



HAL
open science

Contribution relative des forçages climatiques et des processus sédimentaires dans la répartition spatio-temporelle des sédiments des mers nordiques (mers de Norvège, du Groenland et de Barents)

Marjolaine Sabine

► **To cite this version:**

Marjolaine Sabine. Contribution relative des forçages climatiques et des processus sédimentaires dans la répartition spatio-temporelle des sédiments des mers nordiques (mers de Norvège, du Groenland et de Barents). Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2021. Français. NNT : 2021BORD0047 . tel-03213298

HAL Id: tel-03213298

<https://theses.hal.science/tel-03213298>

Submitted on 26 Oct 2022

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.

THÈSE

PRÉSENTÉE À

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par Mme SABINE Marjolaine

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : Sédimentologie Marine et Paléoclimats

*Contribution relative des forçages climatiques et des processus sédimentaires
dans la répartition spatio-temporelle des sédiments des mers nordiques (mers de
Norvège, du Groenland et de Barents)*

Soutenue le : 22 février 2021

Après avis de :

M. Franck BASSINOT-DR, HDR, LSCE

M Christophe COLIN-PR, HDR, Université Paris-Saclay

M. Jean-Carlos MONTERO-SERRANO-PR, HDR, UQAR

Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de :

M. Jérôme BONNIN-MCF, Université de Bordeaux

Mme Emmanuelle DUCASSOU-MCF, Université de Bordeaux

Mme Frédérique EYNAUD-MCF, HDR, Université de Bordeaux

Examineur
Examinatrice
Directrice de

thèse

M. Thierry GARLAN, Ingénieur de recherche, HDR, Shom

M. Sébastien ZARAGOSI-MCF, Université de Bordeaux

Mme Elodie MARCHES, ingénieure, Shom,

Directeur de thèse
Invité
Invitée

Travail effectué sous la direction scientifique de Frédérique EYNAUD et Sébastien ZARAGOSI

« Le sage ne rencontre pas de difficultés. Car il vit dans la conscience des difficultés. Et donc n'en souffre pas. ». Lao Tseu. *Encore un peu chemin à parcourir pour atteindre la sagesse...*

« Tu perds la tête, tu déménages, tu travailles du chapeau, tu as les méninges en accordéon, tu as une araignée au plafond, tu as le timbre fêlé, tu ondules de la toiture, tu es bon pour le cabanon. Ou, tout simplement : tu deviens fou » - Stephen King, *Shinning. Mais ne serait-ce pas la parfaite description d'un thésard en fin de rédaction ?*

« L'océan est à perte de vue... Plus rien n'existe à part ce monde d'eau et de ciel, et nous, perdus au milieu de cet infini. [...] Ici, le monde n'est pas ce qu'il est sur terre. Il est plat et mouvant, il est mobile et vivant. [...] La terre vit dans la lenteur et le temps, l'océan vit dans la vitesse et le vent. » 8 septembre 2017, *Pourquoi Pas?, mission MOCOSED 2017.*

Remerciements

Ah, cette partie que j'ai toujours aimé rédiger dans mes manuscrits de fins de stage ! Les remerciements ! Qui pourrais-je donc remercier pour ces trois années ? Voilà une excellente question... Des noms me viendraient-ils ? Des murmures au creux de l'oreille, oui... Oui, je les entends ! Ah oui ! Oui, bien sûr... et elle aussi, évidemment...

En premier, deux noms me viennent côte à côte. Ils pourraient se pousser et se bousculer pour que l'un arrive avant l'autre, mais non. Ces deux noms sont plein de sagesse et de grandeur ! C'est normal... Ce sont ceux de mes professeurs !

Fred, comment pourrais-je te remercier de ton investissement ? Tu es une personne toujours prête à donner d'elle-même, sans hésiter un instant. Et pourtant, des fois, tu devrais penser davantage à toi. Merci Fred, pour tout ce que tu as fait pour moi, pour ton soutien, pour ce que tu m'as appris, pour nos échanges, et pour nos petites querelles formatrices ! Merci aussi d'avoir toujours été rapide et efficace dans la relecture et la correction de mes écrits. Je n'ai pas tout à fait la même façon de fonctionner que toi, mais c'est toujours bon d'apprendre de la façon de faire d'autrui !

Seb. Ah Seb ! Mon Papa des Sciences comme je disais en licence ! Mon maître Yoda en un peu plus grand et un peu moins vert ! Tu sais Patron, t'avoir en superviseur va franchement me manquer. Ta façon de travailler me correspond tellement ! Autonomie et soutien juste quand il faut, dans la dose qu'il faut ! Avec toi, j'ai eu une liberté dans la Science dont je n'aurais jamais pu rêver. Tu me permettait de travailler sur tout, tu ne m'empêchais pas de faire des tentatives, et quand tu savais qu'elles seraient infructueuses, tu ne me contraignais pas à agir de telle ou telle façon. J'étais libre de réfléchir par moi-même et de choisir ma voie ! Evidemment, tu m'as toujours guidé. Mais avec un subtil mélange de sagesse et une forme de préscience assez surprenante. Merci Patron, pas seulement pour ces trois années de thèse, mais aussi pour ces huit années à tes côtés, à apprendre, découvrir, m'améliorer, et pouvoir faire de la Science.

Bien évidemment, je ne saurais faire des remerciements sans parler du Shom ! Merci à toute l'équipe Sédimentologie du Shom, mais aussi aux marins que j'ai eu l'occasion de rencontrer ! Grâce à vous, j'ai pu faire cette thèse, travailler sur ces carottes, partir en mer pendant trois semaines ! Et pas n'importe où ! En mer du Groenland ! Ah quelle bonheur ce voyage ! Le rêve de ma vie, j'espérais ma première mission en mer depuis mes 20 ans ! Merci à Thierry Garlan et Elodie Marchès. Même si je ne vous ai pas vu très souvent, nos échanges ont été productifs et toujours intéressants.

Parler de la mission MOCOSED 2017, cela revient à parler de tous les membres d'équipage du N/O Pourquoi Pas ? durant cette mission ! Merci à toutes ces personnes, à tous ces marins, ces chercheurs, ces

techniciens, ces étudiants, qui étaient là et qui ont fait de cette mission ce qu'elle a été. J'ai adoré la faire avec vous !

Ellen, ma belle Ellen ! Sans toi et nos soirées sushis/movie, j'aurais été bien triste ! Merci d'être là depuis bientôt vingt ans ! Merci de ton soutien et de tes encouragements ! Et merci de ta folie douce !

Il y a Danielle et André, bien sûr ! Danielle et André, deux amis de la plongée, sans qui je ne serais pas arrivée si loin ! Ils ont veillé sur moi avec amour et bienveillance dans des moments où je me sentais perdue. Merci chers amis, merci pour tout !

Bernard Martin, cher ami, merci pour tous nos cafés du matin ensemble, des petits moments simples de partage et de douceur. Les moments les plus simples apportent parfois le plus de bonheur !

