avicennia* a été observé dans les échantillons 46 et 47. Comme cela a été dit dans le chapitre 5, ce pollen est caractéristique des environnements tropicaux de mangrove et témoigne ici, comme dans le cas du Delta de Mackenzie, de la période d'optimum climatique fin Paléocène à début Eocène. Les profondeurs des échantillons où *Avicennia* a été observé sont associés à l'événement climatique ETM2 (ou ELMO) de l'Eocène inférieur (Boucsein et Stein, 2009 ; März, 2010). De plus, le pollen d'*Avicennia* est, comme le pollen de *Cupressaceae* et d'herbe, très fragile et ne se transporte pas sur de grandes distances ce qui souligne la proximité du littoral durant sa période d'occurrence (Maumont *et al.*, 2009). Le dinoflagellé *Apectodinium*, marqueur de l'acmé du PETM, domine nettement dans l'échantillon 15. Globalement, les kystes de dinoflagellés et d'acritarches marins sont présents dans tous les échantillons, marquant bien l'influence marine dans les dépôts de matière organique, évoqué plus haut (mélange type II et type III). La fougère *Azolla* est abondante dans l'échantillon 57 (Figure 108) marquant très probablement l'événement *Azolla* dans le puits ACEX 302.

Le diagramme pollinique (Figure 108) montre bien l'enregistrement du début du maximum thermique de l'Eocène inférieur (ETM2) ; (présence d'*Avicennia*) et une partie du PETM (présence d'*Apectodinium*), ceci sera à préciser et compléter avec les analyses futures sur les échantillons disponibles afin notamment de savoir si les pollens d'*Avicennia* marque seulement cet optimum climatique fin Paméocène-début Eocène ou tout autre pic de fort réchauffement pendant le Paléogène. La baisse des températures liée au refroidissement climatique à partir de l'Eocène moyen est nette au-dessus de l'échantillon 57 et se marque par la réduction des éléments méga-mésothermes puis par l'augmentation des arbres froids/d'altitude (végétaux mésothermes et boréaux) ; (Figure 108). La présence de la fougère *Azolla* marque bien ce début du refroidissement (Figure 108).

A ce stade de l'analyse palynologique du puits ACEX 302, on peut avancer que les événements liés à la période *greenhouse* du Paléocène supérieur à l'Eocène inférieur sont bien enregistrés aux profondeurs proposées dans la littérature (Brinkhuis *et al.*, 2006 ; Sluijs *et al.*, 2006, 2008, 2009). Leur enregistrement détaillé reste néanmoins à réaliser. L'échantillon 81 illustre bien le changement climatique de l'Eocène moyen vers la période *icehouse* que nous

Chapitre 6 : Intégration régionale des données sur la matière organique du puits ACEX 302 et comparaison avec le Delta de Mackenzie

connaissions actuellement, mais la fréquence toujours relativement élevée des éléments méga-mésotermes peut être un argument pour dire que les conditions climatiques ne se sont pas détériorer aussi rapidement qu'on pouvait le penser et que des températures assez élevées persistent durant le Lutétien (*cf* chapitre 5, figure 3). Cette information va à l'encontre de l'interprétation des galets isolés dans les sédiments comme des *droptstones* et donc la présence d'iceberg saisonnier dans le Bassin Arctique (Stickley *et al.*, 2009 ; Darby, 2014). Néanmoins certain travaux sur les isotopes du carbone et de l'oxygène et sur les gymnospermes mettent en avant un Eocène moyen plutôt chaud et sans glaces de mer (Jahren *et al.*, 2009). Une analyse approfondie des pollens pourront peut-être donner plus d'informations sur la présence ou non de glace saisonnière dès l'Eocène moyen dans le Bassin Arctique.

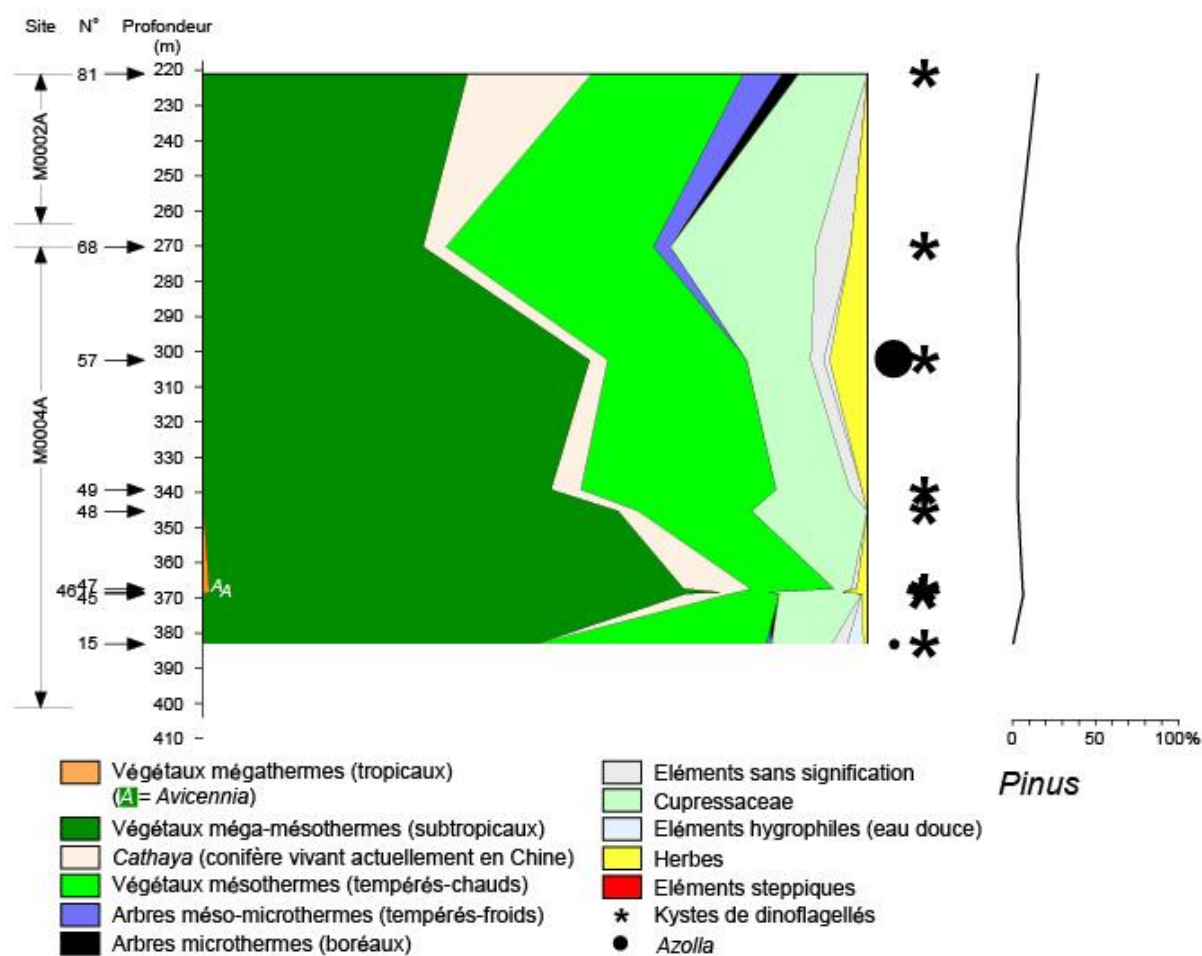


Figure 108 : Diagramme pollinique du Paléogène du puits ACEX 302 (effectué par *Geobiostratdata.consulting*).

6.3. Evolution paléogéographique de la Ride de Lomonosov durant le Paléogène : implications sur la roche mère

Les analyses polliniques, en plus des données et études publiées sur le puits ACEX 302, apportent de nouvelles contraintes concernant la paléogéographie de la Ride Lomonosov durant le Cénozoïque. Il est alors possible de proposer un nouveau modèle paléogéographique et écologique de la zone.

6.3.1. Yprésien (Eocène inférieur)

L'information majeure de l'étude pollinique pour l'âge Yprésien est la présence de pollens de végétaux mégathermes et particulièrement l'occurrence du pollen *Avicennia* marquant l'ETM2 (Figure 108). On sait que ce pollen est caractéristique des environnements tropicaux de mangrove et qu'il souligne une proximité du littoral. De plus, les pollens d'*Avicennia* présents dans le puits ACEX 302 sont dans un état de conservation exceptionnel, tout comme les autres pollens qui y sont observés. Ces pollens ont donc subi un transport très faible voire presque inexistant. Le littoral où se développait cette mangrove arctique était donc très proche voire au niveau de zone de forage du puits ACEX 302. A l'époque, les continents les plus proches de la ride sont à 200-300km de distance (Barents-Kara) (Figure 16), ce qui exclut le transport des pollens d'*Avicennia* depuis ces zones trop éloignées. Ceci est valable pour les autres pollens présents puisqu'ils sont tous dans un état de conservation exceptionnel. Ces observations donnent une information majeure : la mangrove se développait au niveau la Ride de Lomonosov avec des températures moyennes d'au moins 18-20°C en domaine Arctique. De plus, la plus forte proportion en kaolinite durant cette période (Figure 107) montre une érosion dominante hydrolysante, ce qui est lié à un climat plutôt chaud et humide plutôt qu'à un climat froid et sec dans le cas où aucun relief important ne peut apporter des argiles détritiques comme la chlorite ou l'illite. La Ride de Lomonosov était alors en partie émergée pour permettre le développement de végétaux et d'une mangrove mais sans relief. La période d'optimum climatique du Paléocène supérieur-Eocène inférieur est associée au maximum de montée du niveau marin pour le Cénozoïque (Miller, 2005). Les courbes de subsidence proposées pour la Ride de Lomonosov à 54 Ma (événement ELMO, présence d'*Avicennia*) montrent une subsidence quasiment nulle (Moore *et al.*, 2006) ; (Figure 109). La croûte continentale qui forme la Ride de Lomonosov s'étant détachée du continent Eurasien à la fin du Paléocène lorsque l'expansion océanique a commencé le long de la ride de Gakkel (Bassin Eurasien) (Vogt *et al.*, 1979 ; Akhmet'ev *et al.*, 2010 ; Poselov *et al.*, 2012), il est normal que la subsidence de la ride soit encore très faible au début de l'Eocène. Il est donc logique que la Ride de Lomonosov reste en position émergée, au moins en partie, au début de l'Eocène et permette le développement d'une mangrove et de végétaux (Figure 111).

Durant l'événement ELMO où l'on rencontre le pollen d'*Avicennia*, une petite période d'anoxie existe (März, 2010) ; (Figure 104). Le développement d'une mangrove est associé à des dépôts de matière organique et une anoxie possible sur le fond vaseux due au phénomène de

Chapitre 6 : Intégration régionale des données sur la matière organique du puits ACEX 302 et comparaison avec le Delta de Mackenzie

dystrophisation. La dystrophisation est l'état extrême de l'eutrophisation (Grier, 2003 ; Emmanuel *et al.*, 2008), qui se traduit par la mort des organismes animaux et végétaux supérieurs et entraîne une anoxie. Les bactéries aérobies et les algues pullulent à la suite d'un apport excessif de matière organique biodégradable comme c'est le cas dans une mangrove. Les bactéries appauvrissent rapidement le milieu en oxygène dissous (vases, eau). Le fort développement des algues vont faire obstacle à la pénétration du soleil et des UV dans l'eau. Les organismes aérobies meurent dans les couches les plus profondes, en libérant du CO₂, du méthane, de l'azote et du phosphore qui vont encore enrichir le milieu et accélérer le processus de désoxygénation qui va alors s'auto-entretenir. Le zooplancton et les organismes mobiles (poissons, amphibiens, invertébrés) ont disparu et une couche plus chaude se forme en surface, ainsi les eaux profondes ne se ré-oxygènent plus (effet thermocline + brassage réduit des eaux). Seules les bactéries anaérobies survivent alors dans une vase noire, putride et anoxique. La fermentation qu'elles y entretiennent dégage des gaz tels que l'hydrogène sulfuré, l'ammoniac et le méthane, défavorables aux formes de vie supérieures.

Ce phénomène de dystrophisation explique la présence d'anoxie durant cette période en contexte proximal et de faible profondeur d'eau, ce qui a permis d'obtenir des TOC non négligeables pendant l'optimum thermique du Paléogène (Stein, 2007 ; Boucsein et Stein, 2009).

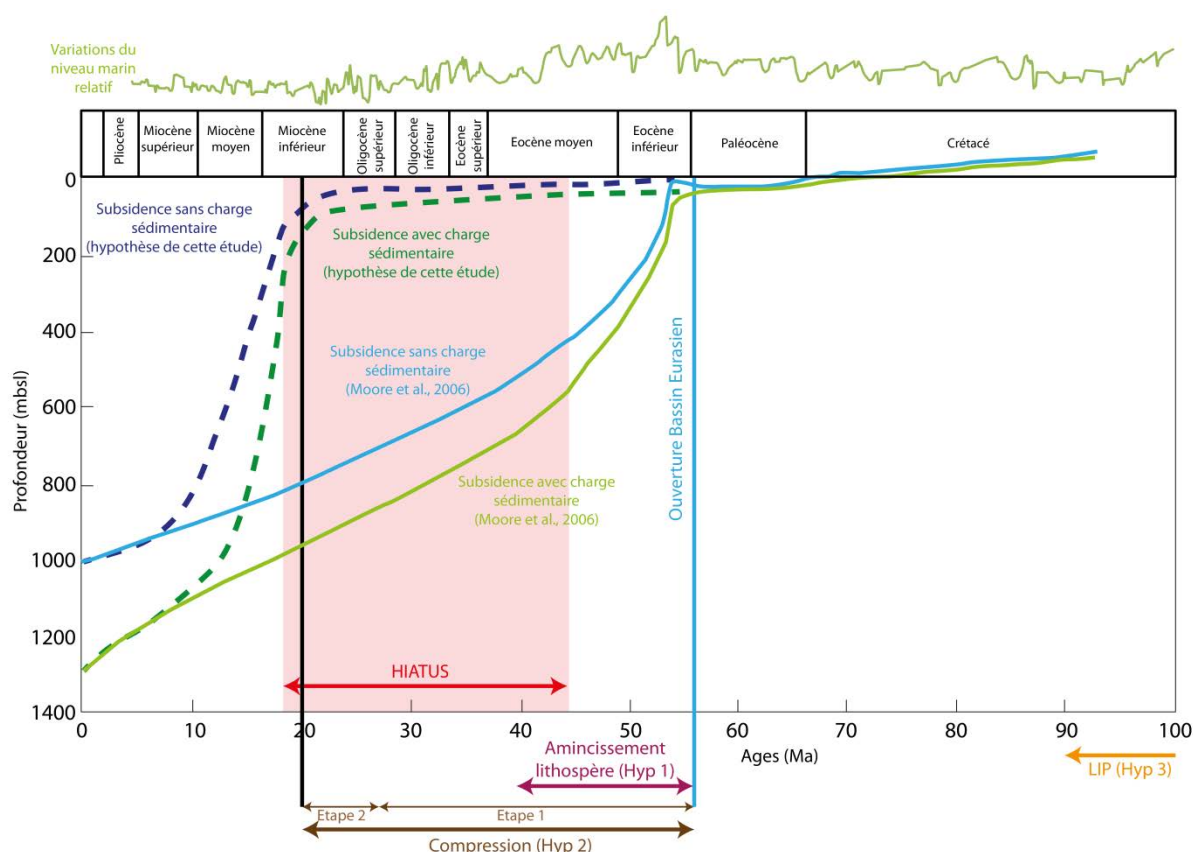


Figure 109 : Subsidence de la Ride de Lomonosov établie par Moore et al. (2006) et nouvelle proposition de courbe de subsidence à partir des données paléogéographiques et polliniques (présente étude).

6.3.2. Passage Yprésien-Lutétien : Événement *Azolla* et Lutétien (Eocène moyen)

Une des hypothèses majeures expliquant le dépôt important de fougères *Azolla* lors du passage Yprésien-Lutétien est une stratification des eaux étendue à l'ensemble du Bassin Arctique pendant cette période (Hypothèse 1, Figure 111). L'*Azolla* étant une fougère d'eau douce (Brinkhuis *et al.*, 2006 ; Collinson, 2009 ; Barke *et al.*, 2012), sa présence dans un bassin océanique nécessite soit une eau peu voire pas salée. Le Bassin Arctique serait alors un grand lac d'eau douce, soit une stratification des eaux forte associée à une circulation estuarienne des eaux douces en surface type Mer Noire (Stickley *et al.*, 2008). Dans les deux cas, la surface de l'eau du Bassin Arctique serait recouverte d'*Azolla* (Brinkhuis *et al.*, 2006 ; Bujak, 2008). La stratification des eaux entraînerait une anoxie des eaux de fonds qui permettrait de préserver la matière organique associée aux TOC de plusieurs pourcents existants à cette période (Stein, 2007 ; Stickley *et al.*, 2008 ; Boucsein et Stein, 2009 ; Ogawa, 2009) ; (Figure 111). La présence d'eau douce serait alors liée au fait que le Bassin Arctique était en condition isolée de l'océan mondial durant l'Eocène moyen et supérieur entre 49Ma (fermeture du détroit de Turgay) et 33.4Ma (ouverture du détroit de Fram et connexion avec l'Atlantique Nord) ; (cf chapitre 2).

Durant tout l'Eocène moyen, il est considéré que cette stratification des eaux perdure (Stickley *et al.*, 2008 ; Ogawa, 2009), la fougère *Azolla* étant « remplacée » par des organismes tolérants l'eau douce à saumâtre : diatomées néritiques (Stickley *et al.*, 2008), ébridiens, dinoflagellés à paroi organique (O'Regan, 2008) et des algues chrysophytes (eau douce) (Stickley *et al.*, 2008). Ces éléments se développent dans la tranche d'eau de surface douce à saumâtre du Bassin Arctique.

Cette hypothèse liée à la stratification des eaux du Bassin Arctique à l'Eocène moyen/Inf proposées dans la littérature sont associées à une subsidence de la Ride de Lomonosov qui lui permet d'être à une profondeur suffisante pour être dans des conditions anoxiques en domaine marin, soit à environ 500-600 mètres de profondeur (Moore *et al.*, 2006). En effet, selon les modèles cinématiques thermiques classiques, le microcontinent aurait dû s'enfoncer de 1 km de profondeur à cause du *rifting* du Bassin Eurasien à 56 Ma (Minakov et Podladchikov, 2012). Or, il semble que la subsidence de la Ride de Lomonosov ne soit pas si importante durant le Paléogène, ce qui a déjà été abordé dans la littérature par O'Regan *et al.*, (2008). En effet il y a trois paramètres (3 hypothèses qui jouent ensemble) qui ont pu empêcher la Ride de Lomonosov de subsider rapidement comme une marge continentale classique : 1) un *uplift* associé à une érosion post-*rift* (Minakov et Podladchikov, 2012), 2) une période de compression dans le Bassin Arctique entre 56 Ma et 20 Ma (O'Regan, 2008) et 3) la présence d'une grande étendue de MORB au niveau de la Ride Alpha en arrière de la Ride de Lomonosov (cf chapitre 2, Grantz *et al.*, 2011).

Hypothèse 1 : Minakov et Podladchikov, (2012) montrent que l'expansion de la croûte océanique dans le Bassin Eurasien a probablement été limitée et confinée par un amincissement non volcanique de la lithosphère du manteau juste après l'ouverture océanique du Bassin Eurasien entre 56 et 40 Ma. Un modèle basé sur les relations classiques pression-température pour le manteau ont montré une augmentation de la température du manteau durant cette période. En réponse à cette augmentation de la température, la composition du manteau a changé et a entraîné la formation de péridotites et de plagioclases moins denses qu'habituellement. Le

manteau est alors peu dense. Cette augmentation de la température de la lithosphère associée à cette baisse de la densité du manteau auraient alors permis un *uplift* de la Ride de Lomonosov juste après l'ouverture océanique du Bassin Eurasien. Cet *uplift* a émergé la Ride de Lomonosov ce qui a entraîné un non-dépôt de sédiment créant le hiatus observé dans le puits ACEX 302. Cette période d'*uplift* est ensuite suivie d'une subsidence rapide de la Ride de Lomonosov vers l'environnement en eau profonde (1300m mètres de profondeur) observé actuellement.