Mes parents, bien sûr, et mes deux grands frères adorés, avec leurs femmes et leurs enfants ! Mes neveux et nièces d'amour, qui ont toujours eu le pouvoir de m'amadouer et de me changer les idées ! Une pensée pleine de gratitude pour vous tous !

Et comment remercier ma famille sans parler des Lamoureux, des Lasfargues et de Px ? Merci à vous tous, pour nos semaines à la montagne, pour nos repas joyeux et festifs, pour votre patience aussi ! Merci à vous tous !

Jimmy ! Ah Jimbo Jim ! Mon premier stagiaire, martyrisé à souhait ! « Rigueur et précision ! » J'ai toujours été un peu dure, mais bon sang Jim, en plus d'être un type en or, tu étais sincèrement le parfait premier stagiaire ! Continue jeune homme, tu iras loin dans la vie !

Je tiens également à remercier la seule collègue de bureau qui ait survécu à ma compagnie, Charlotte ! Quel plaisir de partager le bureau avec toi ! Chaleureuse, joyeuse, dynamique, motivée, intelligente... Bref, un amour ! Merci ma 'tite Charlotte pour ces quelques mois ensemble. Et bien entendu, j'en profite pour remercier tous les autres doc/post-doc/stagiaires qui ont apportés de la convivialité à la vie dans le labo. Coco, Marion, Tiff, Maëva,... pardonnez-moi de ne pas toutes et tous vous citer, j'aurais peur d'oublier quelqu'un et de m'en vouloir éternellement !

Et pour finir, je remercie chacun et chacune d'entre vous, Epcquiens et Epcquiennes, d'avoir contribué, non pas seulement depuis le début de ma thèse, mais depuis mon premier stage dans ce labo il y a 8 ans, à mon bonheur. Car oui, des années durant, la simple pensée de venir travailler dans ce labo m'a faite sourire d'une oreille à l'autre, et la pensée de quelques pâtisseries pour vous me faisait frémir de joie. Merci à EPOC, merci l'Université de Bordeaux, et merci à Philippe Roland, prof de bio végétale à Bordeaux 2 Segalen en 2010/2011 d'avoir fait un cours sur la biodiversité, l'évolution et l'apparition du vivant aux premières années de licence ! Parce que sans ce chercheur qui nous a donné un de nos tous premiers cours, je n'aurais peut-être jamais découvert les sciences de la terre, ni rencontré Philippe Bertrand, qui ne m'aurait

alors jamais parlé de l'océanographie et de la paléoclimatologie, et je n'aurais peut-être alors jamais fait le choix quitter la biologie pour me diriger vers la géologie ! Doux concours de circonstances ayant menés à la réalisation d'une thèse 9 ans plus tard.

Et bien entendu, il reste une personne à remercier. Evidemment que je ne t'ai pas oublié ! Comment le pourrais-je ? Mon chéri, mon cœur, mon soutien ! Alexandre Lamoureux, l'homme avec qui je partage ma vie ! Sans toi mon ange, sans ton soutien et ton amour, ce manuscrit ne serait pas ce qu'il est. Ni moi ce que je suis. Merci pour tout, mon cœur. Ce manuscrit, il est pour toi, pour moi, pour nous. Merci mon Ange !

Préface

Se lancer dans une thèse revient à se lancer la tête la première dans une aventure épique dont on est persuadé de connaître les tenants et les aboutissants. Toutes les personnes du monde peuvent nous dire et nous répéter que la thèse est une véritable épreuve humaine, tant sur les plans personnels et sociaux que scientifiques, que cette épreuve est faite de hauts et de bas, et que si les hauts peuvent être très hauts, ils ne sont pas toujours les moments dominants, nous n'avons toujours qu'une seule idée et une seule envie : foncer, tête baissée, et montrer à tous qu'on est capable de le faire. Enfin, c'est comme ça que je vois les choses et que j'ai vécu le début de cette histoire.

La thèse avait toujours été mon objectif. Le baccalauréat, le diplôme de licence, le diplôme de maîtrise... tout ça n'avait qu'un intérêt secondaire. Et je n'ai eu aucune émotion forte lorsque je les ai obtenus. Par contre, le jour où, après des mois d'attente et d'inquiétude, le contrat de thèse a été signé, enfin, le 15 avril 2017, la joie, le plaisir, l'incrédulité, la fierté.... Toutes les émotions positives possibles m'ont submergées. Enfin, je commençais cette aventure dans laquelle je voulais me lancer depuis mon premier jour à l'université : la Thèse.

Sauf que, il faut bien l'admettre, j'ai eu plus de difficultés que prévu à démarrer ce rêve.

La Thèse, ce n'est pas seulement la continuité d'un cursus universitaire. Ce n'est pas non plus seulement un diplôme de plus à décrocher. Non, la thèse c'est une part de notre vie. On vit la thèse, et la thèse est une part de nous. On ne quitte pas son travail le soir pour faire mille autres choses et ne plus penser à ce qu'on a fait dans la journée. Non, la thèse demande un investissement personnel total, complet, sans réserve. Notre sujet est constamment avec nous, dans un coin de notre tête. Le soir, quand on regarde un film, le matin, quand on se brosse les dents, le week-end, quand on profite du soleil avec les amis et la famille, elle est là.

La Thèse a une vie propre, volant presque, parfois, une part de nous-même. J'aime bien l'idée de lui donner une structure physique, personnification d'un concept. Je la vois sous la forme d'un petit être de sable, une sorte de petite gargouille mouvante, constamment présente sur mon épaule. Nordvik, ma Thèse, est une bête cornue et plus ou moins distordue, nette et bien formée dans les périodes où je m'occupe d'elle convenablement. Mais lorsque mon attention se relâche pour me concentrer sur d'autres choses, son corps se meut, se floute, comme si les grains de sable la constituant, autant de petites *pachy* dotées d'une vie propre, grouillaient en tous sens, sans discontinuer. Une façon comme une autre d'être ramenée à des préoccupations polaires.

Ce petit être de sable a été constamment présent auprès de moi au cours des trois dernières années. Cette présence, parfois merveilleuse, peut aussi être un poids terrible et une contrainte. Je pense qu'il

n'existe que deux moyens de se débarrasser de cette petite gargouille adorable : la jeter le plus loin possible et fuir la Thèse, ou alors lui donner une substance réelle sous la forme d'un manuscrit. Vous aurez compris, en voyant la couverture de cet ouvrage, quelle voie j'ai choisi de suivre ! Je me suis beaucoup trop attachée à ce petit être à la fois laid et magnifique pour ne pas vouloir lui donner corps, lui donner vie.

Quand enfin, après un peu plus de trois années de cohabitation quasi-permanente avec la Thèse, un manuscrit voit le jour, c'est comme si un enfant venait de naître. C'est une part de nous-même que nous dévoilons et que nous mettons sur le papier. Une part de ce qu'il y avait dans notre tête et dans nos tripes. Jusqu'à maintenant, personne ne pouvait voir mon petit Nordvik, ni comprendre son influence puissante sur mes choix et ma vie (sauf peut-être mon compagnon, Alex, et mes directeurs, Seb et Fred). Aujourd'hui, enfin, je peux partager son existence.

J'espère que vous prendrez plaisir à lire ce manuscrit.

A Alex, à ma famille, mes amis, mes directeurs, et à vous, chers confrères et consœurs, qui avez sans doute aussi connu votre petit Nordvik, quelle qu'elle ait été sa forme. Bonne lecture !

Marjolaine Sabine, 2017- 2020.

Table des matières

Introduction Générale	1
Chapitre 1 : Particularités actuelles et passées des mers nordiques (Barents, Islande, Norvège, Groenland) : géologie, contexte environnemental et climatique.....	8
I.1. Histoire tectonique des mers nordiques	10
I.2. Contexte océanographique actuel	16
I.2.1. Les courants de surface	16
I.2.2. Les courants de fond	18
I.3. Contexte paléoclimatique	21
I.4. Environnements glaciomarins et processus sédimentaires	27
I.4.1. Caractéristiques climatiques et chimiques des environnements glaciomarins	27
I.4.2. Caractéristiques glaciologiques des environnements glaciomarins.....	28
I.4.3. Caractéristiques sédimentaires des environnements glaciomarins.....	34
Chapitre 2 : Matériels et Méthodes	44
II.1. Les données disponibles.....	47
II.1.1. Les données acoustiques.....	47
II.1.2. Les données sédimentaires	51
II.2. Analyse sédimentaire multiproxy.....	55
II.2.1. La photographie.....	55
II.2.2. La radioscopie SCOPIX	55
II.2.3. La spectrophotocolorimétrie	56
II.2.4. Biostratigraphie par les microfossiles calcaires.....	57
II.2.5. Caractérisation géochimique : la fluorescence X	63
II.2.6. La calcimétrie.....	64
II.2.7. La microgranulométrie laser	66
II.2.8. Les lames minces	67
II.2.9. La mesure de susceptibilité magnétique.....	68
II.2.10. Les datations ¹⁴ C	69
II.2.11. Analyses isotopiques, ¹⁸ O et ¹³ C	69

Chapitre 3 : Stratigraphy in the Greenland/Iceland/Norwegian (GIN) seas: a multiproxy approach on the Pleistocene sediments.....73

Résumé en français du chapitre 3	75
III.1. Introduction.....	75
III.2. Matériels et Méthodes	76
III.3. Résultats	76
III.4. Discussion/Conclusions	77
III.1. Introduction.....	80
III.2. Materials and methods	81
III.2.1. Sedimentary analyses.....	82
III.2.2. Micropalaeontological analyses	85
III.2.3. Data analytical procedures.....	87
III.3. Core to core correlation	87
III.3.1. M17KC03 stratigraphy.....	87
III.3.2. MOCOSSED 2017 core-to-core in depth-correlations.....	92
III.4. Discussion	100
III.4.1. Coherent stratigraphy over GIN seas	100
III.4.2. The GIN seas at orbital scales: forcings, teleconnections and typicity?.....	106
III.5. Conclusions.....	110

Chapitre 4 : Paleoceanographic and palaeoclimatic reconstructions of the central Fram Strait for the last 440 ka BP – A multiproxy approach based on the long sedimentary piston core M17KC15 113

Résumé du Chapitre 4 en français :.....	115
IV.1. Introduction.....	118
IV.2. Regional Setting.....	119
IV.2.1. Geological framework	119
IV.2.2. Modern oceanographic framework	119
IV.2.3. Paleoclimatic framework.....	122
IV.3. Material and methods.....	122
IV.4. Stratigraphical framework.....	124
IV.4.1. Coccolithophorids chronostratigraphy.....	124
IV.4.2. Isotopic and pan-Atlantic correlations, M17KC03 stratigraphy	126
IV.4.3. XRF and reflectance data correlation through the Nordic seas, M17KC15 stratigraphy	131
IV.5. Results and observations	134

IV.5.1. Grain-size distribution	134
IV.5.2. Sedimentary facies and sediment description	135
IV.5.3. Sediment composition analyses.....	144
IV.6. Discussion.....	145
IV.6.1. Synthesis and interpretation of the main sedimentary facies	145
IV.6.2. Conceptual models of the glacial, Termination, and interglacial Fram Strait Environments	148
IV.7. Conclusion	158

Chapitre 5 : Reconstructions paléoclimatiques du Pléistocène moyen à l’Holocène dans les mers nordiques 160

Résumé en français du Chapitre 5.....	163
V.1. Introduction.....	166
V.2. Regional Setting.....	167
V.2.1. Modern oceanographic framework	167
V.2.2. Palaeoclimatic framework and related tools to detect climate changes in the Nordic sea basins	167
V.2.3. Thermohaline-induced geostrophic contour currents in the North Atlantic Ocean.....	169
V.3. Material and methods.....	171
V.3.1. Sedimentary analyses.....	171
V.3.2. Micropalaeontological analyses	172
V.4. Stratigraphy and sedimentation rate	175
V.4.1. Coccolithophores chronostratigraphy.....	175
V.4.2. Isotopic and pan-Atlantic correlations, M17KC03 stratigraphy	178
V.4.3. Core-to-core correlation, M17KC01 and M17KC02 stratigraphy.....	182
V.5. Results and observations	187
V.5.1. Calcium carbonate in the M17KC03 sediment core.....	187
V.5.2. Grain size distribution	188
V.5.3. Sedimentary facies and sediment description	190
V.6. Discussion.....	206
V.6.1. Environmental significance of the sedimentary facies families.....	206
V.6.2. Beginning of the MPT, 1,027 ka BP to 850 ka BP, MIS 29 to 22	207
V.6.3. Intermediate to final MPT, 870 ka BP to 470 ka BP, MIS 21 to 13	211
V.6.4. Ending MPT and late Pleistocene sedimentation, 500 ka BP to 180 ka BP, MIS 12 to 7	219
V.6.4. Late Pleistocene to Holocene sedimentation, 200 ka BP to present, MIS 6 to 1.....	225
V.6.4. Synthesis of the Middle Pleistocene to Holocene sedimentation patterns and palaeoclimatic/palaeoenvironmental evolution.....	229

V.7. Conclusion	232
Conclusions générales et perspectives.....	234
Bibliographie	249
Annexes	295
I. Analytique des carottes des missions MOCOSED 2014 et 2017	296
II. Quelques faciès sédimentaires retrouvés dans les carottes des missions MOCOSED 2014 et 2017....	307

Table des figures

Introduction générale

Figure 1 : Extension de la glace de mer en Arctique, d'après les informations du National Snow & Ice Data Center (NSIDC). 2

Figure 2 : Carte générale des mers nordique s. (d'après e.g. Ó Cofaigh et al., 2006 ; Haflidason et al. 2007 ; Irali et al. 2016 ; Becker et al. 2018 ; Pope et al., 2018). Zone orange : plaque Amérique. Zone verte : Plaque eurasiatique. **JMFZ** : Jan Mayen Fracture Zone..... 5