Hypothèse 2 : Selon O'Regan, (2008), la période de compression se fait en deux étapes; (Figure 109). La première étape est liée à des mouvements indépendants de la microplaque du Groenland qui, entre 56 et 33Ma, bloquent l'évolution et l'expansion du Bassin Eurasien (Lawver *et al.*, 2002; Brozena *et al.*, 2003). A terre, on observe cette compression dans les zones orogéniques des îles Svalbard et Ellesmere. De plus, cette compression été mise en évidence grâce à des cartes de gravité où 200km de raccourcissement sont observées au sud-ouest du Bassin Eurasien (Brozena *et al.*, 2003). Ce raccourcissement est prédit par les reconstitutions magnétiques à l'Eocène moyen durant une période de mouvement des plaques autour du Bassin Arctique vers l'ouest (Brozena *et al.*, 2003). Déclenchant la seconde étape de la compression, ces mouvements des plaques entraînent la migration du pôle d'Euler pour l'Amérique du Nord et l'Eurasie entre l'Eocène moyen et le début du Miocène (20Ma) en direction de la Lena et de la Mer de Laptev (Drachev *et al.*, 2003; Glebovsky *et al.*, 2006). Ceci entraîne une chute des vitesses d'expansion océanique de la Ride de Gakkel dans le Bassin Eurasien de 20mm/an à 6mm/an, une chute des vitesses est également observée dans la Mer de Laptev (Vogt *et al.*, 1979; Drachev *et al.*, 2003). Ce phénomène de compression/transpression est exprimé par des chevauchements et des failles inverses dans les Nouvelles Iles Sibériennes et au nord de la Chaîne de Verkhoyansk (Drachev *et al.*, 1998). Ceci montre donc que le Bassin Eurasien subit des forces de compressions depuis sa création jusqu'au début du Miocène. Le Bassin Eurasien est donc très limité dans son expansion, limitant le déplacement de la Ride de Lomonosov et sa subsidence.

Hypothèse 3 : Le dernier paramètre pouvant influencer la subsidence de la Ride de Lomonosov est la présence de la LIP Alpha-Mendeleev (MORB) en arrière de la ride. Lors de l'expansion océanique du Bassin Eurasien, la Ride de Lomonosov se déplace en direction de la zone de MORB mise en place lors de l'ouverture du Bassin Amérasien (Grantz *et al.*, 2011). Les anomalies magnétiques mettent bien en évidence l'étendue de cette zone de MORB dans le Bassin Canadien en arrière de la Ride de Lomonosov et sur tout le long de son côté Amérasien (Oakey et Saltus, 2016) (Figure 110). Le basalte remonte pendant le Crétacé à la surface par intrusion dans la croûte transition océan/continent (OCT) mise en place au début du Jurassique lors de la première phase d'ouverture du Bassin Amérasien et Canadien (Grantz *et al.*, 2011 ; Oakey et Saltus, 2016). Cette LIP Alpha-Mendeleev peut représenter un obstacle à l'expansion de la Ride de Lomonosov et bloquer, ou ralentir fortement, son déplacement et sa subsidence.

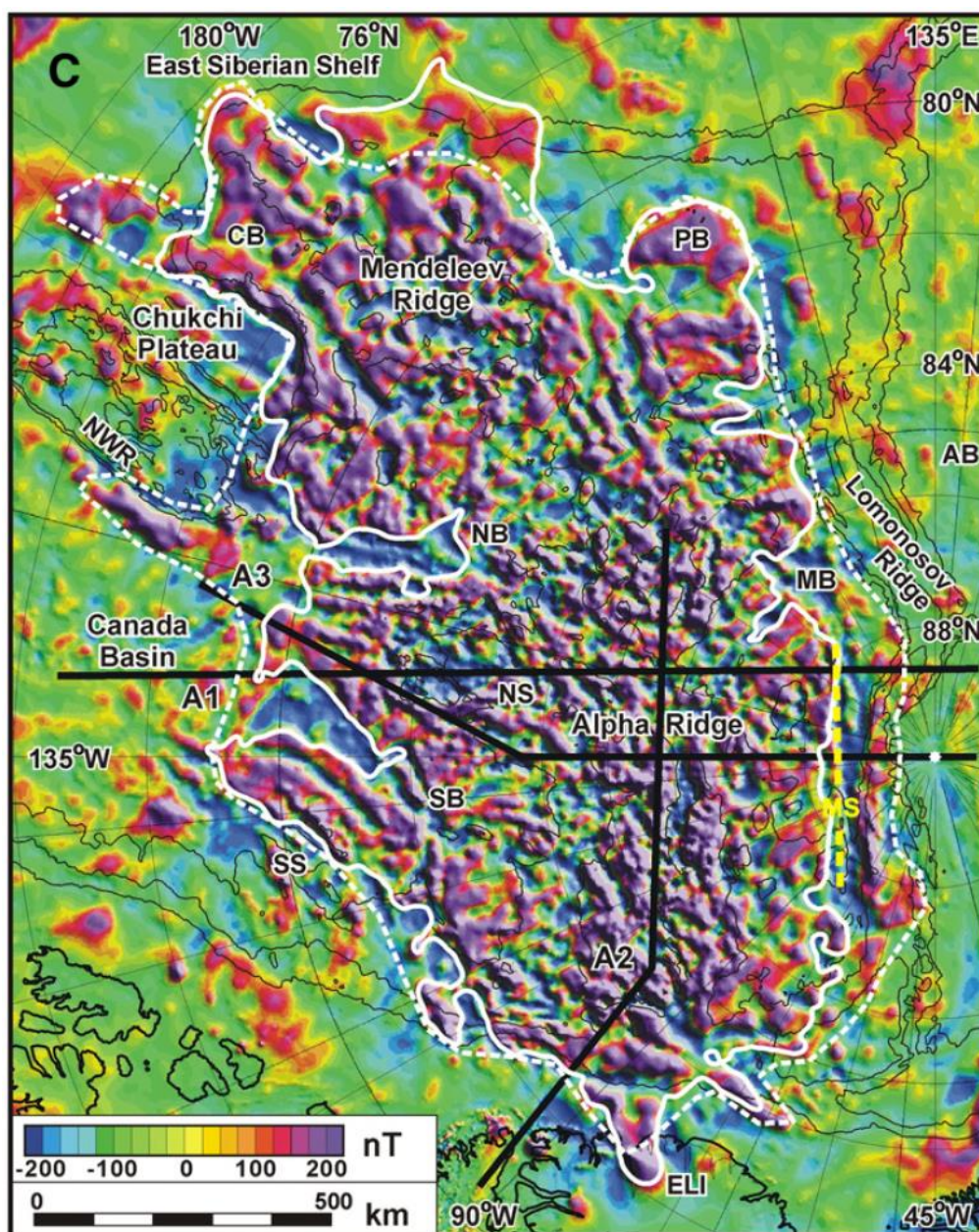


Figure 110 : Carte des anomalies magnétiques du Bassin Américain (Ride Alpha et Mendeleev) (d'après Oakley et Saltus, 2016). Ces anomalies magnétiques montrent un faciès chaotiques.

Ces trois facteurs associés ont pu empêcher la Ride de Lomonosov de subsider avec un profil de subsidence classique, elle est restée en position haute depuis sa création à la fin du Paléocène jusqu'au début du Miocène confirmant la subsidence proposée par Moore et al., (2006) pour l'Yprésien (Figure 109). A partir du Miocène, la compression du Bassin Arctique cesse, l'ouverture du détroit de Fram associée à l'ouverture de l'Atlantique Nord se met en place (Engen, 2003), ceci relâche les pressions alors exercées sur le Bassin Eurasien et la Ride de Lomonosov. L'expansion de la ride de Gakkel reprend des vitesses normales et la Ride de Lomonosov s'enfonce à la faveur d'un profil de subsidence classique (Allen et Allen, 2013). Ce retard dans la subsidence explique la position encore peu profonde aujourd'hui de la Ride de Lomonosov par rapport aux bassins adjacents Arctiques. En effet, elle se situe à 934m de profondeur d'eau et à 3.5km en

moyenne au dessus du fond du Bassin Arctique. Sa position peu profonde aujourd'hui ne peut être expliquée par une subsidence commençant à l'Eocène inférieur comme cela est avancé dans la littérature (Moore *et al.*, 2006), ce qui va dans le sens d'un retard de subsidence de la Ride de Lomonosov.

La Ride de Lomonosov étant en partie émergée pendant l'Eocène moyen (pollens non transportés et subsidence très faible), il faut donc expliquer la préservation de la matière organique différemment que par une anoxie des fonds qui sous-entend une profondeur d'eau non négligeable. La stratification des eaux proposée dans la littérature existe mais influe sur les dépôts profonds des bassins adjacents à la Ride de Lomonosov et non pas au-dessus de la ride à cause de sa situation en faible profondeur. Lors de l'événement *Azolla* (Brinkhuis *et al.*, 2006), des blooms énormes de la fougère se produisent et recouvrent la surface des eaux douces de la ride (lac, rivières...), ainsi que des embouchures et des littoraux. Les tapis d'*Azolla* recouvrant l'eau deviennent rapidement si denses qu'ils empêchent la lumière du soleil de pénétrer la masse d'eau, pouvant contribuer à des phénomènes de dystrophisation (Grier, 2003 ; Emmanuel *et al.*, 2008). Comme pour le cas de la mangrove, les bactéries aérobies et les algues vont se développer fortement lorsqu'il y a un apport excessif de matière organique biodégradable telle que la fougère *Azolla*. Le milieu se trouve alors rapidement appauvrie en oxygène dissous à cause de l'activité des bactéries. La grande quantité de fougères *Azolla* et d'algues vont empêcher la les UV et la lumière de pénétrer l'eau. Les organismes aérobies meurent dans les couches les plus profondes, en libérant du CO₂, du méthane, de l'azote et du phosphore qui vont encore enrichir le milieu et accélérer le processus de désoxygénation qui va alors s'auto entretenir. L'effet thermocline et le brassage réduit des eaux vont alors empêcher les eaux de fond de se ré-oxygéner, l'environnement devient alors anoxique.

La fougère *Azolla* est donc, en partie, l'origine de la matière organique déposée et aussi la cause de sa préservation grâce à l'anoxie, voir de l'euxinie (Ogawa, 2009), qu'elle engendre. Les dépôts d'*Azolla* sont donc localisés au niveau de la Ride de Lomonosov pour l'Océan Arctique central, et globalement dans les zones d'eaux douces (lac, rivière, étang...) et sur les littoraux où les rivières apportent eau douce, nutriments et *Azolla*. L'hypothèse où l'Océan Arctique était un océan à *Azolla* (lac d'eau douce ou mer type Mer Noire) est très peu probable.

Durant le Lutétien, le niveau marin commence à baisser par rapport à l'Yprésien, la subsidence reste très faible. Le niveau marin relatif a donc du légèrement baisser durant l'Eocène moyen. Se forment alors probablement des zones de lagunes isolées peu oxygénées et brassées par les eaux et des zones de tourbières ou étangs sur les parties émergées de la Ride de Lomonosov (Hypothèse 2, Figure 111). La présence de kaolinite (Figure 107) souligne une érosion hydrolysante qui lessive les sols et apportent des nutriments dans les eaux. La productivité était importante durant cette période (organismes biosiliceux, enrichissements en traces et majeurs marquant la productivité (P, Zn, Ca et Si), présence d'algues d'eau douce (chrysophyte) et a pu rendre pérenne le phénomène de dystrophie durant l'Eocène moyen et donc l'anoxie en eau peu profonde (Ride de Lomonosov en position haute) qui permet de préserver la matière organique observée dans le puits ACEX 302 pour cette période. Tout comme pour les dépôts d'*Azolla*, les dépôts de matière organique de l'Eocène moyen dans le puits ACEX 302 sont présents localement sur la Ride de Lomonosov mais, par manque de données disponibles, on ne peut en aucun les étendre, en termes de composition et de qualité et même de présence, aux bassins adjacents à la Ride de Lomonosov. Dans le reste du Bassin Arctique, des conditions anoxiques de fond liées à une stratification des eaux existaient très probablement

pendant cette période. Il est impossible d'étendre la roche mère observée dans le puits ACEX 302 à l'ensemble du Bassin Arctique même si des conditions anoxiques y sont présentes. Les conditions anoxiques observées sur la Ride de Lomonosov et celles probablement présentes dans les bassins adjacents n'ont pas la même origine et ceci est dû à deux environnements de dépôts différents (la ride en domaine proximal et les bassins adjacents en domaine distal). Pour que de la matière organique se dépose dans ces bassins profonds anoxiques il faut un apport en matière organique et/ou une productivité primaire importante. Nous n'avons actuellement aucun argument pour le moment pour pouvoir dire si une roche mère potentielle s'est déposée à l'Eocène moyen dans les zones profondes anoxiques des Bassins Amériasien et Eurasien. En effet aucun puits n'a foré les dépôts éocènes dans les bassins arctiques, le puits ACEX 302 est le seul puits foré dans le Bassin océanique Arctique.

Les dépôts de matière organique continentale éocènes se font en domaine proximal dans le puits ACEX 302. Les fortes proportions d'éléments terrigènes dans la matière organique déposée est lié à la proximalité du littoral et non d'apports de matière organique continentale sur de longues distances dans les domaines profonds. Il est donc impossible d'utiliser le puits ACEX 302 comme enregistrement des dépôts de matière organique continentale en position distale comme le prévoyait le projet au départ.

6.3.3. Eocène moyen-Miocène inférieur

Un hiatus important a été observé dans les dépôts du puits ACEX 302 entre 44.4Ma (Eocène moyen) et 18.Ma (Miocène inférieur) ; (Backman et al., 2006 ; Sangiorgi, 2008). L'*uplift* permettant à la Ride de Lomonosov d'être en partie émergée (Minakov et Podladchikov, 2012), associées à la présence d'éléments terrestres (macéraux terrestres et pollens) pendant l'Eocène moyen qui deviennent de plus en plus important en arrivant vers le hiatus et à une baisse importante du niveau marin à cette période suggèrent que le hiatus est dû à une émergence totale de la Ride de Lomonosov ce qui a entraîné du non-dépôt (Moran *et al.*, 2006).

La forte baisse du niveau marin observée à cette période est corrélée au refroidissement oligocène mondial qui a permis la mise en place de glaces de mer et de calotte glaciaires aux pôles de planète (Moran *et al.*, 2006 ; Lear *et al.*, 2008 ; Liu *et al.*, 2009). De plus, le détroit de Fram s'est ouvert à 33.4Ma au tout début de l'Oligocène à la faveur du début de l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord, ce qui reconnecte le Bassin Arctique avec l'océan global et met fin à son isolation et à sa stratification des eaux (Engen, 2003). Le bassin Arctique devient alors oxique (Figure 111).

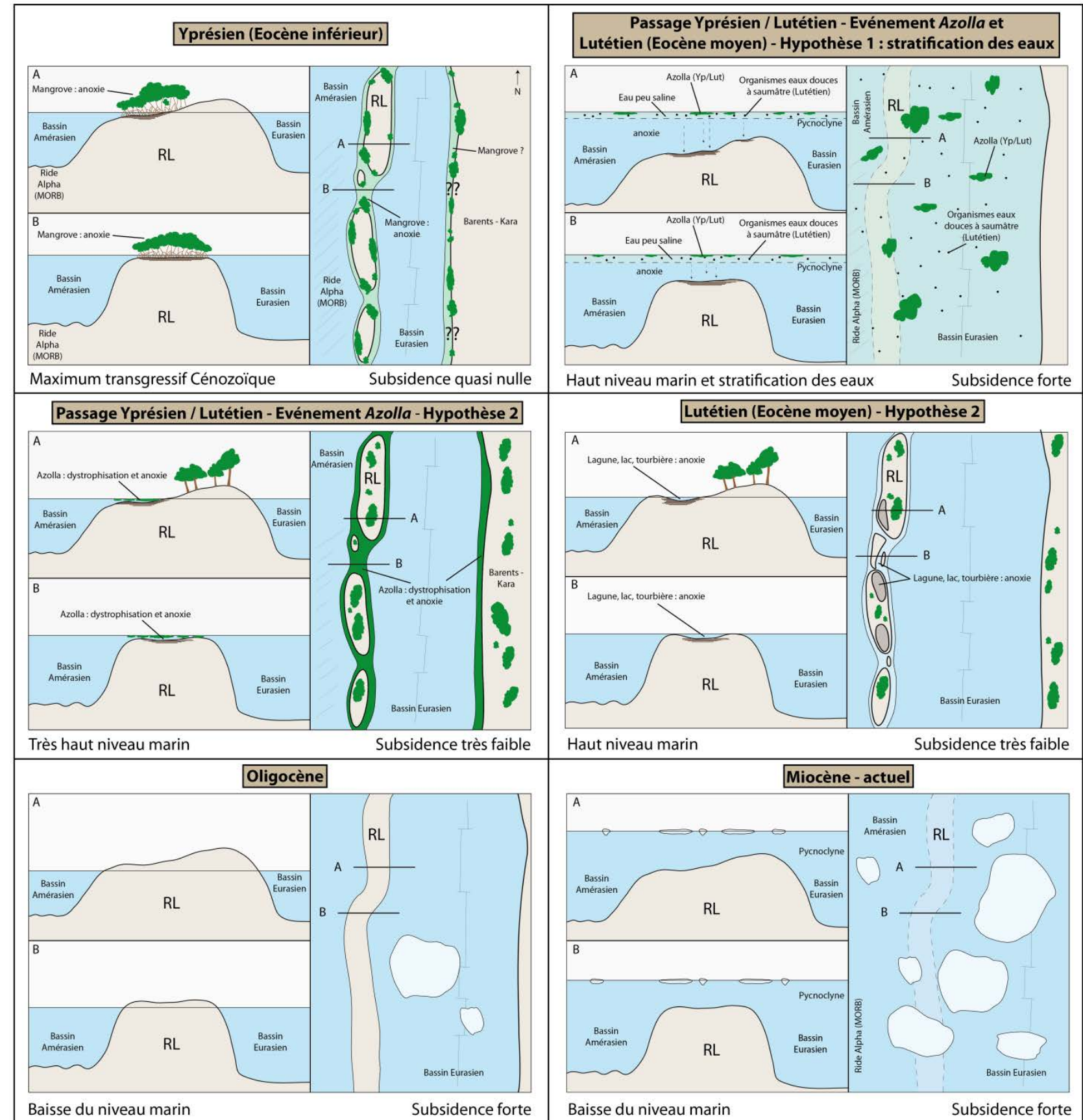
Il est important de noter que le puits ODP 642 foré sur le plateau de Vöring situé au large de la Norvège (nord de l'Atlantique nord à la limite du Bassin Arctique) présente lui aussi un hiatus entre l'Eocène inférieur et le Miocène moyen (Eldholm, 1989 ; Schönharting et Abrahmsen, 1989 ; Planke, 1994). Le caractère volcanique (présence de *SDR* sur les lignes sismiques et de dépôts sédimentaires volcaniques ; Planke, 1994) de cette ride semble lui avoir permis de rester en position haute et de ne pas subsider comme une marge continentale non volcanique. Le hiatus semble donc dû à une érosion sub-aérienne. Les hiatus de la Ride de Lomonosov et du Bassin de Vöring sont contemporains. Ceci suggère une implication régionale à grande échelle sur la formation de ces hiatus. D'autres études devraient être menées afin de mieux

comprendre cette période et ces hiatus associés et de voir si d'autres hiatus du même âge sont observés ailleurs dans le Bassin Arctique.

6.3.3. Miocène à l'actuel

A partir du Miocène, comme cela a été abordé précédemment, la subsidence de la Ride de Lomonosov augmente et suit une courbe plus classique de subsidence pour une marge continentale. La ride est alors en milieu marin oxique comme le reste du Bassin Arctique et aucun dépôt de matière organique n'a été observé dans le puits ACEX 302 après le hiatus Eocène moyen-Miocène inférieur (Backman et al., 2006 ; Sangiorgi, 2008) ; (Figure 111). Néanmoins, il est important de noter que les sédiments déposés juste (Eocène moyen) avant le hiatus et juste après (Miocène inférieur) sont les mêmes (Backman *et al.*, 2006) et sont donc déposés en condition peu profondes ou continentales. Ceci est un argument de plus en faveur de l'hypothèse de l'émersion de la Ride de Lomonosov durant le hiatus et donc de sa position haute depuis son détachement du continent. C'est à partir du Miocène moyen que les sédiments marquent un approfondissement avec par exemple le développement de Chondrites (bioturbation d'environnement calme situé sous l'action des vagues, cf chapitre 3). Le puits ODP 642 présente des dépôts sédimentaires marins profonds (profondeurs supérieurs à 500 mètres) lors du début de la subsidence du plateau de Vöring (présence notamment de radiolaires et de dépôts d'argiles après le hiatus ; Planke, 1994) à partir du Miocène inférieur. Cette subsidence miocène des deux sites semble donc avoir un lien avec l'ouverture et l'expansion de l'Océan Atlantique Nord. Depuis l'Oligocène, le climat *icehouse* est bien installé et les pôles sont recouverts par les calottes glaciaires et la banquise (Moran *et al.*, 2006 ; Lear *et al.*, 2008 ; Liu *et al.*, 2009).