Figure 3 : Carte des différents bassins composant les mers nordiques (d'après e.g. Ó Cofaigh et al., 2006 ; Haflidason et al. 2007 ; Irali et al. 2016 ; Becker et al. 2018 ; Pope et al., 2018). 6

Chapitre 1 : Contexte

Figure 4 : Chronologie simplifiée de l'histoire tectonique des mers nordiques. Les couleurs correspondent à la charte stratigraphique internationale. La bande noire et blanche correspond à l'échelle magnétostratigraphique. Sil. : Silurien (d'après e.g. Haller, 1971 ; Higgins et al., 1981 ; Sønnerholm & Jepsen, 1991 ; Kontak et al., 2001 ; Higgins et al., 2008 ; Hulot et al., 2010). 10

Figure 5 : Cartes paléogéographiques de l'ouverture des mers de Norvège et du Groenland entre la Chron 24 (55 Ma) et l'actuel (d'après Eldholm, 1987). 12

Figure 6 : Cartes paléogéographiques de l'ouverture du détroit de Fram depuis la Chron 6n (19,6 Ma) (d'après Engen et al., 2008)..... 13

Figure 7 : Chronologie simplifiée de l'histoire tectonique des mers nordiques pour les derniers 50 Ma. Les couleurs correspondent à la charte stratigraphique internationale. La bande noire et blanche correspond à l'échelle magnétostratigraphique. Q. : Quaternaire (d'après e.g. Talwani & Eldholm, 1977 ; Eldholm, 1987 ; Tessensohn & Piepjohn, 2000 ; Engen et al., 2008 ; Hulot et al., 2010 ; Jokat et al., 2016). 15

Figure 8 : Carte présentant la courantologie actuelle de surface des mers nordiques (d'après e.g. Ó Cofaigh et al., 2006 ; Haflidason et al. 2007 ; Irali et al. 2016 ; Becker et al. 2018 ; Pope et al., 2018). NAC : North Atlantic Current. NwAC : Norwegian Atlantic Current. NCC : Norwegian Coastal Current. BB : Barents Branch. WSpC : West Spitsbergen Current. RAC : Return Atlantic Current. YB: Yermak Branch. SB : Svalbard Branch. EGC : East Greenland Current. IC : Icelandic Current. IrC : Irminger Current. GSG : Greenland Sea Gyre. 19

Figure 9 : (A) Carte de la mer du Groenland et du détroit de Fram avec la position des sections de courantomètres déployées durant l'été 1984 à 1 000 m de profondeur (Bourke et al., 1987, transect B) et celle déployée entre septembre 1997 et août 1999 (Fahrbach et al., 2001) et les courants actuels connus dans le détroit (d'après Paquette et al., 1985 ; Schlichtholz et Houssais, 1999 ; Fahrbach et al., 2001, transect C). (B) Transect vertical des vitesses zonales de courant sur la plateforme du Groenland durant l'été 1984. (C)

Transect vertical des vitesses zonales de courant dans le détroit de Fram pour la période septembre 1997 à août 1999. Les courants vers le nord sont positifs et ceux vers le sud sont négatifs (modifié d'après Paquette et al., 1985 ; Bourke et al., 1987 ; Schlichtholz et Houssais, 1999 ; Fahrback et al., 2001).	20
Figure 10 : Carte des courants profonds identifiés à l'actuel dans le détroit de Fram (d'après Schlichtholz et Houssais, 1999). EGC : East Greenland Current. RAC : Return Atlantic Current. YSC : Yermak Slope Current. PC : Polar Current.	21
Figure 11 : Distribution des environnements glaciomarins ou influencés par les glaciers. Lignes jaunes en pointillés fins : limites approximatives modernes de l'ice-rafting et du raclement du fond marin par les icebergs. Lignes jaunes en pointillés larges : limite approximative des pléni-glaciaires quaternaires de l'ice-rafting et du raclement du fond marin par les icebergs (modifié par Dowdeswell et al., 2016, d'après Anderson et al., 1983).	23
Figure 12 : Frise chronologique présentant les changements glaciaires majeurs entre 3,5 et 1 Ma BP. MPT : Mid-Pleistocene Transition (e.g. Solheim et al., 1998 ; Smelror, 1999 ; Butt et al., 2000 ; Sejrup et al., 2004).	24
Figure 13 : Frise chronologique simplifiée présentant les évolutions majeures entre 1 000 ka BP et l'actuel. FIS : Fennoscandian Ice Sheet. SBIS : Svalbard Barents Sea Ice Sheet. LGM : Last Glacial Maximum. AW : Atlantic Waters. SST: Sea Surface Temperature. MIS : Marine isotopic Stages. Sup. : Supérieur (e.g. Andruleit & Baumann, 1998 ; Bond et al., 2001 ; Peltier & Fairbanks, 2006 ; Rørvik et al., 2010 ; Winsborrow et al., 2012).	26
Figure 14 : Représentation schématique d'un système glaciaire calotte/ice stream/ice-shelf (synthétisé d'après e.g. Weertman, 1973 ; Clough & Hansen, 1979 ; Drewry & Cooper, 1981 ; Orheim & Elverhøi, 1981 ; Rasmussen & Meier, 1982 ; Drewry et al., 1982 ; Powell, 1984 ; Alley et al., 1989 ; Hochmuth & Gohl, 2019 ; Walker & Gardner, 2019).	31
Figure 15 : Modèle schématique des landforms glaciaires sous-marines sur la marge continentale de Svalbard. (A) Assemblage de landforms à l'intérieur d'un ice stream. (B) Assemblage de landforms glaciaire dans un ice stream, où une glace à écoulement rapide est nourrie par un grand bassin de drainage intérieur. Modifié de Ingólfsson & Landvik (2013) et Ottesen & Dowdeswell (2009).	32
Figure 16 : Image bathymétrique multifaisceau du fond de la mer à l'ouest du Svalbard, adjacent à deux glaciers marins. Cinq types de landforms glaciaires sont superposées, illustrant un assemblage bien préservé de landforms sous-marines (image issue de Dowdeswell et al., 2016, modifiée de Ottesen & Dowdeswell, 2006).	33
Figure 17 : illustration de landforms glaciaires sur la plateforme continentale du Svalbard. PLM : Ploughmarks. (Dowdeswell et al., 2016).	33

Figure 18 : Carte des principaux PIS et TMF identifiées dans les mers nordiques (d'après e.g. Laberg et al., 1999, 2007, 2013 ; Andreassen et al., 2008, 2014 ; Baeten et al., 2013 ; Amundsen et al., 2015 ; Pope et al., 2018).	35
Figure 19 : Radiographie rX de la carotte JM96-1226 sur un niveau interprété comme un diamicton, et sa donnée granulométrique (Andrews & Cartee-Schoolfield, 2003).	36
Figure 20 : Diagramme simplifié montrant la morphologie des systèmes de chenaux sous-marins dans les mers du Groenland et de Norvège (pas à l'échelle). (A) Système du chenal du Lofoten, marge norvégienne. (B) Bassin du Groenland, marge groenlandaise (modifié d'après Ó Cofaigh et al., 2006).	38
Figure 21 : Imagerie rX de la carotte sédimentaire GeoB17629-2 présentant une sédimentation laminée interprétée comme issue de courants hyperpycniaux (Lantzsch et al., 2017).	39
Figure 22 : Synthèse des structures de traction interprétées comme indicatives de remaniement par les courants profonds (Shanmugam et al., 1993).	40
Figure 23 : Carte des principaux corps sédimentaires identifiées dans les mers nordiques (d'après e.g. Laberg et al., 1999, 2007, 2013 ; Ó Cofaigh et al., 2006 ; Andreassen et al., 2008, 2014 ; Baeten et al., 2013 ; Amundsen et al., 2015 ; Pope et al., 2018).KFJ : Keiser Franz Josef.	42

Chapitre 2 : Matériel et méthodes

Figure 24 : Cartes représentant les différents fonds bathymétriques et topographiques utilisés. (A) Bathymétrie obtenue durant les missions MOCOSED 2014 et MOCOSED 2017, résolution 50 m. (B) Carte bathymétrique EMODNET édition 2018, résolution 100 m.	48
Figure 25 : Carte de position des différents profils sismiques obtenus durant les missions MOCOSED 2014 et 2017.	49
Figure 26 : Courbe de clarté L* obtenue pour la carotte M17KC03 comparée à l'imagerie.	56
Figure 27 : Modèle des relations entre la production, le transport, la dissolution et le dépôt de coccolithes dans un océan profond ouvert. Pas à l'échelle (d'après Honjo, 1976).	59
Figure 28 : Schéma zonal des acmés à coccolithophores pour le Quaternaire moyen et supérieur (modifié d'après Berggren et al., 1995 ; Wefer et al., 1998 ; Raffi et al., 2006 ; Giraudeau & Beaufort, 2007 ; Wade et al., 2011 ;).	61
Figure 29 : Détermination d'une stratigraphie préliminaire sur la base des observations d'abondance de coccolithophoridés sur les frottis pour la carotte M17KC03 comparée à l'abondance du foraminifère polaire N. pachyderma et aux outils décrits par la Figure 26. La croix noire représente un niveau observé sans nannofossiles calcaires.	62
Figure 30 : Données XRF comparées aux outils de la Figure 29 et mesures de calcimétrie obtenues ponctuellement pour la carotte M17KC03 (points rouges).	65

Figure 31 : Graphique de correspondance entre les données de carbonate de calcium mesurées au calcimètre Bernard et les données de calcium issues des mesures XRF pour les 5 carottes de la mission MOCOSED 2017.....	65
Figure 32 : Présentation de deux lames minces de la M17KC03.	67
Figure 33 : Schéma synthétique du fractionnement isotopique de l'oxygène suivant le cycle de l'eau.	70
Figure 34 : Présentation de l'ensemble des proxies utilisés pour la carotte M17KC03.....	71

Chapitre 3 : Stratigraphie

Figure 35 : Physiographic map of the North Atlantic and location of marine cores and drillings studied and/or discussed in the text.....	83
Figure 36 : M17KC03 age model based on planktonic $\delta^{18}\text{O}$ correlated with the benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack LR04. (a) identified Coccolithophorids acme zones. (b) M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (Nps.) vs. core depth, (c) M17KC03 benthic $\delta^{18}\text{O}$ (<i>P. wuellerstorfi</i>) vs. core depth, (d) M17KC03 benthic $\delta^{18}\text{O}$ vs. age, (e) M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ vs. age, (f) benthic stack $\delta^{18}\text{O}$ LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005).....	88
Figure 37 : M17KC03 age model. (a) Sedimentation rates. (b) Correlation between M17KC03 and LR04.	89
Figure 38 : (A) M17KC03 age model based on the planktonic Nps $\delta^{18}\text{O}$ compared with the (B) planktonic Nps $\delta^{18}\text{O}$ of the PS1243 sediment core (C) planktonic $\delta^{18}\text{O}$ measurements of the ODP site 644,, and (D) with North GRIP $\delta^{18}\text{O}$ data (Eldholm et al., 1987; Myhre & Eldholm, 1988; Bauch et al., 2000; Gkinis et al., 2014).	91
Figure 39 : Comparison of various data from reference cores and our studied core M17KC03 in the vicinity of the GIN seas. (A) Ca/sum ratio in M17KC03 (orange curve) compared with the $\delta^{18}\text{O}$ LR04 benthic stack (black curve, Lisiecki & Raymo, 2005). (B) Ca/sum ratio and carbonate concentration record in M17KC03 (orange curve) and ODP site 985 (black curve (Raymo et al., 1999)), respectively. (C) lightness parameter L^* in M17KC03 (orange curve) and PS1243 (black curve, Bauch et al., 2000). (D) Lightness parameter L^* in M17KC03 (orange curve) and M23414 (black curve, Bauch et al., 2000). (E) Colour parameter a^* in M17KC03 (orange curve) and PS1243 (black curve, Bauch et al., 2000). Note that we used comparable X scales to strengthen the correlations.....	92
Figure 40 : Depths in cores M17KC01, M17KC02, M17KC14 and M17KC15 using the 14 tie-points with reference to their depth in core M17KC03.	93
Figure 41 : Ca/sum XRF records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones (CAZ) are presented on the left side of each curve. (A) $^{XRF}\text{Ca/sum}$ in M17KC01 (red curve). (B) $^{XRF}\text{Ca/sum}$ ratio M17KC02 (orange curve). (C) $^{XRF}\text{Ca/sum}$ ratio in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Stack $^{XRF}\text{Ca/sum}$	

ratio in cores M17KC01, M17KC02 and M17KC03 vs. core depth in reference core M17KC03. (E) $^{XRF}Ca/sum$ ratio in M17KC15 (green curve). (F) $^{XRF}Ca/sum$ ratio in M17KC14 (brown curve). (G) Stack $^{XRF}Ca/sum$ ratio in the five MOCO17 sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03. 94

Figure 42 : $^{XRF}Ti/^{XRF}Ca$ ratio records from the five MOCO17 sedimentary cores (presented in depth) along a south-north gradient. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones (CAZ) are presented on the left side of each curve. (A) $^{XRF}Ti/^{XRF}Ca$ ratio in M17KC01 (red curve). (B) $^{XRF}Ti/^{XRF}Ca$ ratio in M17KC02 (orange curve). (C) $^{XRF}Ti/^{XRF}Ca$ ratio in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Stack $^{XRF}Ti/^{XRF}Ca$ ratio in cores M17KC01, M17KC02 and M17KC03 vs. core depth in reference core M17KC03. (E) $^{XRF}Ti/^{XRF}Ca$ ratio in M17KC15 (green curve). (F) $^{XRF}Ti/^{XRF}Ca$ ratio in M17KC14 (brown curve). (G) Stack $^{XRF}Ti/^{XRF}Ca$ ratio in the five MOCO17 sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03. 96