Figure 111 : Synthèse paléogéographique de la Ride de Lomonosov durant le Cénozoïque. (Topographie déterminée à partir des cartes bathymétriques et des lignes sismiques, Backman et al., 2006).



6.4. Discussion et conclusion

L'approche multiproxis grâce à la compilation de différents types d'analyses effectuées sur la période paléogène du puits ACEX 302 permet de mieux comprendre les contextes paléogéographique et sédimentaire qui existent au niveau de la Ride de Lomonosov. N'observer qu'un seul ou deux proxis ne permet pas de voir la globalité des événements et le lien entre tous les paramètres. Ceci peut entraîner certaines incompréhensions et passer sous silence certains événements comme cela a été le cas dans la littérature pour le cas de la subsidence de la Ride de Lomonosov par exemple. En effet, c'est l'analyse pollinique qui a donné des informations fondamentales sur le transport et la proximité du littoral. Ceci a permis de revoir l'histoire de la subsidence de la Ride de Lomonosov et de mettre en évidence un retard important de cette subsidence qui a laissé la ride en position haute pendant une partie du Paléogène. Les dépôts de cet âge dans le puits ACEX 302 sont donc des dépôts proximaux et non de bassin. L'analyse pollinique a également mis en évidence pour la première fois l'existence d'une mangrove bien développée à de très hautes latitudes durant le Paléogène. Le Bassin Arctique était dans des conditions climatiques au moins tempérés-chaudes à subtropicales voire tropicale avec des températures de 18-20°C minimum durant le début du Paléogène.

La mangrove entraîne des dépôts importants de charbon associés à de forts TOC dans le Delta de Mackenzie. Dans le puits ACEX 302, des charbons sont présents en petite quantité de la fin du Paléocène à l'Eocène inférieur (Boucein et Stein, 2007) et ne sont pas liés à de forts TOC. Pourquoi observe-t-on cette différence, alors que la mangrove est proche dans les deux zones d'études ? D'autres analyses polliniques et des analyses de lames de palynofaciès devraient être menées sur les échantillons disponibles afin de tenter de répondre à cette question.

En dehors des dépôts de charbon, il a été montré que dans le cas du Delta de Mackenzie il existe un second type de matière organique continentale déposée. Cette dernière est liée à la préservation d'une petite partie des débris végétaux et de la matière organique amorphe sous le front RedOx. Globalement, les taux de sédimentation estimés dans le Delta de Mackenzie sont trop faibles (inférieur à 10-20 cm/ka⁻¹ ; Tyson, 2005) pour préserver de grande quantité de matière organique en milieu oxygène, ce qui explique les faibles TOC paléogènes observés (autour de 1% en moyenne, sauf dans le cas de la séquence paléocène où les taux de sédimentation sont un peu plus importants et où les TOC varient alors autour de 2-3% grâce à l'effet de dilution positive), ce qui est en accord avec le modèle de Tyson, (2005).

Dans le cas du puits ACEX 302, les TOC observés (entre 3% et 5% en moyenne ; Boucein et Stein, 2009) sont liés à la préservation de débris végétaux et de micro-organismes marins dans un milieu anoxique voire euxinique (Stickley *et al.*, 2008 ; Ogawa *et al.*, 2009 ; März, 2010). Les taux de sédimentation sont très faibles au niveau de la Ride de Lomonosov (1.5-2.5 cm/ka⁻¹ ; Mann *et al.*, 2009), plus faibles que ceux estimés dans le Delta de Mackenzie. En milieu anoxique à euxinique, de très faibles taux de sédimentation permettent de concentrer la matière organique et donc d'obtenir des dépôts à forts TOC selon le modèle de Tyson, (2005).

Le taux de sédimentation joue donc un rôle majeur sur les valeurs de TOC et donc la préservation de la matière organique selon l'oxygénation du milieu. En milieu oxygène un faible taux de sédimentation a un effet négatif sur les TOC alors qu'en milieu anoxique, un faible taux de

Chapitre 6 : Intégration régionale des données sur la matière organique du puits ACEX 302 et comparaison avec le Delta de Mackenzie

sédimentation a un effet positif sur les TOC (Tyson, 2005 ; Bohacs *et al.*, 2005). C'est donc un paramètre majeur sur la préservation de la matière organique. L'anoxie semble également jouer un rôle important, mais moins important que celui du taux de sédimentation. Les apports détritiques jouent un double rôle positif et négatif dans le cas du Delta de Mackenzie, d'un côté la matière organique continentale est apportée dans le bassin via le détritisme très important par rapport au puits ACEX 302 et d'un autre c'est ce détritisme qui brasse et oxygène l'eau et empêche la préservation de la matière organique apportée.

Il est possible d'utiliser modèle proposé par Bohacs *et al.*, en 2005 (Figure 112) afin de visualiser simplement les similitudes et les différences entre les deux zones expliquant la présence ou non dépôts riches en matière organique. Les taux de sédimentations sont globalement faibles dans les deux zones avec des valeurs inférieures à 10 cm/ka^{-1} . Pour le Delta de Mackenzie les taux de sédimentations sont estimés à partir du découpage stratigraphique proposé dans le chapitre 4 et varient entre 3 et 11 cm/ka^{-1} pour le Paléocène et l'Eocène. Pour le puits ACEX 302, les taux de sédimentations sont pris des travaux de Mann *et al.*, (2009) et varient entre 1 et 3 cm/ka^{-1} . Ces taux permettent une faible dilution de la matière organique dans les sédiments (Tyson, 1995). En condition oxygène cette faible dilution a un effet négatif et ne permet pas à la matière organique de s'enfouir assez rapidement dans le sédiment et ainsi d'éviter sa décomposition. En condition anoxique cette faible dilution a un effet positif et permet la formation de niveaux très riches en matière organique (particulièrement dans l'Eocène du puits ACEX 302 où anoxie et très faible taux de sédimentation permettent la concentration de la matière organique et donc les valeurs de TOC observées). En effet, le manque d'apports détritiques lié au faible de taux de sédimentation permet de concentrer la matière organique (Loutit *et al.*, 1988 ; Wignall *et al.*, 1991 ; Creaney et Passey, 1993). Les analyses polliniques et de palynofaciès montrent que les apports terrigènes sont présents dans le Delta de Mackenzie et que la productivité est présente au niveau de la Ride de Lomonosov (Stickley *et al.*, 2009 ; März *et al.*, 2010), la production de matière organique est alors considérée comme modérée dans les deux zones selon le modèle de Bohacs *et al.*, (2005). La destruction de la matière organique est importante dans le Delta de Mackenzie due à l'absence d'anoxie de la colonne d'eau. La destruction de la matière organique est faible au niveau de la Ride de Lomonosov puisqu'il y a anoxie voire euxinie de la colonne d'eau (Ogawa *et al.*, 2009 ; März *et al.*, 2010).

Chapitre 6 : Intégration régionale des données sur la matière organique du puits ACEX 302 et comparaison avec le Delta de Mackenzie

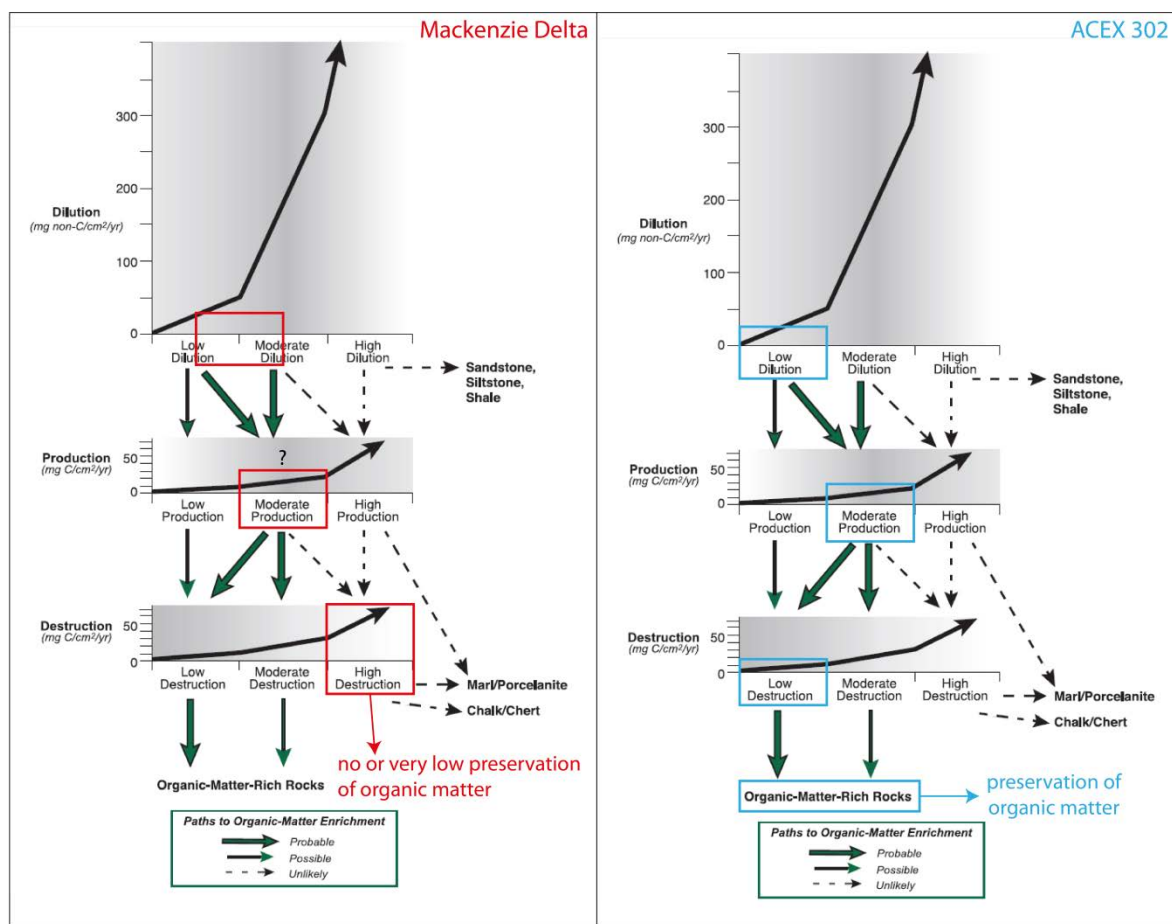


Figure 112 : application du modèle de Bohacs et al., (2005) sur le cas du Delta de Mackenzie et du puits ACEX 302 (Ride de Lomonosov). Pour les données du Delta de Mackenzie, les taux de sédimentation ont été estimés à partir du découpage stratigraphique proposé dans le chapitre 4 de ce manuscrit, la production a été estimée à partir des données polliniques et des analyses palynofaciés, et l'anoxie à partir de la connaissance du contexte deltaïque avec des eaux oxygénées et des faibles valeurs de TOC. Pour le puits ACEX 302, les données de taux de sédimentations proviennent des travaux de Mann et al., (2009) et des données publiques du site internet IODP, l'estimation de production provient des travaux de März et al., (2010) et de Bousein et Stein, (2009) et celle d'anoxie de März et al., (2010).

Néanmoins, des questions subsistent, notamment lorsque l'on observe les lignes sismiques de la Ride de Lomonosov où les réflecteurs au niveau du hiatus semblent suggérer un non dépôt de sédiments (lié à soit une émergence de la ride soit à un non-dépôt sous-marin) plutôt qu'une surface érosive avec troncature et *onlaps* (Backman, 2006 ; Jokat, 2003 ; Jokat et al., 2013 ; Jokat et al., 2015) ; (Figure 113). Ceci ouvre de nouvelles perspectives de travaux sur les données sismiques dans la zone et nécessite une étude plus approfondie des assemblages polliniques des sédiments du puits ACEX 302 comme cela a été suggéré dans ce chapitre et bien sur une étude quantitative du régime de subsidence de la ride. La mise en place de la Ride de Lomonosov reste donc toujours en débat.

Chapitre 6 : Intégration régionale des données sur la matière organique du puits ACEX 302 et comparaison avec le Delta de Mackenzie

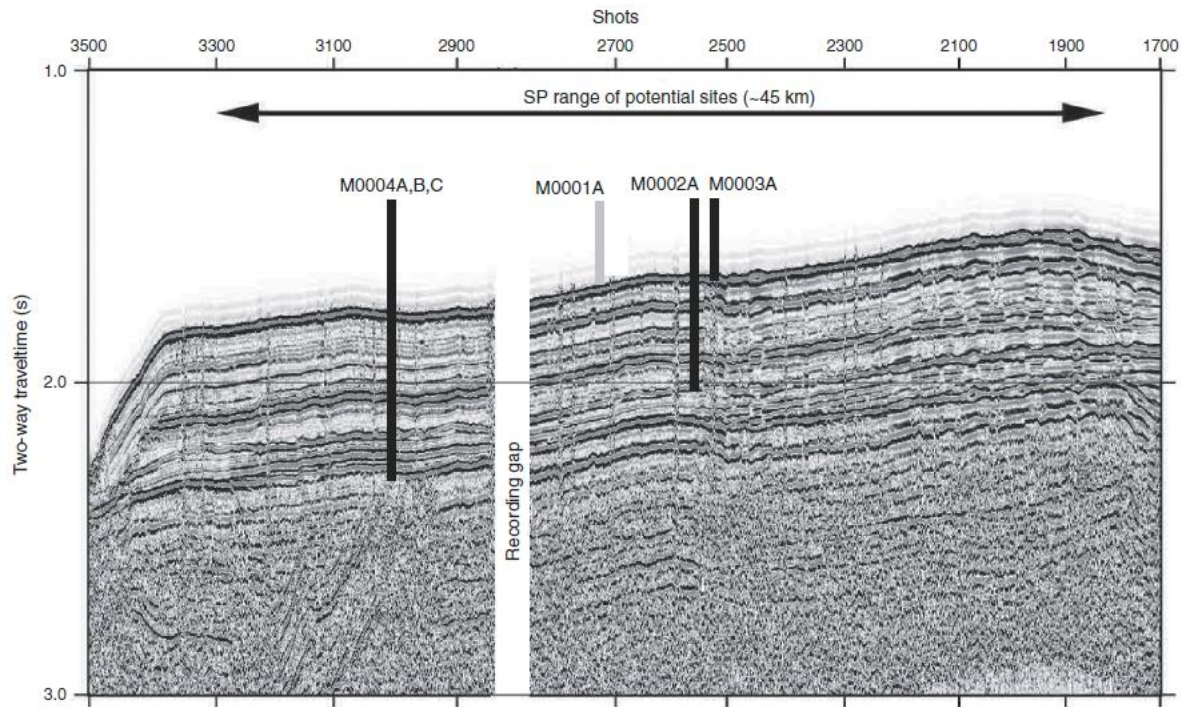


Figure 113 : Profil sismique (Jokat et al., 1992) de la Ride de Lomonosov (AWI-91090) avec les localisations des différents sites où ont été prélevés les carottes de l'Expédition 302 (d'après Backman, 2006). Aucune carotte n'a pu être récupérée du site M0001A.

Conclusion

Les objectifs de cette thèse étaient d'étudier les modes d'export et de préservation de la matière organique continentale en domaine distal. Le Delta de Mackenzie a été choisi comme sujet d'étude car il est un bassin pétrolier prolifique et reçoit d'importants apports terrigènes du continent. Au Cénozoïque le delta se développe pendant une transition climatique entre une période de *greenhouse* et une période d'*icehouse* à l'Eocène moyen. Cette étude, basée sur des données sismiques, puits, carottes sédimentaires et échantillons sur lesquels de nombreuses analyses géochimiques, a pu préciser 1) l'évolution paléogéographique du Delta de Mackenzie, 2) discuter la position de la Ride de Lomonosov, 3) apporter de nouvelles données paléoclimatiques et 4) discuter des facteurs de contrôle ayant permis de sédimenter la matière organique continentale dans le Bassin Arctique. Néanmoins, l'absence de puits en position très distale dans le Delta de Mackenzie, et la faible qualité des données sismiques, due entre autres au fort impact de la tectonique synsédimentaire existante dans le bassin a rendu le calage biostratigraphique complexe, l'analyse strati-sismique limitée et n'a pas permis de tester nos conclusions pour les positions les plus distales. Le puits ACEX a alors été pris en référence pour le domaine distal mais nos conclusions sur la paléogéographie de la ride du Lomonosov à cette époque a démontré que ce puit ne pouvait pas être pris pour analogue distal du delta de Mackenzie.

Plusieurs conclusions ressortent de ce travail de thèse :

1) Sédimentation du Delta de Mackenzie

Le modèle de faciès proposé à partir de l'étude sédimentaire des carottes a montré que les dépôts du delta, considéré auparavant comme fluvial-dominé, subissaient également l'influence des vagues de tempêtes et de la marée. La présence de marée en contexte de si haute latitude et en position si interne dans le Bassin Arctique est d'autant plus intéressante que les enregistrements de dépôts tidaux les plus septentrionaux ne sont retrouvés qu'à des latitudes plus basses au nord de l'Atlantique à l'entrée du Bassin Arctique, à l'est du Groenland, en Norvège ou encore en mer de Barents (Martinius, 2011).

2) Paléogéographie du Bassin de Beaufort-Mackenzie et de son bassin versant

Les cartes paléogéographiques issues des transects de corrélation terre-mer des puits habillés en environnements de dépôts sur la base d'un nouveau modèle d'électrofaciès montrent la migration du Delta de Mackenzie vers le sud-est pendant le Paléocène et l'Eocène au niveau de la SB6. De plus, un changement franc dans les enregistrements sédimentaires et dans les courbes des éléments traces et majeurs marquant le détritisme permet de certifier cette migration du delta.

De plus, un des puits présente un enregistrement sédimentaire, diagraphique et pollinique différent des autres puits étudiés dans le bassin. L'existence d'un second delta au sud-est du Bassin de Beaufort-Mackenzie est proposée, ce second delta ayant pu fusionner avec le Delta de Mackenzie lors de sa migration de ce dernier vers le sud-est.

3) Paléogéographie de la Ride de Lomonosov

Les résultats des analyses polliniques effectués sur les sédiments du puits IODP ACEX 302, ont montré des pollens en excellent état de conservation ce qui a permis de certifier la proximité de la source par rapport au forage ACEX 302 sur la ride. Ceci est en accord avec des travaux effectués sur le régime de la subsidence de la Ride de Lomonosov qui décrivent une ride en position haute et en partie émergée (O'Regan, 2008 ; Minakov et Podladchikov, 2012) depuis l'ouverture du Bassin Eurasien à la fin du Paléocène jusqu'au Miocène où la ride subside et se retrouve en position sous-marine. Le puits ACEX 302, initialement proposé comme puits distal, ne peut donc être utilisé comme tel dans cette étude.

4) Contexte climatique et écologique du Bassin de Beaufort-Mackenzie et de la Ride de Lomonosov

Des pollens de mangrove, *Avicennia* et *Nypa*, ont été observés dans deux zones du Bassin Arctique au début du Paléogène : le Delta de Mackenzie (présente étude et Salpin *et al.*, 2016 – *in prep.*) et la Ride de Lomonosov (présente étude) attestant pour la première fois de la présence d'une mangrove bien développée associée à des températures autour de 20°C dans le Bassin Arctique durant le Paléogène.

Au niveau de la Ride de Lomonosov, la présence d'eau douce observée à l'Eocène est donc liée à la proximité du littoral formé par l'émergence de la ride et non à un océan complètement stratifié et où la ride serait en position sous-marine.

5) Paramètres contrôlant des dépôts de matière organique continentale en domaine deltaïque sur un profil terre-mer

Les données Rock-Eval et les analyses de palynofaciès ont montré que la matière organique observée dans le Delta de Mackenzie au Paléogène est d'origine continentale dans sa quasi-totalité. Les seuls indices d'influence marine sont la présence de quelques kystes de dinoflagellés et d'algues marines.

Deux types de matière organique continentale existent dans le Delta de Mackenzie : 1) des charbons développés durant une période chaude (subtropicale à tropicale) en environnements de mangrove et de forêts tropicales et 2) une matière organique formée de débris végétaux et de matière organique amorphe qui atteint le front Redox sous l'interface eau-sédiment et y est préservée.

Le premier type de matière organique associée aux charbons se dépose en association avec l'illite dans les dépôts de plaine deltaïque. Aucun lien entre matière organique et cortège argileux n'a été mis en évidence pour le second type de matière organique. Outre ces dépôts de charbon en plaine deltaïque, la matière organique continentale est la plus présente lors des périodes de fort détritisme. C'est lors des maximum de flux sédimentaires, pendant les maximums de progradation que les TOC sont les plus forts. Le flux détritique est un facteur de contrôle d'export de la matière organique dans les bassins vers les domaines distaux.

Dans le cas du puits ACEX 302, la matière organique est un mélange entre matière organique continentale et marine avec, d'après les analyses des macéraux, une proportion de constituants continentaux plus importante que les constituants d'origine marine.

Le climat joue un rôle déterminant dans la possibilité de former des charbons. Les dépôts de charbon se mettent en place dans la mangrove existante durant le début du Paléogène.

6) Rôle du taux de sédimentation et de l'anoxie

Cette étude a montré le rôle prépondérant du taux de sédimentation selon si le milieu est oxygène ou anoxique. Dans le cas du Delta de Mackenzie, un faible taux de sédimentation en milieu oxygène (Bohacs *et al.*, 2005 ; Tyson *et al.*, 2001, 2005) a permis seulement de préserver de petite quantité de matière organique ne permettant que de faibles TOC (inférieur à 3% en moyenne). En milieu anoxique, une faible dilution de la matière organique (faible taux de sédimentation) a concentré la matière organique et a permis la préservation de niveaux riches en matière organique comme dans le cas du puits ACEX 302. Le taux de sédimentation se confirme comme étant un facteur de premier ordre pour concentrer et préserver la matière organique dans ces dépôts.

Ce travail de thèse a soulevé de nouvelles perspectives de travail :

Une analyse pollinique complète des 80 échantillons à notre disposition dans le puits ACEX 302 permettrait d'affiner nos connaissances sur la paléogéographie et l'écologie de la Ride de Lomonosov mais également de préciser le contexte climatique du Bassin Arctique durant le Paléogène.

Une analyse des lames palynofaciès complète sur les 80 échantillons à notre disposition dans le même puits ACEX 302 permettrait de détailler les caractéristiques de la matière organique du Paléogène au niveau de la Ride de Lomonosov, afin de mieux en préciser les qualités organiques.

Une analyse au MET du cortège argileux permettrait de préciser s'il existe des argiles authigènes dans les sédiments du bassin afin de mieux comprendre leur évolution proximale-distale et donc leur rôle dans la préservation de la matière organique.

Une analyse des biomarqueurs de la matière organique permettrait de préciser les producteurs afin de valider le contexte climatique et écologique de la zone.

Etudier la répartition de la mangrove au début du Paléogène dans le Bassin Arctique et des charbons associés permettra d'améliorer les connaissances sur le potentiel de ressources de gaz du Bassin Arctique.

La Ride de Lomonosov n'étant pas en position distale, il serait nécessaire de choisir une nouvelle cible pour comprendre l'export en domaine plus distal afin de pouvoir répondre à la question initiale du projet sur les dépôts de matière organique continentale en domaine distal.

Références

- Akhmet'ev, M. A., Zaporozhets, N. I., Iakovleva, A. I., Aleksandrova, G. N., Beniamovsky, V. N., Oreshkina, T. V., ... & Dolya, Z. A. (2010). Comparative analysis of marine paleogene sections and biota from West Siberia and the Arctic Region. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 18(6), 635-659.
- Akkiraz, M. S., Kayseri, M. S., & Akgün, F. (2008). Palaeoecology of coal-bearing Eocene sediments in Central Anatolia (Turkey) based on quantitative palynological data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(2), 317-360.
- Allen, G. P., & Chambers, J. L. (1998). Sedimentation in the modern and Miocene Mahakam Delta. Indonesian Petroleum Association.
- Allen, G. P., Laurier, D., & Thouvenin, J. (1976). Sediment distribution patterns in the modern Mahakam delta.
- Allen, J. R. L. (1970). Sediments of the modern Niger delta: a summary and review.
- Allen, P. A., & Allen, J. R. (2013). *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment*. John Wiley & Sons.
- Aller, R. C., & Mackin, J. E. (1984). Preservation of reactive organic matter in marine sediments. *Earth and planetary science letters*, 70(2), 260-266.
- Alvey, A., Gaina, C., Kuszniir, N. J., & Torsvik, T. H. (2008). Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(3), 310-321.
- Arning, E. T., Gaucher, E. C., van Berk, W., & Schulz, H. M. (2015). Hydrogeochemical models locating sulfate-methane transition zone in marine sediments overlying black shales: A new tool to locate biogenic methane?. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 563-574.
- Arthur, M. A., & Fischer, A. G. (1977). Upper Cretaceous–Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy I. Lithostratigraphy and sedimentology. *Geological Society of America Bulletin*, 88(3), 367-371.
- Arthur, M. A., & Jenkyns, H. C. (1981). Phosphorites and paleoceanography. *Oceanologica Acta, Special issue*.
- Arthur, M. A., & Schlanger, S. O. (1979). Cretaceous. *AAPG bulletin*, 63(6), 870-885.
- Arthur, M.A., Dean, W.E. and Stow, D.A.V. (1984). Models for the deposition of Mesozoic Cenozoic fine-grained organic-carbon-rich sediment in the deep sea, in *Fine-Grained Sediments* (eds D.A.V. Stow and D.J.W. Piper), *Geological Society of London Special Publication*, 15, pp. 527-60.
- Backman, J., Moran, K., McInroy, D. B., & Mayer, L. (2006). Arctic Coring Expedition (ACEX): paleoceanographic and tectonic evolution of the Central Arctic Ocean. Edinburgh, UK, Integrated Ocean Drilling Program Management International Inc. In *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program* (Vol. 302, p. 169). *Geoscientist, volume 24, no 5*.
- Barke, J., van der Burgh, J., van Konijnenburg-van Cittert, J. H., Collinson, M. E., Pearce, M. A., Bujak, J., ... & Lotter, A. F. (2012). Coeval Eocene blooms of the freshwater fern *Azolla* in and around Arctic and Nordic seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 337, 108-119.

- Barnard, P.C., Collins, A.G. and Cooper, B.S. (1981). Identification and distribution of kerogen facies in a source rock horizon - examples from the North Sea Basin, in *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration* (ed. J. Brooks), Academic Press, London, pp. 271-82.
- Barron, E. J., Arthur, M. A., & Kauffman, E. G. (1985). Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 72(4), 327-340.
- Baudin, F., Disnar, J. R., Martinez, P., & Dennielou, B. (2010). Distribution of the organic matter in the channel-levees systems of the Congo mud-rich deep-sea fan (West Africa). Implication for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle. *Marine and Petroleum Geology*, 27(5), 995-1010.
- Beaudouin, C., Suc, J. P., Cambon, G., Touzani, A., Giresse, P., Pont, D., ... & Ferrier, J. (2005). Present-day rhythmic deposition in the Grand Rhône prodelta (NW Mediterranean) according to high-resolution pollen analyses. *Journal of Coastal Research*, 292-306.
- Behar, F., Beaumont, V., & Penteado, H. D. B. (2001). Rock-Eval 6 technology: performances and developments. *Oil & Gas Science and Technology*, 56(2), 111-134.
- Behar, F., Lorant, F., & Lewan, M. (2008). Role of NSO compounds during primary cracking of a Type II kerogen and a Type III lignite. *Organic Geochemistry*, 39(1), 1-22.
- Bennett, A. J. R., Bustamante, H., Telfer, A., & Warren, L. J. (1983). The flotability of vitrinite, inertinite and composite grains in coals of differing rank. In Australian coal preparation conference. 2 (p. 161-174).
- Bergamaschi, B. A., Tsamakis, E., Keil, R. G., Eglinton, T. I., Montluçon, D. B., & Hedges, J. I. (1997). The effect of grain size and surface area on organic matter, lignin and carbohydrate concentration, and molecular compositions in Peru Margin sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(6), 1247-1260.
- Bezrukov, P. L., Emelyanov, E. M., Lisitzin, A. P., & Romankevich, E. A. (1977). Organic-carbon in upper sediment layer of world ocean. *Okeanologiya*, 17(5), 850.
- Bigot-Büschorf M. (2015). Evolution thermo-cinématique et géodynamique du Brooks Range et du North Slope (Alaska-Canada). Thèse. UPMC.
- Bird, K. J., & Houseknecht, D. W. (2011). Geology and petroleum potential of the Arctic Alaska petroleum province. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 485-499.
- Biscara, L., Mulder, T., Martinez, P., Baudin, F., Etcheber, H., Jouanneau, J. M., & Garlan, T. (2011). Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon). *Marine and Petroleum Geology*, 28(5), 1061-1072.
- Biscaye, P. E. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 76(7), 803-832.
- Bohacs, K. M. (2005). Production, destruction, and dilution—the many paths to source-rock development.
- Bordenave, M. L. (1993). The sedimentation of organic matter. *Applied Petroleum Geochemistry, Editions Technip, Paris*, 15-76.
- Bornhold, B. D., & Yorath, C. J. (1984). Surficial geology of the continental shelf, northwestern Vancouver Island. *Marine Geology*, 57(1-4), 89-112.
- 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(3), 416-426.

- Bowen, S.H. (1984). Evidence of a detritus foodchain based on consumption of organic precipitates. *Bulletin of Marine Science*, 35, 440-8.
- Bralower, T. J., & Thierstein, H. R. (1984). Low productivity and slow deep-water circulation in mid-Cretaceous oceans. *Geology*, 12(10), 614-618.
- Brinkhuis, H., Schouten, S., Collinson, M. E., Sluijs, A., Damsté, J. S. S., Dickens, G. R., ... & Bujak, J. P. (2006). Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean. *Nature*, 441(7093), 606-609.
- Brooks, J. M., Cox, H. B., Bryant, W. R., Kennicutt, M. C., Mann, R. G., & McDonald, T. J. (1986). Association of gas hydrates and oil seepage in the Gulf of Mexico. *Organic Geochemistry*, 10(1), 221-234.
- Brooks, J., Cornford, C., & Archer, R. (1987). The role of hydrocarbon source rocks in petroleum exploration. *Geological Society, London, Special Publications*, 26(1), 17-46.
- Brozena, J. M., Childers, V. A., Lawver, L. A., Gahagan, L. M., Forsberg, R., Faleide, J. I., & Eldholm, O. (2003). New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development. *Geology*, 31(9), 825-828.
- Brumsack, H. J. (2006). The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2), 344-361.
- Brumsack, H.-J. (1980). Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11, 14, 36 and 41). *Chemical Geology*, 31, 1-25.
- Brylinsky, M., & Mann, K. (1973). *An analysis of factors governing productivity in lakes and reservoirs*. American Society of Limnology and Oceanography..
- Bujak, J. (2014). Arctic Azolla, An event that changed the world, and may again.
- Bujak, J. P. (2007). The Azolla Story: climate change and Arctic hydrocarbons. *GEO ExPro*, 4, 66-72.
- Burn, C. R., & Kokelj, S. V. (2009). The environment and permafrost of the Mackenzie Delta area. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(2), 83-105.
- Bustin, R. M. (1988). Sedimentology and characteristics of dispersed organic matter in Tertiary Niger Delta: origin of source rocks in a deltaic environment. *AAPG Bulletin*, 72(3), 277-298.
- Bustin, R. M., Barnes, M. A., & Barnes, W. C. (1985). Diagenesis 10. Quantification and modelling of organic diagenesis. *Geoscience Canada*, 12(1).
- Calvert, S. E., & Pedersen, T. F. (1993). Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine geology*, 113(1), 67-88.
- Campy, M., & Macaire, J. J. (2003). Géologie de la surface. *Erosion, Transfert et Stockage*.
- Canfield, D. E. (1989). Reactive iron in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(3), 619-632.
- Cecil, C. B. (1990). Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology*, 18(6), 533-536.
- Chamley, H. (2013). *Clay sedimentology*. Springer Science & Business Media.
- Chapman, V. J. (1976). Mangrove vegetation. *Vaduz.: J. Cramer*, 581.
- Christiansen, C. and Lomholt, S. (1980). On nonbiological variations in Eh in a marine sediment. *Vatten*, 4, 295-300.
- Cohen, A. D., & Bailey, A. M. (1997). Petrographic changes induced by artificial coalification of peat: comparison of two planar facies (Rhizophora and Cladium) from the Everglades-mangrove complex of Florida and a domed facies (Cyrilla) from the Okefenokee Swamp of Georgia. *International Journal of Coal Geology*, 34(3), 163-194.

- 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), 1-14.
- Collinson, M., Barke, J., van der Burgh, J., van Konijnenburg-van Cittert, J., Pearce, M., Bujak, J., & Brinkhuis, H. (2010, May). The Eocene Arctic *Azolla* phenomenon: species composition, temporal range and geographic extent. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 12, p. 6910).
- Combaz, A. (1964). Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie*, 7(3), 205-218.
- Combaz, A. (1980). Les kérogènes vus au microscope. *Kerogen*, 55, 89.
- Combaz, A., & De Matharel, M. (1978). Organic sedimentation and genesis of petroleum in Mahakam delta, Borneo. *AAPG Bulletin*, 62(9), 1684-1695.
- Cowie, G. L., Hedges, J. I., & Calvert, S. E. (1992). Sources and relative reactivities of amino acids, neutral sugars, and lignin in an intermittently anoxic marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5), 1963-1978.
- Creaney, S., & Passey, Q. R. (1993). Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework. *AAPG Bulletin*, 77(3), 386-401.
- Cullers, R. L., & Podkovyrov, V. N. (2000). Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research*, 104(1), 77-93.
- Dallimore, S. R., Uchida, T., & Collett, T. S. (Eds.). (1999). *Scientific results from JAPEX/JNOC/GSC Mallik 2L-38 gas hydrate research well, Mackenzie delta, Northwest Territories, Canada* (Vol. 544). Geological Survey of Canada.
- Darby, D. A. (2014). Ephemeral formation of perennial sea ice in the Arctic Ocean during the middle Eocene. *Nature Geoscience*, 7(3), 210-213.
- Demaison, G. (1993) Contributions of geochemistry to exploration strategy, in *Applied Petroleum Geochemistry* (ed. M.L. Bordenave), Editions Technip, Paris, pp. 489-503.
- Demaison, G. J., & Moore, G. T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *Organic Geochemistry*, 2(1), 9-31.
- Demaison, G., & Huizinga, B. J. (1991). Genetic Classification of Petroleum Systems (1). *AAPG Bulletin*, 75(10), 1626-1643.
- Dietrich, J. R., Dixon, J., & McNeil, D. H. (1985). Sequence analysis and nomenclature of Upper Cretaceous to Holocene strata in the Beaufort-Mackenzie Basin. *Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper*, 85, 613-628.
- Dixon, J. (1981). Sedimentology of the Eocene Taglu Delta, Beaufort-Mackenzie Basin: example of a river-dominant delta (No. 11). *Geological Survey of Canada*.
- Dixon, J. (1984). Geology and biostratigraphy of the Dome Gulf et al. Hunt Kopanoar M-13 well, Beaufort Sea (No. 13). *Geological Survey of Canada*.
- Dixon, J. (1985). *Geology, Biostratigraphy and Organic Geochemistry of Jurassic to Pleistocene Strata, Beaufort-Mackenzie Area, Northwest Canada: Course Notes*. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Dixon, J. (1992). *A review of Cretaceous and Tertiary stratigraphy in the northern Yukon and adjacent Northwest Territories*.
- Dixon, J. (1996). Geological atlas of the Beaufort-Mackenzie area. *Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report*, 59, 173.
- Dixon, J., Dietrich, J. R., & McNeil, D. H. (1992). Upper Cretaceous to Pleistocene sequence stratigraphy of the Beaufort-Mackenzie and Banks Island areas, northwest Canada. *Bull./Canada. Geol. survey*.

- 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, 551-572.
- Dixon, J., Dietrich, J. R., McNeil, D. H., & Lane, L. S. (2001). Geological framework of the Beaufort-Mackenzie Basin.
- Dixon, J., Morrell, G. R., Dietrich, J. R., & Taylor, G. C. (1994). *Petroleum resources of the Mackenzie delta and Beaufort Sea*.
- Douglas, R. G. (1981). Paleocology of continental margin basins: a modern case history from the borderland of southern California.
- Dow, W. G., & Pearson, D. B. (1975, January). Organic matter in Gulf Coast sediments. In *Offshore Technology Conference*. Offshore Technology Conference.
- Doyle, L. J., & Garrels, R. M. (1985). What does percent organic carbon in sediments measure?. *Geo-marine letters*, 5(1), 51-53.
- Drachev, S. S. (2011). Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 369-394.
- Drachev, S. S., Kaul, N., & Beliaev, V. N. (2003). Eurasia spreading basin to Laptev Shelf transition: structural pattern and heat flow. *Geophysical Journal International*, 152(3), 688-698.
- Drachev, S. S., Savostin, L. A., Groshev, V. G., & Bruni, I. E. (1998). Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic. *Tectonophysics*, 298(4), 357-393.
- Duke, N., Ball, M., & Ellison, J. (1998). Factors influencing biodiversity and distributional gradients in mangroves. *Global Ecology & Biogeography Letters*, 7(1), 27-47.
- Durand, B. (1980). *Kerogen: Insoluble organic matter from sedimentary rocks*. Editions technip.
- Durand, B. M. (1987). Du kérogène au pétrole et au charbon: les voies et les mécanismes des transformations des matières organiques sédimentaires au cours de l'enfouissement. *Mémoire Société Géologique de France*, 151, 77-95.
- Durand, B., Espitalié, J., Nicaise, G., & COMBAZ, A. (1972). Contribution à l'étude de la matière organique insoluble de sédiments anciens (kérogène) par différentes méthodes physicochimiques (lère parties). *Inst. Fr. du Pét. Publication Interne*.
- Ekweozor, C. M., & Daukoru, E. M. (1994). Northern delta depobelt portion of the Akata-Agbada (!) petroleum system, Niger Delta, Nigeria. *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*, 599-599.
- Eldholm, O., Thiede, J., & Taylor, E. (1989). The Norwegian continental margin: Tectonic, volcanic, and paleoenvironmental framework. In *Proceedings of the ocean drilling program, scientific results* (Vol. 104, pp. 5-26).
- Algeo, T. J., & Maynard, J. B. (2004). Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical geology*, 206(3), 289-318.
- 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., & 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.
- Emerson, S., Fischer, K., Reimers, C., & Heggie, D. (1985). Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 32(1), 1-21.

- Emmanuel, E., Theleys, K., Lacour, J., Plancher, M. J., Marseille, J. A., Balthazard-Accou, K., ... & Joseph, O. (2008). Pollution et altération des eaux terrestres et maritimes en Haïti. *Gestion des ressources en eau et développement local durable: Caraïbe, Amérique latine, Océan indien*, 5, 165.
- Engen, Ø., Eldholm, O., & Bungum, H. (2003). The Arctic plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Espitalie, J., Deroo, G., & Marquis, F. (1986). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Troisième partie. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, 41(1), 73-89.
- Fagel, N. (2007). Chapter four clay minerals, deep circulation and climate. *Developments in marine geology*, 1, 139-184.
- Farrimond, P., Eglinton, G., Brassell, S. C., & Jenkyns, H. C. (1989). Toarcian anoxic event in Europe: an organic geochemical study. *Marine and Petroleum Geology*, 6(2), 136-147.
- Fauquette, S., Suc, J. P., Guiot, J., Diniz, F., Feddi, N., Zheng, Z., ... & Drivaliari, A. (1999). Climate and biomes in the West Mediterranean area during the Pliocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152(1), 15-36.
- Fenchel, T. M., & Riedl, R. J. (1970). The sulfide system: a new biotic community underneath the oxidized layer of marine sand bottoms. *Marine Biology*, 7(3), 255-268.
- Fontenot, Q. C., Rutherford, D. A., & Kelso, W. E. (2001). Effects of environmental hypoxia associated with the annual flood pulse on the distribution of larval sunfish and shad in the Atchafalaya River Basin, Louisiana. *Transactions of the American Fisheries Society*, 130(1), 107-116.
- Forsberg, R., & Kenyon, S. (2004, March). Gravity and geoid in the Arctic region: the northern polar gap now filled. In *Proceedings of the Second International GOCE User Workshop 'GOCE, the Geoid and Oceanography', 8-10 March 2004, Frascati, Italy*.
- Frazier, D. E. (1974). Depositional episodes, Their Relationship to the Quaternary Stratigraphic Framework in the Northwestern Portion of the Gulf Basin. Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.
- Galloway, W. E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG bulletin*, 73(2), 125-142.
- Gearing, P., Plucker, F. E., & Parker, P. L. (1977). Organic carbon stable isotope ratios of continental margin sediments. *Marine Chemistry*, 5(3), 251-266.
- Gladenkov, A. Y., Oleinik, A. E., Marincovich, L., & Barinov, K. B. (2002). A refined age for the earliest opening of Bering Strait. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183(3), 321-328.
- Glebovsky, V. Y., Kaminsky, V. D., Minakov, A. N., Merkur'ev, S. A., Childers, V. A., & Brozena, J. M. (2006). Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field. *Geotectonics*, 40(4), 263-281.
- Glenn, C. R., & Arthur, M. A. (1985). Sedimentary and geochemical indicators of productivity and oxygen contents in modern and ancient basins: The Holocene Black Sea as the "type" anoxic basin. *Chemical geology*, 48(1), 325-354.
- 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.
- Grantz, A., & Hart, P. E. (2012). Petroleum prospectivity of the Canada basin, Arctic ocean. *Marine and Petroleum Geology*, 30(1), 126-143.