Figure 43 : Lightness L^* records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones (CAZ) are presented on the left side of each curve. (A) Lightness L^* in M17KC01 (red curve). (B) Lightness L^* in M17KC02 (orange curve). (C) Lightness L^* in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Compilation of the three firsts sedimentary s (M17KC01, M17KC02 and M17KC03) presented here in correlated depth. (E) Lightness L^* in M17KC15 (green curve). (F) Lightness L^* in M17KC14 (brown curve). (G) Stack L^* in the five MOCO17 sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03. 97

Figure 44 : Sr/sum ratio records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones (CAZ) are presented on the left side of each curve. (A) Sr/sum ratio in M17KC01 (red curve). (B) Sr/sum ratio in M17KC02 (orange curve). (C) Sr/sum ratio in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Stack Sr/sum ratio in the three southern MOCO17 sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03. 98

Figure 45 : Planktonic foraminifera counting per gram of dry sediment (#Plank./g) records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones (CAZ) are presented on the left side of each curve. (A) #Plank./g in M17KC01 core (red curve). (B) #Plank./g in M17KC02 core (orange curve). (C) #Plank./g in M17KC03 core (blue curve, reference curve). (D) Stack of the three southern sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03. 99

Figure 46 : Sedimentation rates in the five sediment cores from MOCOSSED 2017. (A) Sedimentation rate in M17KC01. (B) Sedimentation rate in M17KC02. (C) Sedimentation rate in M17KC03. (D) Sedimentation rate in M17KC14. (E) Sedimentation rate in M17KC15. (F) Winter insolation at 65°N (light blue curve, from Laskar et al., 2004) and summer insolation at 65°N and 90°N (respectively red curve and dark grey curve, from Laskar et al., 2004). (G) Precession parameter (black curve) and eccentricity parameter (red curve) from

Laskar et al., 2004. (H) Obliquity parameter (black curve) from Laskar et al., 2004. (I). Benthic stack LR04 (black curve) and M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (light blue curve). 103

Figure 47 : Multiproxy compilation for the five MOCOSED 2017 sedimentary cores in age. (A) Southern cores $^{XRF}\text{Sr}/^{XRF}\text{Ca}$ compilation. (B) Northern cores $^{XRF}\text{Sr}/^{XRF}\text{Ca}$ compilation. (C) Southern cores $^{XRF}\text{Ti}/^{XRF}\text{Ca}$ compilation. (D) Northern cores $^{XRF}\text{Ti}/^{XRF}\text{Ca}$ compilation. (E) M17KC01 IRD counts per gram of dry sediment. (F) M17KC02 IRD counts per gram of dry sediment. (G) M17KC03 IRD counts per gram of dry sediment. (H) M17KC14 IRD counts per gram of dry sediment. (I) M17KC15 IRD counts per gram of dry sediment. 104

Figure 48 : Multiproxy compilation for the five MOCOSED 2017 sedimentary cores in age. (A) Southern cores Sr/sum compilation. (B) Southern cores Sr/Ti compilation. (C) Southern cores planktonic foraminifera counts compilation. (D) Southern cores lightness compilation. (E) Southern cores Ca/sum compilation. (F) Northern cores Sr/sum compilation. (G) Northern cores Sr/Ti compilation. (H) M17KC14 planktonic foraminifera counts per gram of dry sediment. (I) M17KC15 planktonic foraminifera counts per gram of dry sediment. (J) M17KC14 lightness. (K) M17KC15 lightness. (L) Northern cores Ca/sum compilation. 105

Figure 49 : Pan Atlantic comparison in between high and low latitudes. Grey bands correspond to interglacial periods from Lisiecki & Raymo, 2005. Pink bands correspond to M17KC03 Ca/sum ratio >0.3 . (A) $\delta^{18}\text{O}$ LR04 benthic stack (black curve, Lisiecki & Raymo, 2005). (B) Dôme C mean CH_4 values from Antarctica (ice core, EDC, 1999). (C) M17KC03 monospecific planktonic $\delta^{18}\text{O}$, GIN seas (blue curve, this study). (D) Compilation of two benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the sedimentary core MD01-2448, Bay of Biscay, mid-latitude (orange curve for *P. wuellerstorfi*, red curves for *U. peregrina*; Toucanne et al., 2009). (E) Monospecific *P. wuellerstorfi* benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the sedimentary core MD03-2705, west-Africa, low latitude (green curve, Malaizé et al., 2012). (F) Carbonate percentage in the core MD03-2705 west-Africa, low latitude (green curve, Malaizé et al., 2012). (G) Percentage of arboreal pollens from Greece, Tenaghi Philippon AP (Tzedakis et al., 2006). (H) Ca/sum ratio from the MD01-2448 core, Bay of Biscay, mid-latitude (yellow curve, Toucanne et al., 2009). (I) Ca/sum ratio from the M17KC03, GIN seas (blue curve, this study). (J) Percentage of biologic silica in the sediment from the Lake Baikal (Prokopenko et al., 2006). (K) Winter insolation at 65°N (light blue curve, from Laskar et al., 2004) and summer insolation at 65°N and 90°N (respectively red curve and dark grey curve, from Laskar et al., 2004). (L) Precession parameter (black curve) and eccentricity parameter (red curve) from Laskar et al., 2004. (M) Obliquity parameter (black curve) from Laskar et al., 2004. 109

Chapitre 4 : Déroit de Fram

Figure 50: Environmental maps of the Nordic Seas. (A) Nordic seas' general map presenting the location of the sedimentary cores used for this study. (B) Focus on the Fram Strait Area and the bottom-sea's morphology (modified from e.g. Aagaard et al., 1981; Müller and Roest, 1992; Hald et al., 2004; Hustoft et al., 2009; Chauhan et al., 2014; Bylinskaya et al., 2016). 121

Figure 51 : Coccolithophorids acme zone pattern through the upper Pleistocene time (modified from Berggren et al., 1995; Wefer et al., 1998 ; Raffi et al., 2006 ; Giraudeau & Beaufort, 2007 ; Wade et al., 2011).	125
Figure 52 : Coccolithophorids acme zones identified on the two sedimentary cores M17KC03 and M17KC15.	126
Figure 53 : M17KC03 stratigraphic correlation from the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ correlated with the benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack LR04. (a) Coccolithophorids acme zone. (b) M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (<i>N. pachyderma</i> s.) vs. core depth , (c) M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ vs. age, (d) benthic stack $\delta^{18}\text{O}$ LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005).	127
Figure 54 : Age model of the M17KC03 core. Blue curve : sedimentation rates of the M17KC03. Black curve : Age model correlating M17KC03 depth and LR04 ages.	128
Figure 55 : Pan Atlantic comparison in between high and low latitudes. Grey bands correspond to interglacial periods from Lisiecki & Raymo, 2005. (A) $\delta^{18}\text{O}$ LR04 benthic stack (red curve, Lisiecki & Raymo, 2005). (B) M17KC03 monospecific planktonic $\delta^{18}\text{O}$, GIN seas (blue curve, this study). (C) PS1243 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ curve from the Nordic Seas (Didié & Bauch, 2002). (D) Monospecific <i>P. wuellerstorfi</i> benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the sedimentary core MD03-2705, west-Africa, low latitude (green curve, Malaizé et al., 2012). (E) Compilation of two benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the sedimentary core MD01-2448, Bay of Biscay, mid-latitude (orange curve for <i>P. wuellerstorfi</i> , red curves for <i>U. peregrina</i> ; Toucanne et al., 2009)).	129
Figure 56 : (A) M17KC15 and M17KC03 calcimetric measurements and correlations with the Ca data. (B) Green curve: percentage of calcium carbonate calculated from the correlation between the calcimetric measurements and the Ca counts. Black curve: M17KC15 Ca counts/s.	132
Figure 57 : M17KC15 age model, using the Ca/sum data.	132
Figure 58 : Stratigraphic correlation between the M17KC15, M17KC03, LR04, PS1243. Tie-points were positioned using Paillard et al. (1996) AnalySeries software. (A) Sedimentary core M17KC15 reflectance (L^*). (B) Sedimentary core PS1243 reflectance (L^*). (C) Sedimentary core M17KC03 reflectance (L^*). (D) M17KC15 Ca/sum data. (E) M17KC03 Ca/sum data. (F) M17KC15 $\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> s. planktonic foraminifera. Purple points correspond to coccolithophorids acme zones identified. (G) M17KC03 $\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> s. planktonic foraminifera. Purple points correspond to coccolithophorids acme zones identified. (H) PS1243 $\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> s. planktonic foraminifera (Didié & Bauch, 2002). (I) LR04 $\delta^{18}\text{O}$ benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005).	133
Figure 59 : Microgranulometric analysis of the sedimentary core M17KC15. (A) The diagram showing the proportion of the three main sedimentary classes in the core over 8.40 m. (B) Frequency of the principal modes, using each of the 1,477 samples of the core. Grey: clay, yellow: silt, brown: sand.	134
Figure 60 : Sedimentary facies 1 and 2 from the M17KC15 sedimentary core. (A) Sedimentary facies SF1a , contourite, mostly within interglacials. (B) Sedimentary facies SF2a , thinning-up and finning-up turbidites, within MIS 9 , MIS 7 and MIS 5 . (C) Sedimentary facies SF1a and SF2a lithologic logs.	137

Figure 61 : Sedimentary facies 3 from the M17KC15 sedimentary core. (A) Top of the sedimentary facies SF3 corresponding to deglaciation conditions. (B) Base of the sedimentary facies SF3. (C) Full SF3 lithologic log. This facies is recovered within Termination V, MIS 10, transition MIS 4-MIS 3, Termination I. 140

Figure 62 : Sedimentary facies 4 from the M17KC15 sedimentary core. (A) Description of the sedimentary facies SF4, corresponding to the “boreal” sedimentation in the Fram Strait, recorded through each period. (B) SF4 lithologic log. 143

Figure 63 : XRF results Principal Component Analysis (PCA) from the raw data (counts/s), allowing the identification of five principal group of chemical elements in the core M17KC03. 144

Figure 64 : M17KC15 multiproxy correlation plot. (A) M17KC15 numerical photography. (B) Lithologic log. (C) Granulometric median (D50). (D) Three proxies: orange curve, Ca/sum; grey points, calcium carbonate rate (%); black curve, calculated rate of calcium carbonate. (E) Sr/sum data. (F) Planktonic Nps $\delta^{18}\text{O}$. (G) Planktonic Nps $\delta^{13}\text{C}$. (H) Sea surface salinity (February) (psu). (I) Sea-ice cover (month/yr). (J) Planktonic foraminifera percentages. Blue: Nps. Green: N. incompta. Orange: G. bulloides. (K) Planktonic foraminifera counts/g of dry sediment Blue: Nps. Green: N. incompta. Orange: G. bulloides. (L) Benthic foraminifera > 125 μm count/g. (M) LLG > 400 μm count/g. (N) Sedimentation rate (cm/ka). (O) Synthesis of the processes occurring in the central Fram Strait. 147

Figure 65 : Glacial periods conceptual model. (A) Western Fram Strait bathymetric profiles, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions for the MIS 12 and 6. (B) Western Fram Strait bathymetric profiles, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions for the MIS 2. (C) Fram Strait palaeoenvironment map for the “cold” glacials. (D) Western Fram Strait bathymetric profiles, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions for the MIS 8. (E) Fram Strait palaeoenvironment map for the “mild” glacials. PW: Polar Waters. AW: Atlantic Waters. SBIS: Svalbard Barents Ice Sheet. GIS: Greenland Ice-sheet. AIS: Arctic Ice Sheet 150

Figure 66 : Terminations conceptual model. (A) (C) (E) Western Fram Strait bathymetric profiles, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions for the (A) Termination V and I, (C) Termination III, (E) Termination IV. (B) (D) (F) Fram Strait palaeoenvironment map for the (B) Termination V and I, (D) Termination III, (F) Termination IV. PW: Polar Waters. AW: Atlantic Waters. SBIS: Svalbard Barents Ice Sheet. GIS: Greenland Ice-sheet. 154

Figure 67 : Interglacials conceptual model. (A) (C) (E) Western Fram Strait bathymetric profiles, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions for the (A) MIS 11b, (C) MIS 9 and MIS 5, (E) MIS 7 and MIS 3. (B) (D) (F) Fram Strait palaeoenvironment map for the (B) MIS 11b, (D) MIS 9 and MIS 5, (F) MIS 7 and MIS 3. PW: Polar Waters. AW: Atlantic Waters. SBIS: Svalbard Barents Ice Sheet. GIS: Greenland Ice-sheet. 157

Chapitre 5 : Jan Mayen

Figure 68 : Location maps with cores of interest for our study. (A) Nordic Seas general map. (B) Jan Mayen bathymetric map. From Gairaud et al., 1978. PS1243 sediment core from Bauch et al., 2001. MD99-2277 from Helmke et al., 2005. JMFZ: Jan Mayen Fracture Zone. EGC: East Greenland Current. NwAC: Norwegian Atlantic Current. PW: Polar Waters. AW: Atlantic Waters. DSOW: Denmark Strait Overflow Water. ISOW: Iceland-Scotland Overflow Water. LSW: Labrador Sea Water. 169

Figure 69 : Coccolithophorids acme zone pattern through the upper Pleistocene time (modified from Wefer et al., 1998; Raffi et al., 2006; Giraudeau & Beaufort, 2007; Wade et al., 2011; Berggren et al., 2013). 176

Figure 70 : Coccolithophorids acme zones identified on the sedimentary cores (A) M17KC03, (B) M17KC01 and (C) M17KC02. 177

Figure 71 : M17KC03 age model based on planktonic $\delta^{18}\text{O}$ correlated with the benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack LR04. (a) Identified Coccolithophorids acme zones. (b) M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (**Nps.**) vs. core depth, (c) M17KC03 benthic $\delta^{18}\text{O}$ (*P. wuellerstorfi*) vs. core depth, (d) M17KC03 benthic $\delta^{18}\text{O}$ vs. age, (e) M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ vs. age, (f) benthic stack $\delta^{18}\text{O}$ LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005). 178