- Grantz, A., Clark, D. L., Phillips, R. L., Srivastava, S. P., Blome, C. D., Gray, L. B., ... & Mickey, M. B. (1998). Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 110(6), 801-820.
- 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.
- Gray, J. S. (1981). *The ecology of marine sediments* (Vol. 2). CUP Archive.
- 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.
- Grier, M. (2003). Impact environnemental des seuils en riviere. Etude bibliographique.
- Grimes, C. B., John, B. E., Kelemen, P. B., Mazdab, F. K., Wooden, J. L., Cheadle, M. J., ... & Schwartz, J. J. (2007). Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, 35(7), 643-646.
- Gruas-Cavagnetto, C., Tambareau, Y., & Villatte, J. (1988). Données paléoécologiques nouvelles sur le Thanétien et l'Ilerdien de l'avant-pays pyrénéen et de la Montagne Noire. *Travaux de la section scientifique et technique. Institut français de Pondichéry*, 25, 219-235.
- Harding, I. C. (2010). Greenhouse to icehouse. *Teaching Earth Sciences*, 35(1), 31.
- Harrison, J. C., Mayr, U., McNeil, D. H., Sweet, A. R., McIntyre, D. J., Eberle, J. J., ... & 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.
- Hay, W. W. (1995). Paleooceanography of marine organic-carbon-rich sediments.
- Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J. (1976, December). Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. American Association for the Advancement of Science.
- Hea, J. P., Arcuri, J., Campbell, G. R., Fraser, I., Fuglem, M. O., O'Bertos, J. J., ... & Zayat, M. (1980). Post-Ellesmerian basins of Arctic Canada: their depocentres, rates of sedimentation and petroleum potential.
- Hedges, J. I., & Keil, R. G. (1995). Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine chemistry*, 49(2), 81-115.
- Hedges, J. I., & Parker, P. L. (1976). Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(9), 1019-1029.
- Henrichs, S. M., & Reeburgh, W. S. (1987). Anaerobic mineralization of marine sediment organic matter: rates and the role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy. *Geomicrobiology Journal*, 5(3-4), 191-237.
- Heusser, L., & Balsam, W. L. (1977). Pollen distribution in the northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research*, 7(1), 45-62.
- Hollander, D., Behar, F., Vandenbroucke, M., Bertrand, P. and McKenzie, J.A. (1990). Geochemical alteration of organic matter in eutrophic Lake Greifen: implications for the determination of organic faciès and the origin of lacustrine source rocks, in *Deposition of Organic Faciès* (ed. A.Y. Hue), *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, 30, 181-93.
- Huc, A. Y. (1988). Aspects of depositional processes of organic matter in sedimentary basins. *Organic Geochemistry*, 13(1-3), 263-272.

- Huc, A. Y. (1988). Aspects of depositional processes of organic matter in sedimentary basins. *Organic Geochemistry*, 13(1-3), 263-272.
- Huc, A. Y. (1990). Deposition of organic facies.
- Huc, A. Y. (1995). Paleogeography, paleoclimatology and source rocks AAPG studies in geology no. 40. *Tulsa: AAPG (347 pp.)*.
- Huc, A. Y. (2005). Stratigraphic control on source-rock distribution: First and second order scale.
- Huck, C. E., van de Flierdt, T., Jiménez-Espejo, F. J., Bohaty, S. M., Röhl, U., & Hammond, S. J. (2016). Robustness of fossil fish teeth for seawater neodymium isotope reconstructions under variable redox conditions in an ancient shallow marine setting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.
- Hunt, M. J. (1979). *Petroleum geochemistry and geology*. WH Freeman and company.
- Ibach, L. E. J. (1982). Relationship between sedimentation rate and total organic carbon content in ancient marine sediments. *AAPG Bulletin*, 66(2), 170-188.
- Ingall, E. D., & Van Cappellen, P. (1990). Relation between sedimentation rate and burial of organic phosphorus and organic carbon in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(2), 373-386.
- Isaksen, G. H., & Ledje, K. H. I. (2001). Source rock quality and hydrocarbon migration pathways within the greater Utsira High area, Viking Graben, Norwegian North Sea. *AAPG bulletin*, 85(5), 0861-0884.
- Jahnke, R. A. (1990). Early diagenesis and recycling of biogenic debris at the seafloor, Santa Monica Basin, California. *Journal of marine research*, 48(2), 413-436.
- Jahren, A. H., Byrne, M. C., Graham, H. V., Sternberg, L. S., & Summons, R. E. (2009). The environmental water of the middle Eocene Arctic: Evidence from δD , $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ within specific compounds. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 271(1), 96-103.
- Jakobsson, M., Backman, J., Rudels, B., Nycander, J., Frank, M., Mayer, L., ... & King, J. (2007). The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean. *Nature*, 447(7147), 986-990.
- Jenkyns, H. C. (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).
- Jokat, W. (2003). Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean. *Geophysical Journal International*, 152(1), 185-201.
- Jokat, W., & Ickrath, M. (2015). Structure of ridges and basins off East Siberia along 81° N, Arctic Ocean. *Marine and Petroleum Geology*, 64, 222-232.
- Jokat, W., Ickrath, M., & O'Connor, J. (2013). Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 40(19), 5047-5051.
- Jones, B., & Manning, D. A. (1994). Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1), 111-129.
- Jones, P. B., Brache, J., & Lentin, J. K. (1980). The geology of the 1977 offshore hydrocarbon discoveries in the Beaufort-Mackenzie Basin, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 28(1), 81-102.
- 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, 123-145.

- 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*, 123-145.
- Jones, W. J., Paynter, M. J. B., & Gupta, R. (1983). Characterization of *Methanococcus maripaludis* sp. nov., a new methanogen isolated from salt marsh sediment. *Archives of microbiology*, *135*(2), 91-97.
- Katz, B. J., & Huc, A. Y. (1995). Paleogeography, Paleoclimate, and Source Rocks. *Paleogeography, Paleoclimate, and Source Rocks*.
- Keil, R. G., & Hedges, J. I. (1993). Sorption of organic matter to mineral surfaces and the preservation of organic matter in coastal marine sediments. *Chemical Geology*, *107*(3), 385-388.
- 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*(7), 1507-1511.
- Kennedy, M. J., Pevear, D. R., & Hill, R. J. (2002). Mineral surface control of organic carbon in black shale. *Science*, *295*(5555), 657-660.
- Kennett, J. P., & Stott, L. D. (1991). Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end. *Nature*, *353*, 19.
- 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*(7), 901-919.
- Krejci-Graf, K. (1964, July). Geochemical diagnosis of facies. In *Proceedings of the Yorkshire Geological and Polytechnic Society* (Vol. 34, No. 4, pp. 469-521). Geological Society of London.
- Krevelen, D. W. (1961). Coal--typology, chemistry, physics, constitution (Vol. 3). Elsevier Science & Technology.
- Krissek, L. A., & Scheidegger, K. F. (1983). Environmental controls on sediment texture and composition in low oxygen zones off Peru and Oregon. *Coastal upwelling; its sediment record, Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling, edited by: Suess, E. and Thiede, J., Plenum Press, New York*, 163-180.
- Kvenvolden, K. A., & Lorenson, T. D. (2001). *The global occurrence of natural gas hydrate* (pp. 3-18). American Geophysical Union.
- Lane, F. H., & Jackson, K. S. (1980). Controls on occurrence of oil and gas in the Beaufort-Mackenzie Basin.
- Lane, L. S. (1997). Canada Basin, Arctic Ocean: evidence against a rotational origin. *Tectonics*, *16*(3), 363-387.
- Lane, L. S. (1998). Latest Cretaceous-Tertiary tectonic evolution of northern Yukon and adjacent arctic Alaska. *AAPG bulletin*, *82*(7), 1353-1371.
- Lane, L. S. (2002). Tectonic evolution of the Canadian Beaufort Sea–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*(3), 293-314.
- Lawver, L. A., Grantz, A., & Gahagan, L. M. (2002). Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician. *Special Papers-Geological Society of America*, 333-358.

- 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.
- 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.
- Li, M., Zhang, S., Snowdon, L., & Issler, D. (2008). Oil-source correlation in Tertiary deltaic petroleum systems: A comparative study of the Beaufort-Mackenzie Basin in Canada and the Pearl River Mouth Basin in China. *Organic Geochemistry*, 39(8), 1170-1175.
- Likens, G. E. (1975). Primary production of inland aquatic ecosystems. In *Primary productivity of the biosphere* (pp. 185-202). Springer Berlin Heidelberg.
- Liu, Z., Pagani, M., Zinniker, D., DeConto, R., Huber, M., Brinkhuis, H., ... & Pearson, A. (2009). Global cooling during the Eocene-Oligocene climate transition. *Science*, 323(5918), 1187-1190.
- Loutit, T. S. (1988). Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences.
- Majorowicz, J. A., & Osadetz, K. G. (2001). Gas hydrate distribution and volume in Canada. *AAPG bulletin*, 85(7), 1211-1230.
- Mann, K.H. (1988). Production and use of detritus in various freshwater, estuarine, and coastal marine ecosystems. *Limnology and Oceanography*, 33, 910-30.
- Mann, U., Knies, J., Chand, S., Jokat, W., Stein, R., & Zweigel, J. (2009). Evaluation and modelling of Tertiary source rocks in the central Arctic Ocean. *Marine and Petroleum Geology*, 26(8), 1624-1639.
- Marinovich, L. (2000). Central American paleogeography controlled Pliocene Arctic Ocean molluscan migrations. *Geology*, 28(6), 551-554.
- Martin, E. E., Blair, S. W., Kamenov, G. D., Scher, H. D., Bourbon, E., Basak, C., & Newkirk, D. N. (2010). Extraction of Nd isotopes from bulk deep sea sediments for paleoceanographic studies on Cenozoic time scales. *Chemical Geology*, 269(3), 414-431.
- März, C., Schnetger, B., & Brumsack, H. J. (2010). Paleoenvironmental implications of Cenozoic sediments from the Central Arctic Ocean (IODP Expedition 302) using inorganic geochemistry. *Paleoceanography*, 25(3).
- Maumont, S., Bousquet-Melou, A., Fougère-Danezan, M. (2002). Phylogénie et histoire biogéographique des paléotuviers. *Bois et forêts des tropiques*, 273.
- Mayfield, C. F., Tailleux, I. L., & Eilersieck, I. (1987). Stratigraphy, structure, and palinspastic synthesis of the western Brooks Range, northwestern Alaska.
- McLennan, S. M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4).
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., & Hanson, G. N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geological Society of America Special Papers*, 284, 21-40.
- McManus, J., Berelson, W. M., Klinkhammer, G. P., Hammond, D. E., & Holm, C. (2005). Authigenic uranium: relationship to oxygen penetration depth and organic carbon rain. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(1), 95-108.
- 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*, 203-223.

- McNeil, D. H. (1990). Stratigraphy and paleoecology of the Eocene Stellarima assemblage zone (pyrite diatom steinkerns) in the Beaufort-Mackenzie Basin, Arctic Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 38(1), 17-27.
- McNeil, D. H., & Parsons, M. G. (2013). The Paleocene-Eocene thermal maximum in the Arctic Beaufort–Mackenzie Basin—Palynomorphs, carbon isotopes and benthic foraminiferal turnover. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 61(2), 157-186.
- Meybeck, M. (1982). Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. *Am. J. Sci*, 282(4), 401-450.
- Meyers, P. A., Takemura, K., & Horie, S. (1993). Reinterpretation of Late Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacial-interglacial cycles. *Quaternary Research*, 39(2), 154-162.
- Miall, A. D. (1991). Late Cretaceous and Tertiary basin development and sedimentation, Arctic Islands. *Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. Geology of Canada*, (3), 437-458.
- Miller, M.F. (1984). Bioturbation of intertidal quartz-rich sands: a modern example and its sedimentologic and paleoecologic implications. *Journal of Geology*, 92, 201-16.
- Minakov, A. N., & Podladchikov, Y. Y. (2012). Tectonic subsidence of the Lomonosov Ridge. *Geology*, 40(2), 99-102.
- Moore, T. C., Backman, J., Moran, K., McInroy, D., Brinkhuis, H., Clemens, S., ... & Jakobsson, M. (2006). Sedimentation and subsidence history of the Lomonosov Ridge. In *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*(Vol. 302).
- Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S. C., Cronin, T., Dickens, G. R., ... & Kaminski, M. (2006). The cenozoic palaeoenvironment of the arctic ocean. *Nature*, 441(7093), 601-605.
- Morse, D. G. (1994). Siliciclastic reservoir rocks. *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*, 121-121.
- Mountjoy, E.W. (1967). Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy, northern Yukon Territory and northwestern district of Mackenzie. *Queen's Printer*.
- Mull, C. G. (1982). The tectonic evolution and structural style of the Brooks Range, Alaska—An illustrated summary. *Geological studies of the Cordilleran thrust belt: Rocky Mountain Association of Geologists*, 1, 1-45.
- Müller, P. J., & Suess, E. (1979). Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans—I. Organic carbon preservation. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 26(12), 1347-1362.
- Naidoo, G., & Chirkoot, D. (2004). The effects of coal dust on photosynthetic performance of the mangrove, *Avicennia marina* in Richards Bay, South Africa. *Environmental Pollution*, 127(3), 359-366.
- Nentwich, F. W., & Yole, R. W. (1982). Sedimentary petrology and stratigraphic analysis of the subsurface Reindeer Formation (early Tertiary) Mackenzie delta-Beaufort Sea area, Canada.
- O'Brien, G. W., Milnes, A. R., Veeh, H. H., Heggie, D. T., Riggs, S. R., Cullen, D. J., ... & Cook, P. J. (1990). Sedimentation dynamics and redox iron-cycling: controlling factors for the apatite—glauconite association on the East Australian continental margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 52(1), 61-86.
- Oakey, G. N., & Saltus, R. W. (2016). Geophysical analysis of the Alpha–Mendeleev ridge complex: Characterization of the High Arctic Large Igneous Province. *Tectonophysics*, 691, 65-84.

- 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(1), 190-197.
- Olesen, O., Ebbing, J., Lundin, E., Mairing, E., Skilbrei, J. R., Torsvik, T. H., ... & Sand, M. (2007). An improved tectonic model for the Eocene opening of the Norwegian–Greenland Sea: Use of modern magnetic data. *Marine and Petroleum Geology*, 24(1), 53-66.
- Onodera, J., Takahashi, K., & Jordan, R. W. (2008). Eocene silicoflagellate and ebridian paleoceanography in the central Arctic Ocean. *Paleoceanography*, 23(1).
- O'Regan, M., Moran, K., Backman, J., Jakobsson, M., Sangiorgi, F., Brinkhuis, H., ... & Brumsack, H. J. (2008). Mid-Cenozoic tectonic and paleoenvironmental setting of the central Arctic Ocean. *Paleoceanography*, 23(1).
- Osadetz, K. G., Morrell, G. R., Dixon, J., Dietrich, J. R., Snowdon, L. R., Dallimore, S. R., & Majorowicz, J. A. (2005). Beaufort-Mackenzie Basin: a review of conventional and nonconventional (gas hydrate) petroleum reserves and undiscovered resources. *Bulletin-Geological Survey Of Canada*, 585, 81.
- Palmer, S. E., & Baker, E. W. (1978). Copper porphyrins in deep-sea sediments: a possible indicator of oxidized terrestrial organic matter. *Science*, 201(4350), 49-51.
- Palmer, S. E., & Baker, E. W. (1978). Copper porphyrins in deep-sea sediments: a possible indicator of oxidized terrestrial organic matter. *Science*, 201(4350), 49-51.
- Paropkari, A. L., Babu, C. P., & Mascarenhas, A. (1992). A critical evaluation of depositional parameters controlling the variability of organic carbon in Arabian Sea sediments. *Marine Geology*, 107(3), 213-226.
- Parrish, J. T. (1982). Upwelling and petroleum source beds, with reference to Paleozoic. *AAPG Bulletin*, 66(6), 750-774.
- Paul, S., Sharma, J., Singh, B. D., Saraswati, P. K., & Dutta, S. (2015). Early Eocene equatorial vegetation and depositional environment: Biomarker and palynological evidences from a lignite-bearing sequence of Cambay Basin, western India. *International Journal of Coal Geology*, 149, 77-92.
- Pelet, R. (1983). Vers une sédimentologie de la matière organique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(4), 483-493.
- Piper, D. Z. (1974). Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. *Chemical Geology*, 14(4), 285-304.
- Plafker, G. & Berg, H. C. (eds) (1994). The Geology of Alaska. The Geology of North America, G-1. *Geological Society of America*, Boulder, CO.
- Planke, S. (1994). Geophysical response of flood basalts from analysis of wire line logs: Ocean Drilling Program Site 642, Vøring volcanic margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B5), 9279-9296.
- Plans, J. R. M. C. (2004). Signs of a warm, ice-free Arctic.
- Plaziat, J. C., Cavagnetto, C., Koeniguer, J. C., & Baltzer, F. (2001). History and biogeography of the mangrove ecosystem, based on a critical reassessment of the paleontological record. *wetlands ecology and management*, 9(3), 161-180.
- Polyak, L., Alley, R. B., Andrews, J. T., Brigham-Grette, J., Cronin, T. M., Darby, D. A., ... & Jennings, A. E. (2010). History of sea ice in the Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 29(15), 1757-1778.

- Posamentier, H. W. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models.
- Posamentier, H. W., & Allen, G. P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications (Vol. 7). Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- 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), 1276-1290.
- Powell, T.G., Greaney, S. and Snowdon, L.R. (1982). Limitations of use of organic petrographic techniques for identification of petroleum source rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 430-5.
- 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(6), 1919-1931.
- Rabouille, C., & Gaillard, J. F. (1991). A coupled model representing the deep-sea organic carbon mineralization and oxygen consumption in surficial sediments. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 96(C2), 2761-2776.
- Rawat, M.S. and Berry, C.M. (1990). Palynofaciès, maturation and source rock potential in Krishna-Godavari Basin. *The Palaeobotanist*, 38, 180--7.
- Richards, F.A. (1976). The enhanced preservation of organic matter in anoxic marine environments, in *Organic Matter in Natural Waters* (ed. D. W. Hood), *Occasional Publication of the Institute of Marine Science, University of Alaska*, 1, 399-411.
- Rowley, D. B., & Lottes, A. L. (1988). Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, 155(1), 73-120.
- Salpin, M., Schnyder, J., Baudin, F., Suan, G., Suc, J.P., Popescu, S.M., Labrousse, L. (2016-*to be submitted*).
- Sangiorgi, F., Brumsack, H. J., Willard, D. A., Schouten, S., Stickley, C. E., O'Regan, M., ... & Brinkhuis, H. (2008). A 26 million year gap in the central Arctic record at the greenhouse-icehouse transition: Looking for clues. *Paleoceanography*, 23(1).
- Sangiorgi, F., van Soelen, E. E., Spofforth, D. J., Pälike, H., Stickley, C. E., St John, K., ... & Brinkhuis, H. (2008). Cyclicity in the middle Eocene central Arctic Ocean sediment record: Orbital forcing and environmental response. *Paleoceanography*, 23(1).
- Schlanger, S. O., & Jenkyns, H. C. (2007). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, (Classic Papers).
- Schlanger, S. O., Jackson, E. D., Boyce, R. E., Cook, H. E., Jenkins, H. C., Johnson, D. A., ... & Winterer, E. L. (1976). Site 318. *Initial Reports Deep Sea Drilling Project, 33US Government Printing Office, Washington, DC*, 301-357.
- Schönharting, G., & Abrahamsen, N. (1989). Paleomagnetism of the volcanic sequence in Hole 642E, ODP Leg 104, Vøring Plateau, and correlation with early Tertiary basalts in the North Atlantic. In *Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al., Proc. ODP, Sci. Results* (Vol. 104, pp. 911-920).
- Scruton, P. C. (1960). Delta building and the deltaic sequence.
- Shawa, M.S. (1979). Sedimentology and stratigraphy of the Taglu member, Mackenzie Delta. (Abstract.) *Canadian Society of Petroleum Geologists, Reservoir*, v. 6, p. 1, 2.
- Shepard, F. P., & Moore, D. G. (1954). Sedimentary environments differentiated by coarse-fraction studies. *AAPG Bulletin*, 38(8), 1792-1802.

- Shephard, G. E., Müller, R. D., & Seton, M. (2013). The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure. *Earth-Science Reviews*, 124, 148-183.
- Sherwood, K. W., Johnson, P. P., Craig, J. D., Zerwick, S. A., Lothamer, R. T., Thurston, D. K., & Hurlbert, S. B. (2002). Structure and stratigraphy of the Hanna trough, US Chukchi shelf, Alaska. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 39-66.
- Singer, A. (1984). The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments—a review. *Earth-Science Reviews*, 21(4), 251-293.
- Singh, A., Mahesh, S., Singh, H., Tripathi, S. K., & Singh, B. D. (2013). Characterization of Mangrol lignite (Gujarat), India: Petrography, palynology, and palynofacies. *International Journal of Coal Geology*, 120, 82-94.
- 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).
- 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).
- Sluijs, A., Schouten, S., Donders, T. H., Schoon, P. L., Röhl, U., Reichart, G. J., ... & Brinkhuis, H. (2009). Warm and wet conditions in the Arctic region during Eocene Thermal Maximum 2. *Nature Geoscience*, 2(11), 777-780.
- Sluijs, A., Schouten, S., Pagani, M., Woltering, M., Brinkhuis, H., Damsté, J. S. S., ... & Matthiessen, J. (2006). Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, 441(7093), 610-613.
- Snowdon, L. R. (1980). Resinite—A potential petroleum source in the upper Cretaceous/Tertiary of the Beaufort-Mackenzie Basin.
- Snowdon, L. R. (1995). Rock-Eval Tmax suppression: documentation and amelioration. *Aapg Bulletin*, 79(9), 1337-1348.
- Snowdon, L. R., & Powell, T. G. (1982). Immature oil and condensate--modification of hydrocarbon generation model for terrestrial organic matter. *AAPG Bulletin*, 66(6), 775-788.
- Speelman, E. N., van Kempen, M. M., Barke, J., Brinkhuis, H., Reichart, G. J., Smolders, A. J., ... & Sinninghe Damsté, J. S. (2009). The Eocene Arctic Azolla bloom: environmental conditions, productivity and carbon drawdown. *Geobiology*, 7(2), 155-170.
- St John, K. (2008). Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: Terrigenous sands on the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*, 23(1).
- 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(1), 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(2), 67-73.
- Stetten, E., Baudin, F., Reyss, J. L., Martinez, P., Charlier, K., Schnyder, J., ... & Pruski, A. (2015). Organic matter characterization and distribution in sediments of the terminal lobes of the Congo deep-sea fan: Evidence for the direct influence of the Congo River. *Marine Geology*, 369, 182-195.

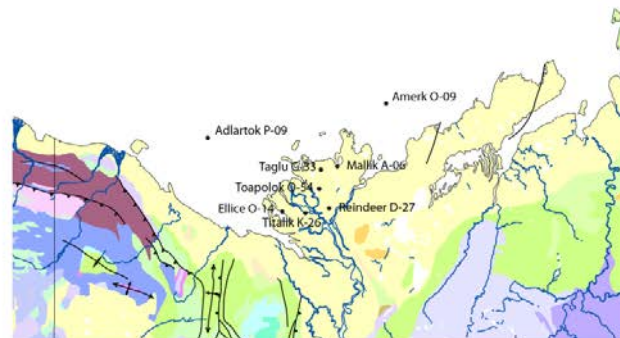
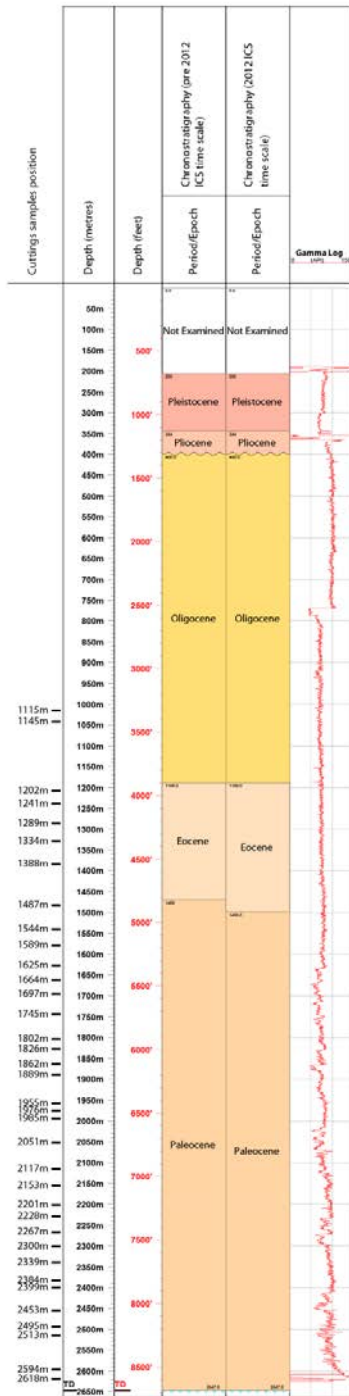
- Stickley, C. E., Koç, N., Brumsack, H. J., Jordan, R. W., & Suto, I. (2008). A siliceous microfossil view of middle Eocene Arctic paleoenvironments: A window of biosilica production and preservation. *Paleoceanography*, 23(1).
- Stickley, C. E., St John, K., Koç, N., Jordan, R. W., Passchier, S., Pearce, R. B., & Kearns, L. E. (2009). Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris. *Nature*, 460(7253), 376-379.
- Stow, D. A. V. (1987). South Atlantic organic-rich sediments: faciès, processes and environments of deposition. *Geological Society, London, Special Publications*, 26(1), 287-299.
- Swanson, V.E. (1960). Oil yield and Uranium content of black shales. *United States Geological Survey Professional Paper*, 356-A, 44 pp.
- Sykes, R., Volk, H., George, S. C., Ahmed, M., Higgs, K. E., Johansen, P. E., & Snowdon, L. R. (2014). Marine influence helps preserve the oil potential of coaly source rocks: Eocene Mangahewa Formation, Taranaki Basin, New Zealand. *Organic Geochemistry*, 66, 140-163.
- Syvitski, J. P., LeBlanc, K. W. G., & Cranston, R. E. (1990). The flux and preservation of organic carbon in Baffin Island fjords. *Geological Society, London, Special Publications*, 53(1), 177-199.
- Talling, J. F. (1960). *Self-shading effects in natural populations of a planktonic diatom*.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). The continental crust: its composition and evolution.
- Teichmüller, M. (1982a). Origin of the petrographic constituents of coal. *Stach's Textbook of coal petrology*, 3.
- Teichmüller, M. (1982b) Application of coal petrological methods in geology including oil and natural gas prospecting, in *Stach's Textbook of Coal Petrology*, 3rd edn (eds E. Stach, M.T. Mackowsky, M. Teichmüller, G.H. Taylor, D. Chandra, R. Teichmüller, D.G. Murchison and F. Zierke), Gebruder Borntraeger, Berlin, 381-413.
- Teichmüller, M. (1989). The genesis of coal from the viewpoint of coal petrology. *International Journal of Coal Geology*, 12(1), 1-87.
- Thamban, M., Rao, V. P., & Raju, S. V. (1997). Controls on organic carbon distribution in sediments from the eastern Arabian Sea margin. *Geo-Marine Letters*, 17(3), 220-227.
- Thiry, M. (2000). Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews*, 49(1), 201-221.
- Thomas, B.M. (1982). Land-plant source rocks for oil and their significance in Australian basins. *Australian Petroleum Exploration Association Journal*, 22, 164-78.
- Tissot, B. P., & Welte, D. H. (1984). From kerogen to petroleum. In *Petroleum Formation and Occurrence* (pp. 160-198). Springer Berlin Heidelberg.
- Tissot, B., & Espitalie, J. (1975). L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: applications d'une simulation mathématique. Potentiel pétrolier des bassins sédimentaires de reconstitution de l'histoire thermique des sédiments. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 30(5), 743-778.
- Tissot, B., Demaison, G., Masson, P., Delteil, J. R., & Combaz, A. (1980). Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins. *AAPG Bulletin*, 64(12), 2051-2063.
- Tissot, B., Durand, B., Espitalie, J., & Combaz, A. (1974). Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. *AAPG Bulletin*, 58(3), 499-506.

- Tolson, R. B. (1987). Structure and stratigraphy of the Hope basin, southern Chukchi Sea, Alaska.
- Trabucho-Alexandre, J., Hay, W. W., & De Boer, P. L. (2012). Phanerozoic environments of black shale deposition and the Wilson Cycle. *Solid Earth*, 3(1), 29.
- Trask, P. D. (Ed.). (1939). *Recent marine sediments: a symposium* (No. 4). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Tribouillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., & Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical geology*, 232(1), 12-32.
- Tribouillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., & Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical geology*, 232(1), 12-32.
- Tribouillard, N., Riboulleau, A., Lyons, T., & Baudin, F. (2004). Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized marine organic matter of marine origin in Mesozoic limestones and shales. *Chemical Geology*, 213(4), 385-401.
- Trichet, J. (1987). *Géologie de la matière organique: séance spécialisée de la Société géologique de France, Orléans, 11 et 12 mars 1985* (No. 151). La Société.
- Tweto, O. (1975). Laramide (late Cretaceous-early Tertiary) orogeny in the southern Rocky Mountains. *Geological Society of America Memoirs*, 144, 1-44.
- Tyson, R. V. (1987). The genesis and palynofaciès characteristics of marine petroleum source rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 26(1), 47-67.
- Tyson, R. V. (1995). Abundance of organic matter in sediments: TOC, hydrodynamic equivalence, dilution and flux effects. In *Sedimentary organic matter* (pp. 81-118). Springer Netherlands.
- Tyson, R. V. (2001). Sedimentation rate, dilution, preservation and total organic carbon: some results of a modelling study. *Organic Geochemistry*, 32(2), 333-339.
- Tyson, R. V. (2001). Sedimentation rate, dilution, preservation and total organic carbon: some results of a modelling study. *Organic Geochemistry*, 32(2), 333-339.
- Tyson, R. V. (2005). The "productivity versus preservation" controversy: cause, flaws, and resolution. *SPECIAL PUBLICATION-SEPM*, 82, 17.
- Tyson, R. V. (2005). The "productivity versus preservation" controversy: cause, flaws, and resolution. *Special Publication-SEPM*, 82, 17.
- Van Der Loeff, M. R., Meadows, P. S., & Allen, J. A. (1990). Oxygen in pore waters of deep-sea sediments [and discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 331(1616), 69-84.
- Van Wagoner, J. C. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. SEPM special publication, 42.
- Velde, B. (1995). Composition and mineralogy of clay minerals. In *Origin and mineralogy of clays* (pp. 8-42). Springer Berlin Heidelberg.
- Verhoef, J., Roest, W. R., Macnab, R., & Arkani-Hamed, J. (1996). Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and adjacent land areas, *Geol. Surv. Can.*
- Vogt, C. (2009). Data report: semiquantitative determination of detrital input to ACEX sites based on bulk sample X-ray diffraction data. In *Proc. IODP/ Volume* (Vol. 302, p. 2).
- 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(B3), 1071-1089.
- Waples, D. W. (1983). Reappraisal of anoxia and organic richness, with emphasis on Cretaceous of North Atlantic. *AAPG Bulletin*, 67(6), 963-978.
- Weaver, C. E. (1989). *Clays, muds, and shales* (Vol. 44). Elsevier.

- Webb, J. E. (1958). The ecology of Lagos Lagoon. V. Some physical properties of lagoon deposits. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 241(683), 393-419.
- 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), 230-238.
- 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), 230-238.
- Wignall, P. B. (1991). Model for transgressive black shales?. *Geology*, 19(2), 167-170.
- Wilkin, R. T., & Barnes, H. L. (1997). Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(2), 323-339.
- Wilkin, R. T., & Barnes, H. L. (1997). Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(2), 323-339.
- Willumsen, P. S., & Cote, R. P. (1982). Tertiary sedimentation in the southern Beaufort Sea, Canada.
- Young, F. G. (1975). *Upper Cretaceous stratigraphy, Yukon coastal plain and northwestern Mackenzie Delta*. Geological Survey of Canada.
- Young, F. G., & McNeil, D. H. (1984). *Cenozoic stratigraphy of the Mackenzie Delta, northwest territories* (No. 336). Geological Survey of Canada.
- Young, F. G., Myhr, D. W., & Yorath, C. J. (1976). *Geology of the Beaufort-Mackenzie basin*. Department of Energy Mines and Resources.
- Zachos, J. C., Dickens, G. R., & Zeebe, R. E. (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451(7176), 279-283.

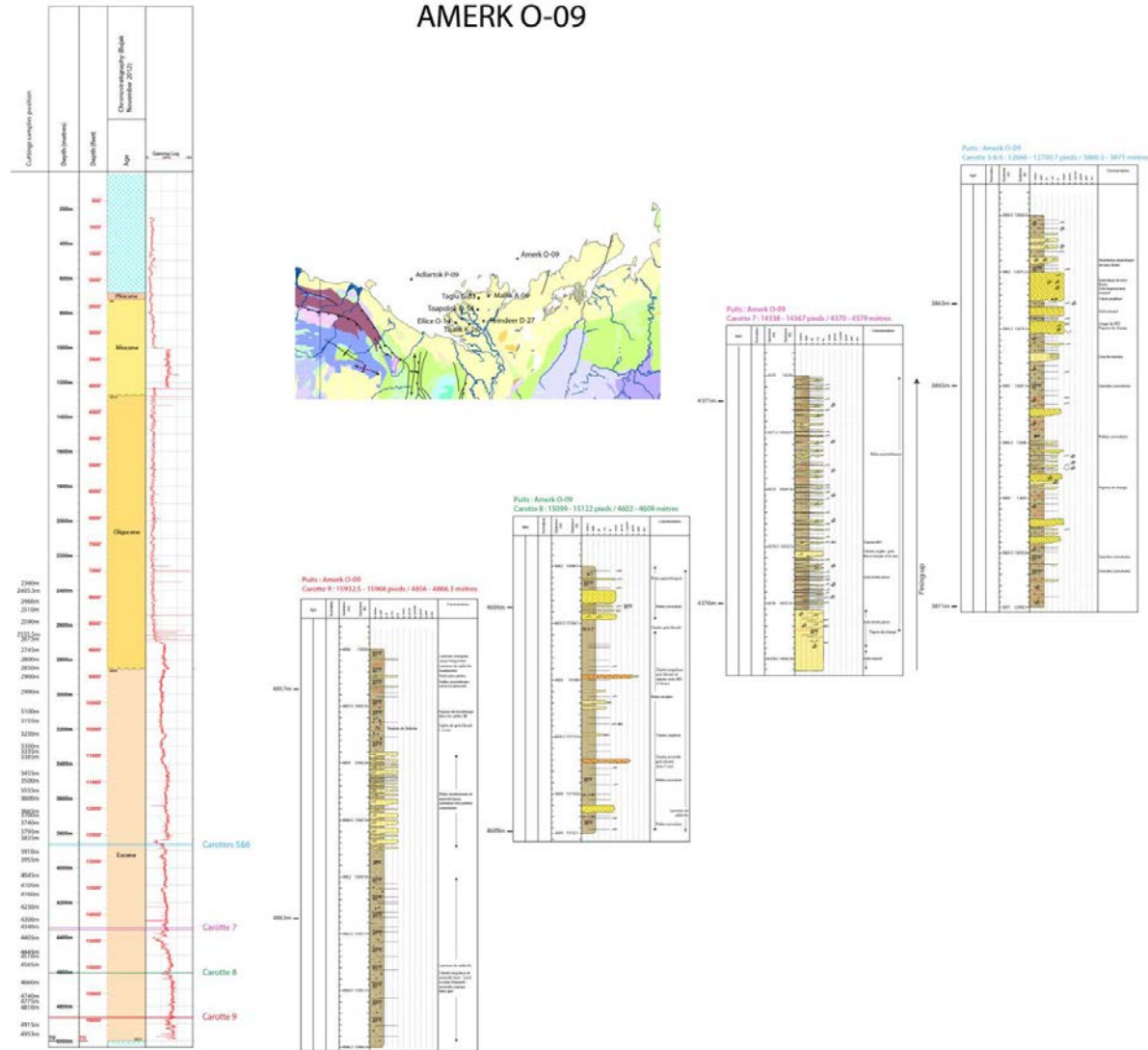
Annexes

Adlartok P-09



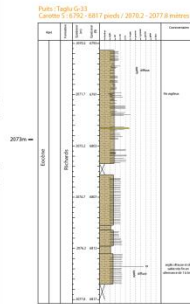
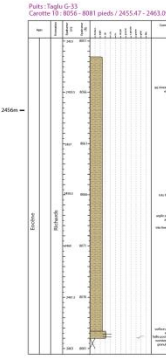
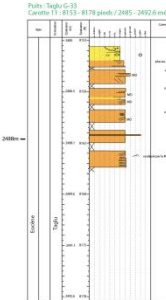
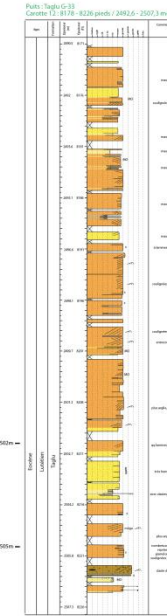
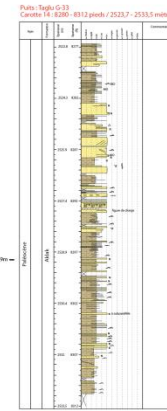
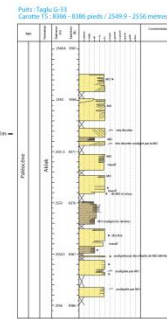
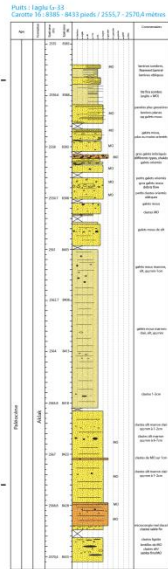
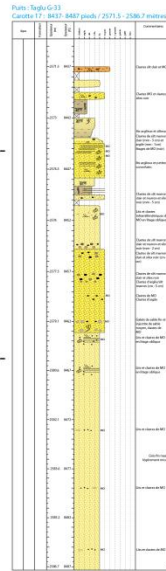
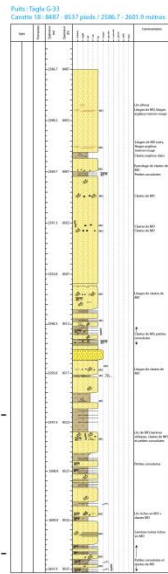
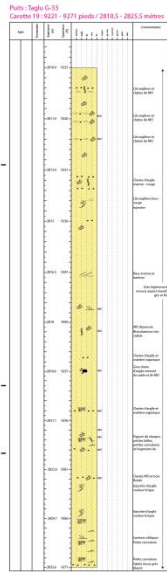
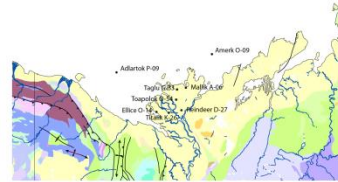
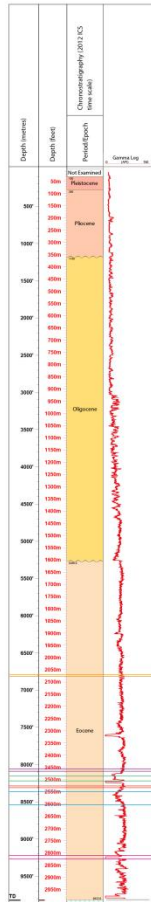
Annexe 1 : Position des échantillons sur cuttings du puits Adlartok P-09.

AMERK O-09

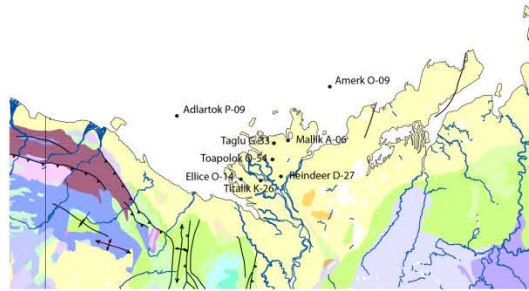
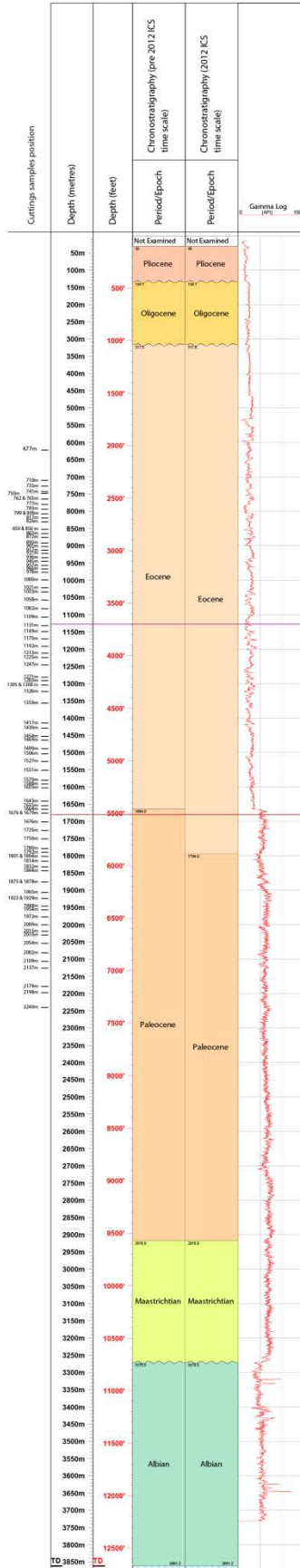


Annexe 2 : Position des échantillons sur cutting (à gauche du puits) et sur carottes (à droite du puits) du puits Amerk O-09.

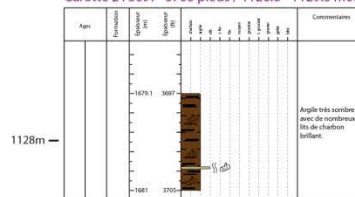
Taglu G-33



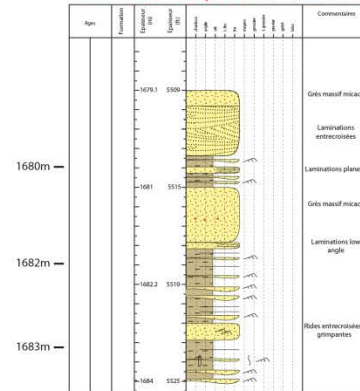
Annexe 3 : Position des échantillons sur carottes (à droite du puits) du puits Taglu G-33.



Puits : Reindeer D-27
Carotte 2 : 3697- 3705 pieds / 1126.8 - 1129.3 mètres



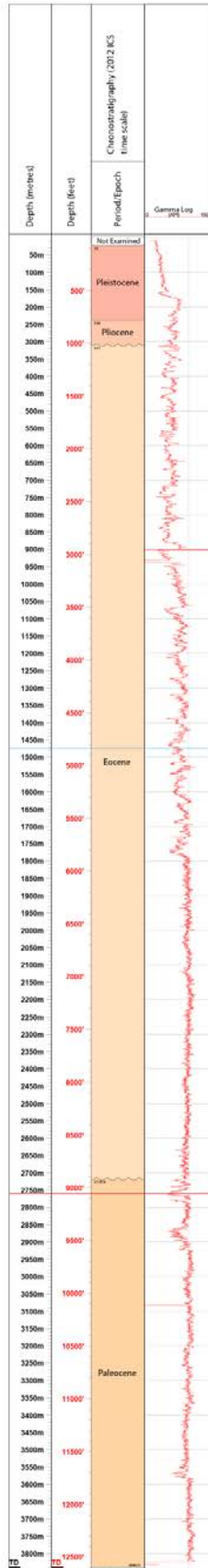
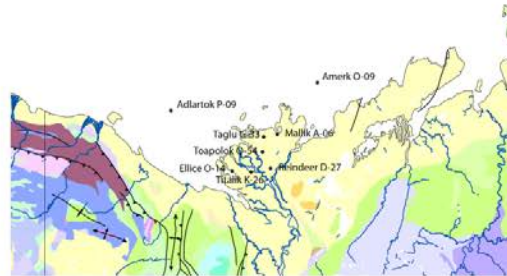
Puits : Reindeer D-27
Carotte 6 : 5509 - 5525 pieds / 1679 - 1684 mètres



Reindeer D-27

Annexe 4 : Position des échantillons sur cutting (à gauche du puits) et sur carottes (à droite du puits) du Reindeer D-27.

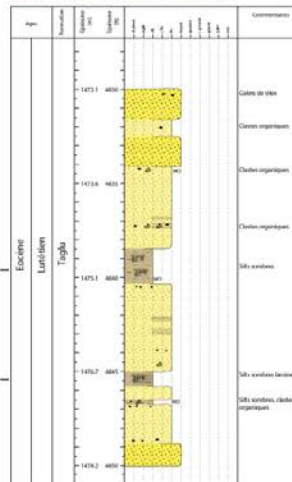
Titalik K-26



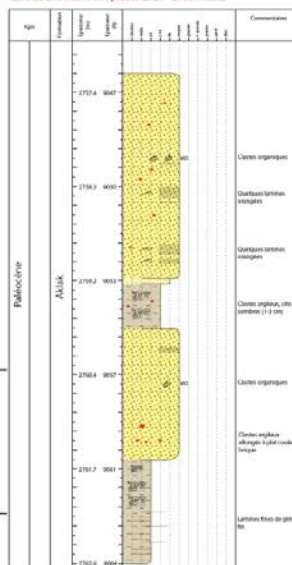
Carotte 1

Carotte 2

Puits : Titalik K-26
Carotte 1 : 4830 - 4850 pieds / 1472 - 1478 mètres

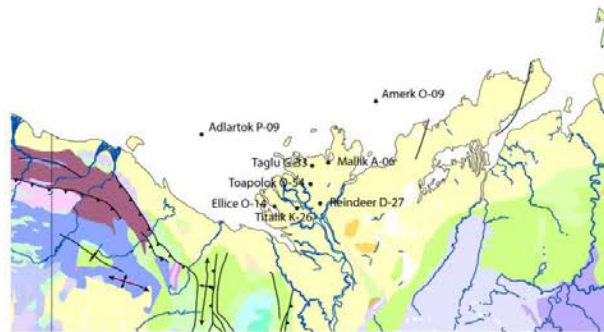
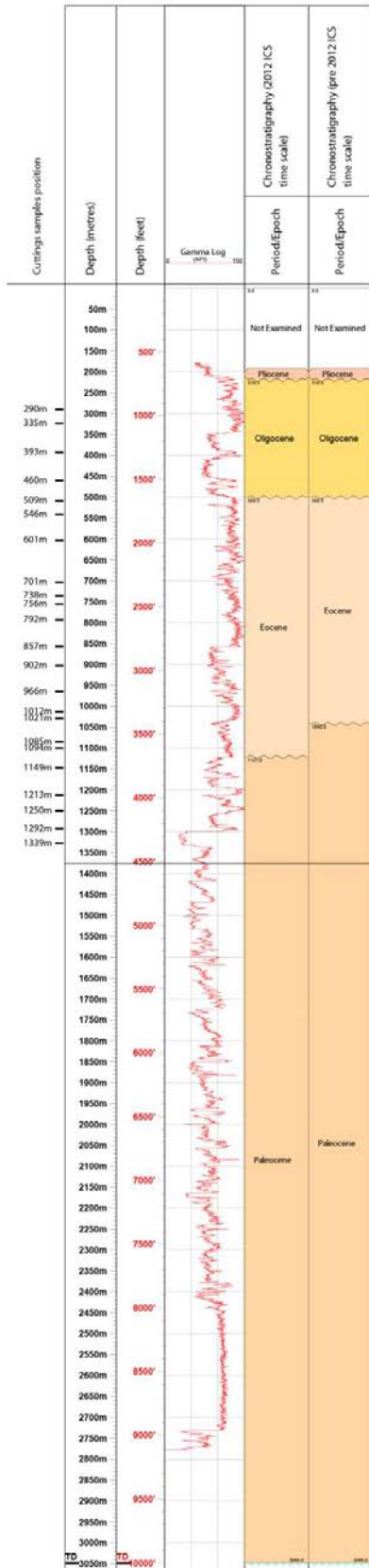


Puits : Titalik K-26
Carotte 2 : 9046 - 9064 pieds / 2757 - 2763 mètres



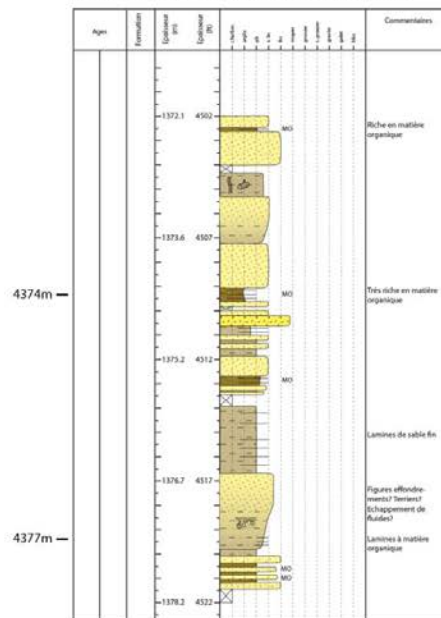
Annexe 5 : Position des échantillons sur carottes (à droite du puits) du puits Titalik K-26.

Toapolok O-54



Puits : Toapolok O-54
Carotte 1 : 4502 - 4522 pieds / 1372 - 1378 mètres

Carotte 1



Annexe 6 : Position des échantillons sur cutting (à gauche du puits) et sur carottes (à droite du puits) du puits Toapolok O-54.

ADLARTOK	3761	1145	1	Lower Oligocene (NP22-NP23 zones of Martini, 1971)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (FO – first occurrence in NP18, at 40.36 Ma after Gradstein et al., 2012, LO at the top of the Oligocene), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (FO in the Upper Eocene, LO at 32.02 after Gradstein et al., 2012, in the Lower Oligocene), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocene-Oligocene), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> , <i>Cyclicargolithus abisectus</i> (FO in the Lower Oligocene, in the Rupelian, at 32.02 Ma, after Varol, 1998, LO at the Oligocene/Miocene boundary).
	3941	1202	1	probably Lower Oligocene (NP22-NP23 zones of Martini, 1971)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (FO – first occurrence in NP18, at 40.36 Ma after Gradstein et al., 2012, LO at the Oligocene/Miocene boundary), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (FO in the Upper Eocene, LO at 32.02 after Gradstein et al., 2012, in the Lower Oligocene, in the NP23 zone), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocene-Oligocene), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> .
	4072	1241	1		inconclusive
	4238	1289	1		inconclusive
	4383	1334	1		inconclusive
	4551	1388	1	Upper Eocene-lowermost Oligocene (NP18-NP22 zones of Martini, 1971)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (FO – first occurrence in NP18, at 40.36 Ma after Gradstein et al., 2012, LO at the top of the Oligocene), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (Upper Eocene-Lower Oligocene), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocene-Oligocene), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coccolithus formosus</i> (FO in the Middle Eocene, LO in the lowermost Oligocene, in NP22, at 32.92 Ma after Gradstein et al., 2012), <i>Cyclicargolithus floridanus</i> .
	4878	1487	1	Upper Eocene (NP18-NP21 zones of Martini, 1971)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (FO – first occurrence in NP18, at 40.36 Ma after Gradstein et al., 2012, LO at the top of the Oligocene), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (Upper Eocene-Lower Oligocene), <i>Reticulofenestra reticulata</i> (LO - last occurrence in NP21 at 35.40 Ma after Gradstein et al., 2012), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocene-Oligocene), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coccolithus formosus</i> (Eocene - lowermost Oligocene), <i>Cyclicargolithus floridanus</i> , <i>Micranolithus vesper</i> (FO at the base of the Eocene, LO at the top of the Eocene).
	5061	1544	1		inconclusive
		1589			inconclusive
		1625			inconclusive
		1664			inconclusive
		1697			inconclusive
		1745			inconclusive
		1802			inconclusive
		1826			inconclusive
	6112	1862	1		inconclusive
	6731	2051	1		inconclusive
	7542	2300	1		inconclusive
	8594	2618	1		inconclusive

Annexe 8 : Nannofossiles calcaires du puits Adlartok P-09.

Depth (m)	1145	1202	1241	1289	1334	1388	1487	1544	1662	2051	2168	2300	2618
Preservation	poor	poor	poor	poor	medium	medium	medium	poor	poor	poor	poor	poor	poor
											almost barren	almost barren	almost barren
Pollen grains:													
Pinus diplostelate type	6	6	1	5		4	5	1	1				
Indeterminable pollen grains of Pinaceae	16	33	36	16	11	11	7	7	10				
Abies		1	4			1		1	2				
Alnus	3	7	4	12	1	5	3	1	10				
Amaranth									1				
Asteraceae		1	1										
Artemisia								1					
Betula		1	1						1				
Carpinus	1	1		1					1				
Carya	3	9	11	12	4	5	4	4	3				
Cathaya	8	12	10	8	3	9	8	3	10				
Celastrus									1				
Cucurbitaceae									1				
Cupressaceae	13	7	3	2	6	10	10	12	9				
Diaplyium							1						
Empetraceae	6	1	2	12	8	6	5	7	9				
Ericaceae	1	2	6	1	1	2	1						
Fagus		3	1			2	2	1	1				
Fraxinus									1				
Ilex floribunda-type			1										
Juglans			2		1								
Lecanodermis			2		1								
Loropetalum	1												
Myrica						1	1	1	1				
Nyssa				1		2	2						
Picea	2	2	2			2	1	1	1				
Platycarya					1								
Pterocarya		7	2	3	2	1	5	1	4				
Quercus	10	7	7	7	3	5	3	2	3				
Ranunculaceae		1											
Rhizophora			1										
Rumex							1						
Sapotaceae					1								
Scabiosa		1					1						
Sciadopitys			1	2	2	3	1	1	1				
Taxodium type	6	4	2		8	3	14	9	13				
Toxicodendron	63	33	44	41	56	40	39	67	30				
Tilia	1				3	2	1	1					
Tsuga	1	10	2	1		4	3	3	1				
Ulmus		4	1		3	2		1	3				
Zelkova					3	2			1				
Indeterminable pollen grains	9	16	12	20	9	19	9	12	14				
Reworked pollen grains	16	28	23	69	44	45	40	76	168				
Pollen assemblages:													
Tropical elements	0	0	0	0	0	0	0	0	1				
Subtropical elements	66	39	52	66	76	53	64	75	54				
Cathaya	8	12	10	8	3	9	8	3	10				
Warm temperate elements	19	33	36	42	19	24	19	10	25				
Pinus + indeterminate Pinaceae	22	39	37	21	11	15	12	8	11				
Mediterranean elements	1	13	2		17	7	7	13	6				
High-altitude elements	2	3	6	0	0	3	1	2	3				
Insignificant elements	0	1	0	0	0	0	0	0	0				
Cupressaceae	13	7	3	2	6	10	10	12	9				
Water plants	0	0	0	0	0	0	0	0	1				
Herbs	0	1	0	0	0	0	1	0	0				
Steppe elements	0	0	0	0	0	0	0	1	0				
Halophytes	0	0	0	0	0	0	0	0	0				
Spores of Pteridophytes:													
Osmunda	10	1	1		1	1	3	2	4				
Azolla		2					2		2				
Spores monolètes	11	6	14	14	3	6	8	16	17				
Spores trilètes	6	6	7	7	6	7	7	13	6				
Autres spores	14	10	10	21	11	7	13	15	19				
Lycopodium		1			2	1	1	2					
Champignons	1			3		1	1						
Marine Dinocysts and Acritarchs:					1								
Reworked spores	3	2		4		5	2	13					
Reworked dinocysts and Acritarchs	35	35	29	55	42	31	34	60	100				

Annexe 7 : Comptage pollinique du puits Adlartok P-09.

Samples			Age		Nannoflora	
Site	depth (ft)	depth (m)				
		2745	Upper Eocene-Lower Oligocene (NP18-NP23 zones of Martini, 1971)		Reticulofenestra umbilica (FO in NP15c – upper Eocene, LO in NP23 – lower Oligocene), Reticulofenestra hillae (FO in NP18 – upper Eocene, LO in NP23 – lower Oligocene) Reticulofenestra bisecta (FO – first occurrence in NP17, at 38.25 Ma after Gradstein et al., 2012), Sphenolithus moriformis, Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus. AGE: Upper Eocene-Lower Oligocene (NP18-NP23 zones of Martini, 1971) PRESERVATION: poor	
	9193	2800	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	9351	2850	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	9520	2900	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	9817	2990	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		3100	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	10348	3155	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		3230	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	10825	3300	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	10951	3335	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	11104	3385	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		3455	Upper Eocene (NP17 zones of Martini, 1971)		Reticulofenestra bisecta (FO – first occurrence in NP17, at 38.25 Ma after Gradstein et al., 2012), Sphenolithus moriformis, Coccolithus pelagicus, Coccolithus formosus, Cyclicargolithus floridanus, Reticulofenestra reticulata (LO – last occurrence in NP21 at 35.40 Ma after Gradstein et al., 2012), Cyclicargolithus floridanus (FO in the Middle Eocene, LO in the Middle Miocene). AGE: Upper Eocene (NP17 zone of Martini, 1971). PRESERVATION: poor.	
	11486	3500	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		3550	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	11822	3600	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		3665	Early Eocene (NP10 zone of Martini, 1971)		Fasciculithus spp. (LO – last occurrence of the genus Fasciculithus in the Lower Eocene, NP 10 at 55.64 Ma after Gradstein et al., 2012), Sphenolithus moriformis (FO first occurrence probably towards the base of the Eocene or within the Paleocene-Eocene boundary), Coccolithus pelagicus, Micrantholithus flos. AGE: Early Eocene (NP10-NP11 zones of Martini, 1971). PRESERVATION: poor.	
	12132	3700	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		3740	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	12450	3795	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	12589	3835	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	12680	3865	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		3910	uppermost Paleocene- Early Eocene (probably NP10 zone of Martini, 1971)		Fasciculithus spp. (LO – last occurrence of the genus Fasciculithus in the Lower Eocene, NP 10 at 55.64 Ma after Gradstein et al., 2012), Sphenolithus moriformis (FO first occurrence towards the base of the Eocene or within the Paleocene-Eocene boundary interval), Coccolithus pelagicus, Towetus pertusus (Mid Paleocene-Early Eocene). AGE: uppermost Paleocene- Early Eocene (probably NP10 zone of Martini, 1971). PRESERVATION: poor.	
	12969	3955	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		4045	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	13463	4105	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		4160	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	13881	4230	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		4300	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	14238,85	4340	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		4405	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	14570	4445	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		4510	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		4565	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	15105,7	4604	inconclusive		Ascidian spicules, echinoid fragments (coastline)	
		4660	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	15544	4740	inconclusive		Ascidian spicules, echinoid fragments (coastline)	
		4775	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		4810	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	15954,8	4863	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
		4915	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
	16387,8	4955	inconclusive		Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	

Annexe 9 : Nannofossiles calcaires du puits Amerk O-09.

Site	Samples		NANNO		
	depth (ft)	depth (m)	nanno	age nanno	nannoflora
REINDEER	2460	750	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.
	2570	783	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.
	2680	817	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.
	2930	893			
		917	1	Upper Eocene-Lower Oligocene (NP18-NP23 zones of Martini, 1971)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (FO – first occurrence in NP18, at 40.36 Ma after Gradstein et al., 2012), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (FO in NP17 at 41.94 Ma, LO in NP23 at 32.02 Ma, after Gradstein et al., 2012), <i>Cyclicargolithus floridanus</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocene-Oligocene), <i>Blackites</i> sp.
	3070	936			
	3170	966			
		1128			
	3710	1131	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.
	3840	1170	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.
	4210	1283	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.
	4820	1469	1	Lower Eocene (NP10-NP11 zones of Martini, 1971)	<i>Fasciculithus</i> sp. (LO – last occurrence of the genus <i>Fasciculithus</i> in the Lower Eocene, NP 11 at 55.54 MA after Gradstein et al., 2012), <i>Sphenolithus moriformis</i> (FO first occurrence probably towards the base of the EOCENE), <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Toweius tovae</i> (FO in the Paleocene, LO in the Paleocene-Eocene boundary interval).
	5430	1655	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.
	5460	1664	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.
	5500	1676			
	5512	1680			
	5518	1682	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.
	5522	1683			
	5660	1725			
	5740	1750			
5880	1792	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
6050	1844	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	
7010	2137	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.	

Annexe 11 : Nannocalcaires fossiles du puits Reindeer D-27.

Depth (m)	741	817	893	917	936	966	1128	1170	1283	1469	1655	1682	1725	1750	1792
Preservation		good	moderate			moderate	good	moderate		moderate	moderate	poor			
Richness in pollen grains	too poor			too poor	too poor				too poor				too poor	too poor	too poor
Pollen grains:															
<i>Pinus</i> diplostellate type		1	3			4		1		2	1				
Indeterminable pollen grains of Pinaceae		1	3			5				6	9	4			
<i>Acer</i>							1								
<i>Alnus</i>			1			3	1	3		2	6	4			
<i>Amanoa</i>						1									
Anacardiaceae						1									
Arecaceae						1				1	2				
<i>Avicennia</i>			2			2		2							
<i>Carpinus</i>						1				1					
<i>Carya</i>		3	2			2	2			1		3			
<i>Castanea - Castanopsis</i>		6	1			2				6					
<i>Cathaya</i>		4	1			5	6	4		4		2			
<i>Cedrus</i>								1							
Celastraceae		1													
Cupressaceae		5	10			9	11	7		9	13	6			
<i>Distylium</i>						1									
<i>Engelhardia</i>		3	5			6		4		5	8	9			
Ericaceae		2	3					1		2					
<i>Juglans</i>												1			
Lamiaceae											1				
Menispermaceae						1				1					
<i>Myrica</i>			1								2	4			
<i>Nyssa</i>		2													
Papaveraceae											1				
<i>Paeonia persica</i>												1			
<i>Platycarya</i>						1									
Poaceae											1				
<i>Podocarpus</i>												2			
<i>Populus</i>										2	1				
<i>Pterocarya</i>		3	1			3		3		1		1			
Deciduous <i>Quercus</i>			8			3	1	4		2	2				
Ranunculaceae							1								
Rosaceae										1					
<i>Rhoiptelea</i>			1												
Rosaceae							1								
Sapotaceae			1												
<i>Sciadopitys</i>								1		1	1				
<i>Sindora</i>							1				1				
<i>Sassafras</i>											1				
<i>Taxodium</i> type		24	11			13	31	8		13	18	5			
Taxodiaceae		43	55			53	50	65		52	43	65			
<i>Tilia</i>		4	1					1		2	2				
<i>Tsuga</i>			1								1				
<i>Vitis</i>											1				
<i>Zelkova</i>						1	1								
Indeterminable pollen grains		18	35			16	31	12		31	8	8			
Unidentified pollen grains															
Reworked pollen grains		34	11			27	13	43		59	126	186			
Tropical elements		0	2			3	0	2		0	0	0			
Subtropical elements		73	74			76	82	78		73	75	83			
<i>Cathaya + Podocarpus</i>		4	1			5	6	4		4	0	4			
Warm-temperate elements		18	17			14	6	12		19	13	10			
<i>Pinus + indeterminable Pinaceae</i>		2	6			9	0	1		8	10	4			
Mediterranean elements		0	11			0	0	1		0	1	0			
High-altitude elements		0	0			0	0	0		0	0	0			
Insignificant elements		0	0			0	2	0		0	0	0			
Cupressaceae		5	10			9	11	7		9	13	6			
Water plants		0	0			0	0	0		0	0	0			
Mediterranean xerophytes		0	0			0	0	0		0	0	0			
Herbs		0	0			0	0	0		1	3	0			
Steppe elements		0	0			0	0	0		0	0	0			
Subdesertic elements		0	0			0	0	0		0	0	0			
Halophytes		0	2			2	0	2		0	1	0			
Spores of Pteridophytes:															
<i>Osmunda</i>		5	2			3	3	2		2	2	3			
<i>Azolla</i>			1							1					
Monolete spores		11	12			5		4		15	12	8			
Trilete spores		3	6			2	4	3		18	3	8			
Other spores		13	10			9	10	11		19	28	14			
Fungi		1				1				1	8	1			
Marine dinoflagellate cysts and acritarchs		22	3			5	1	1		2	3				
Reworked other palynomorphs:															
Reworked spores of Pteridophytes		17	14			27	2	29		62	186	111			
Reworked marine dinoflagellate cysts and acritarchs		1				5		1		5		1			

Annexe 12 : Comptages polliniques du puits Reindeer D-27.

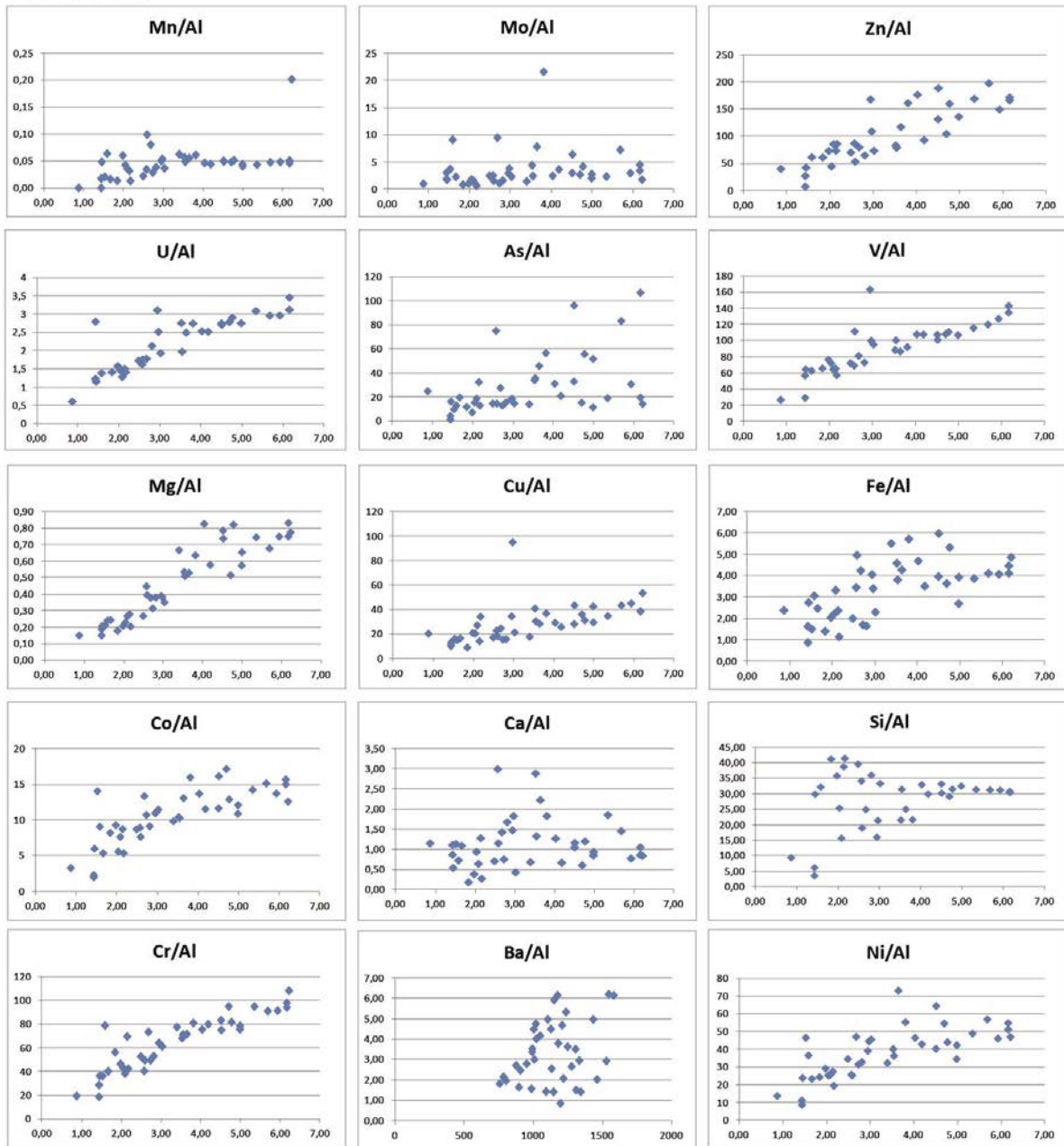
Depth (m)	509	546	756	966	1012	1149
Preservation	good	good	excellent	good	excellent	good
Pollen grains:						
<i>Pinus</i> diplostellate type	16	35	12	5	3	3
Indeterminable pollen grains of Pinaceae	14	31	11	6	5	6
<i>Pinus</i> haploxylon type		1				
<i>Abies</i>	1	1				
<i>Acer</i>			3		2	
<i>Alnus</i>	3	6	1	2	2	3
Arecaceae				1	1	1
<i>Artemisia</i>	1	1				
Asteraceae Asteroideae				1		1
Asteraceae Cichorioideae						
<i>Avicennia</i>					2	3
<i>Betula</i>	1	1	1		1	
Bigoniaceae-Fabaceae Caesalpinoideae					2	
<i>Bombax</i>					1	1
<i>Buxus sempervirens</i> type						1
<i>Carpinus</i>	2		3		1	
<i>Carya</i>	6	15	4	10	10	9
<i>Castanea - Castanopsis</i>	1			1	1	1
<i>Cathaya</i>	13	13	8	2	4	
<i>Cedrus</i>	1		1			
<i>Centaurea</i>	1					
Cupressaceae	5	5	6	4	5	8
<i>Distylium</i>			1	1		
<i>Engelhardia</i>	10	13	7	8	7	5
Ericaceae	2	2	1	1		
<i>Eucommia</i>		1		1	1	
<i>Fagus</i>	2	3	1	2	2	1
<i>Fraxinus</i>	1			1		
<i>Grewia - Corchorus</i>			1			
<i>Hedera</i>		1			1	
<i>Juglans</i>	1			1		
<i>Liquidambar</i>			2	2		1
<i>Lonicera</i>		1			1	
Menyanthaceae					1	
<i>Myrica</i>			2		2	
<i>Nyssa</i>				2		
<i>Nyssa</i>	1			1	1	
<i>Picea</i>	1	1			1	1
<i>Platycarya</i>					1	
Poaceae	1	1				
<i>Populus</i>			1			
<i>Potamogeton</i>			1			
<i>Pterocarya</i>	2	7	7	4	6	10
Deciduous <i>Quercus</i>	2	3	3	2	2	7
Ranunculaceae	1					
Rosaceae			1			1
<i>Canthium</i> type				1		
<i>Mussaenda</i> type					1	
<i>Rumex</i>						1
<i>Scabiosa</i>						1
<i>Sciadopitys</i>	4		1			
<i>Taxodium</i> type	3	1	13	6	4	6
Taxodiaceae	31	21	40	31	37	45
<i>Tilia</i>				12	2	
<i>Tsuga</i>	1	2	2	2		
<i>Ulmus</i>	1	2	1	3	1	1
<i>Zelkova</i>	5	1	4	3	5	1
Indeterminable pollen grains	13	13	13	14	14	17
Unidentified pollen grains		1				
Reworked pollen grains	22	10	35	20	14	14
Tropical elements	0	0	1	3	5	4
Subtropical elements	49	35	64	48	54	57
<i>Cathaya + Podocarpus</i>	13	13	8	2	4	0
Warm-temperate elements	27	40	31	43	36	34
<i>Pinus</i> + indeterminable Pinaceae	30	67	23	11	8	9
Mid-altitude elements	4	5	4	4	2	1
High-altitude elements	2	2	0	0	1	1
Insignificant elements	1	1	1	0	0	1
Cupressaceae	5	5	6	4	5	8
Water plants	0	0	1	0	1	0
Herbs	2	1	0	1	0	3
Steppe elements	1	1	0	0	0	0
Halophytes	0	0	0	0	2	3
Spores of Pteridophytes :						
<i>Osmunda</i>	1	2	1	3		1
Monoete spores	16	19	13	7	7	6
Trilete spores	10	5	3	7	7	2
Other spores	20	18	14	8	8	9
<i>Lycopodium</i>				1		
Bryophytes						1
Fungi					1	
Marine Dino flagellate cysts and Acritarchs	1		4	7	4	2
Reworked spores and dinoflagellate cysts:						
Reworked spores	16	35	24	17	9	13
Reworked dinoflagellate cysts and Acritarchs	1		1			5

Annexe 13 : Comptages polliniques du puits Toapolok O-54

Samples			NANNO		
Site	depth (ft)	depth (m)	nanno	age nanno	nannoflora
TITALIK	4839	1475	1	Upper Eocene (NP17-NP20 zones of Martini, 1971)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (FO – first occurrence in NP17, at 38.25 Ma after Gradstein et al., 2012), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Reticulofenestra</i> cf. <i>umbilicus</i> (Upper Eocene-Lower Oligocene), <i>Reticulofenestra reticulata</i> (LO - last occurrence in NP19-20 at 35.92 Ma after Gradstein et al., 2012), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocene-Oligocene).
	4842,5	1476	1	Upper Eocene (NP17-NP20 zones of Martini, 1971)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (FO – first occurrence in NP17, at 38.25 Ma after Gradstein et al., 2012), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Chiasmolithus</i> sp., <i>Reticulofenestra reticulata</i> (LO - last occurrence in NP19-20 at 35.92 Ma after Gradstein et al., 2012), <i>Cyclicargolithus floridanus</i> .
	9054	2760	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.
	9061,5	2762	1	inconclusive	Barren, no coccoliths <i>in situ</i> or reworked.

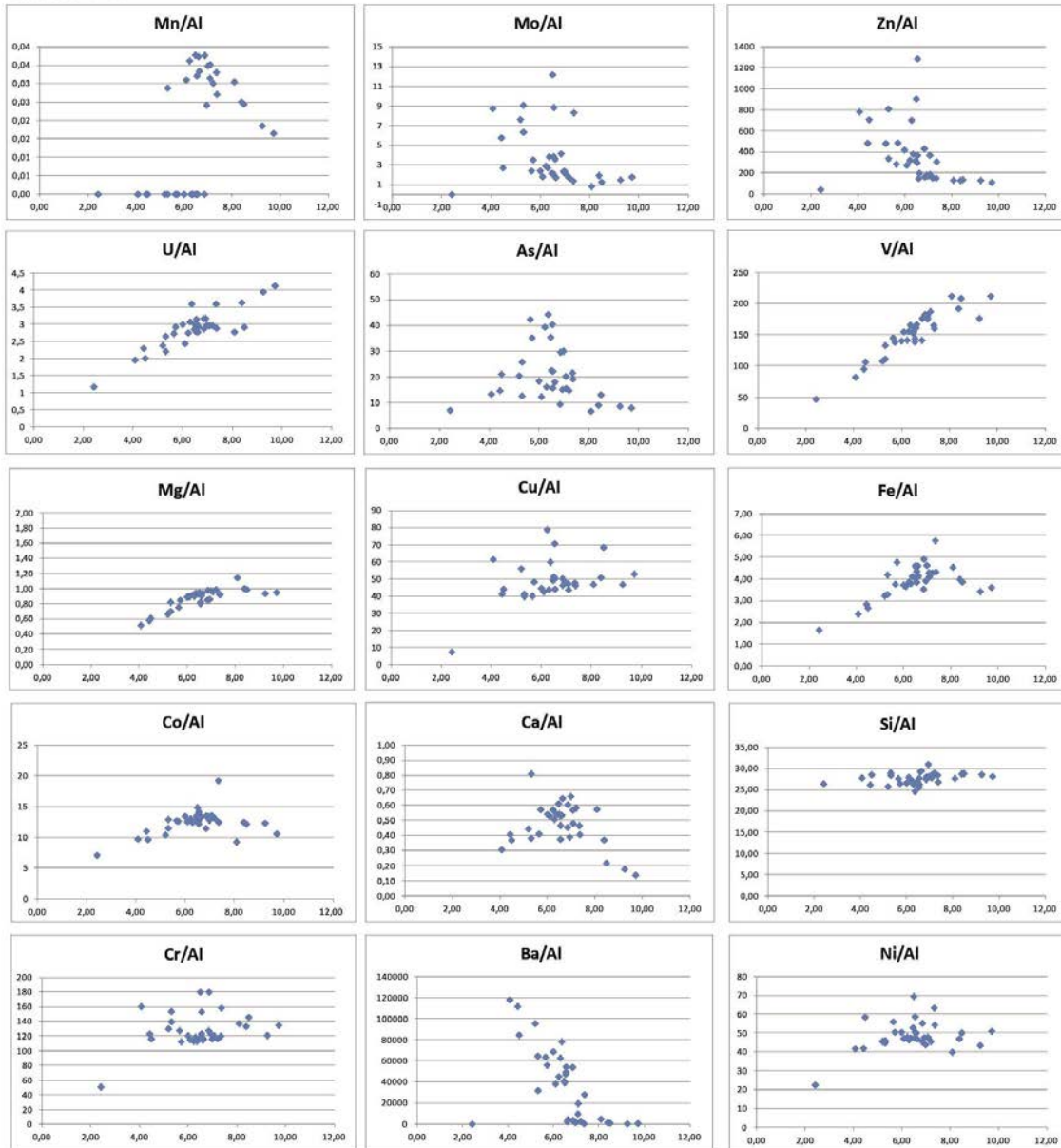
Annexe 14 : Nannofossiles calcaires du puits Titalik K-26.

Reindeer D-27



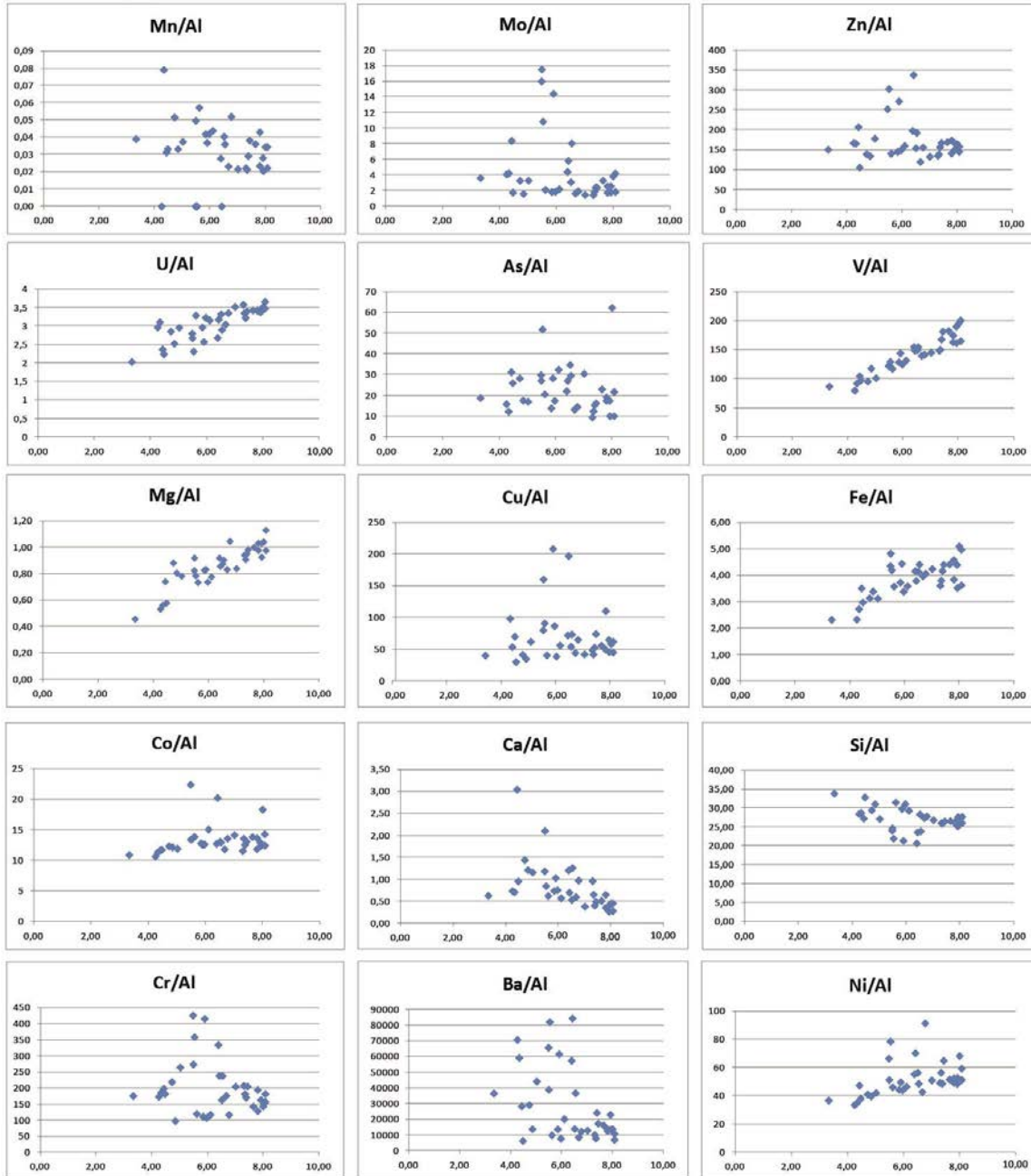
Annexe 15 : Diagrammes éléments/Aluminium du puits Reindeer D-27.

Amerk O-09



Annexe 16 : Diagrammes éléments/Aluminium du puits Amerk O-09.

Adlartok P-09



Annexe 17 : Diagrammes éléments/Aluminium du puits Adlartok P-09.