Figure 72 : Age model of the M17KC03 core. Blue curve: sedimentation rates of the M17KC03. Black curve: Age model correlating M17KC03 depth and LR04 ages 179

Figure 73 : Pan Atlantic comparison in between high and low latitudes. Grey bands correspond to interglacial periods from Lisiecki & Raymo, 2005. (A) Sedimentation rate of the M17KC03 (cm/ka). (B) Benthic *P. wuellerstorfi* $\delta^{13}\text{C}$ from the M17KC03. (C) Planktonic *N. pachyderma* s. $\delta^{13}\text{C}$ from the M17KC03. (D) Benthic *P. wuellerstorfi* $\delta^{18}\text{O}$ from the M17KC03. (E) Planktonic *N. pachyderma* s. $\delta^{18}\text{O}$ from the M17KC03. (F) Compilation of two benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the sedimentary core MD01-2448, Bay of Biscay, mid-latitude (blue curve for *P. wuellerstorfi*, green curve for *U. peregrina*; Toucanne et al., 2009). (G). Monospecific *P. wuellerstorfi* benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the sedimentary core MD03-2705, west-Africa, low latitude (green curve, Malaizé et al., 2012). (H) Planktonic *N. pachyderma* s. $\delta^{18}\text{O}$ from the PS1243 (Bauch et al., 2000). (I) $\delta^{18}\text{O}$ LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (J) Summer insolation at 80°N (Laskar et al., 2004). 181

Figure 74 : Depths in cores M17KC01 and M17KC02; using the 14 tie-points with reference to their depth in core M17KC03. 182

Figure 75 : Ca/sum XRF records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones are presented on the left side of each curve. (A) Ca/sum in M17KC01 (red curve). (B) Ca/sum M17KC02 (orange curve). (C) Ca/sum in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Stack Ca/sum in cores M17KC01, M17KC02 and M17KC03 vs. core depth in reference core M17KC03. 183

Figure 76 : Lightness L* records from the three MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones are presented on the left side of each curve. (A) Lightness L* in M17KC01 (red curve). (B) Lightness L* in M17KC02 (orange curve). (C) Lightness L* in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Compilation of the three firsts sedimentary s (M17KC01, M17KC02 and M17KC03) presented here in correlated depth..... 184

Figure 77 : Planktonic foraminifera counting per gram of dry sediment (#Plank./g) records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones are presented on the left side of each curve. (A) #Plank./g in M17KC01 core (red curve). (B) #Plank./g in M17KC02 core (orange curve). (C) #Plank./g in M17KC03 core (blue curve, reference curve). (D) Stack of the three southern sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03. 185

Figure 78 : Sedimentation rates within the three sediment cores from MOCOSED 2017. (A) Sedimentation rate in M17KC01. (B) Sedimentation rate in M17KC02. (C) Sedimentation rate in M17KC03. (D) Winter insolation at 65°N (light blue curve, from Laskar et al., 2004) and summer insolation at 65°N and 90°N (respectively red curve and dark grey curve, from Laskar et al., 2004). (E) Precession parameter (black curve) and eccentricity parameter (red curve) from Laskar et al., 2004. (F) Obliquity parameter (black curve) from Laskar et al., 2004. 186

Figure 79 : M17KC03 calcimetric measurements correlated with the Ca data. 187

Figure 80 : Orange curve: percentage of calcium carbonate calculated from the correlation between the calcimetric measurements and the Ca counts. Black curve: M17KC03 Ca/sum..... 188

Figure 81 : Global overview of the microgranulometric analysis of the sedimentary cores M17KC01, M17KC02 and M17KC03. (A) The diagram showing the proportion of the three main sedimentary classes for each core. (B) Frequency of the principal modes, using each sample of the cores. Grey: clay, yellow: silt, brown: sand..... 189

Figure 82 : Contouritic facies **SF1b** and **SF1c** recorded in the M17KC01 sediment core. (A) Imagery. (B) X-ray imagery. (C) Granulometric median. (D) S/sum ratio. (E) Fe/Ti ratio. (F) Mn/sum ratio. (G) Ca/sum ratio. (H) Planktonic foraminifera **Nps** counts per gram of dry sediment. (I) **IRD**>1,000 µm count per gram of dry sediment. (J) Granulometric frequency curves. (K) Lithologic log and its description. **DSD**: Depp-Sea Diamict. **IRD**: Ice-Rafted Debris. 192

Figure 83 : Turbiditic facies **SF2b** and contouritic facies **SF1b** and **SF1c** recorded in the M17KC02 sediment core(A) Imagery. (B) X-ray imagery. (C) Granulometric median. (D) S/sum ratio. (E) Fe/Ti ratio. (F) Mn/sum ratio. (G) Ca/sum ratio. (H) Planktonic foraminifera **Nps** counts per gram of dry sediment. (I) **IRD**>1,000 µm count per gram of dry sediment. (J) Granulometric frequency curves. (K) Lithologic log and its description. **DSD**: Depp-Sea Diamict. **IRD**: Ice-Rafted Debris. Debris. 193

Figure 84 : Sedimentary facies SF2b, silty to muddy turbidite. Thin section from the M17KC03 sediment core. (A) Granulometric frequency curves. (B) Imagery and granulometric median. (C) X-ray imagery. (D) Lithologic log. (E) Thin section scan. (F) Thin section draw. (G) Magnifications. 196

Figure 85 : Deep-sea diamict SF3a recorded in the M17KC03 sediment core. (A) Imagery and magnetic susceptibility curve. (B) X-ray imagery. (C) Granulometric median. (D) S/sum ratio. (E) Fe/Ti ratio. (F) Mn/sum ratio. (G) Ca/sum ratio. (H) Planktonic foraminifera **Nps** counts per gram of dry sediment. (I) **IRD**>1,000 μm count per gram of dry sediment. (J) Granulometric frequency curves. (K) Lithologic log and its description. **DSD**: Depp-Sea Diamict. **IRD**: Ice-Rafted Debris..... 198

Figure 86 : Sedimentary facies SF3a, dark deep-sea diamict. Thin section from the M17KC03 sediment core. (A) Granulometric frequency curves. (B) Imagery and granulometric median. (C) X-ray imagery. (D) Lithologic log. (E) Thin section scan. (F) Thin section draw. (G) Magnifications. 199

Figure 87 : Sedimentary facies SF3b, brown bioturbated deep-sea diamict. Thin section from the M17KC03 sediment core. (A) Granulometric frequency curves. (B) Imagery and granulometric median. (C) X-ray imagery. (D) Lithologic log. (E) Thin section scan. (F) Thin section draw. (G) Magnifications. 200

Figure 88 : Sedimentary facies **SF5**, hemipelagic mud, bioturbated, calcareous microfossil-rich, white sediment. Thin section from the M17KC03 sediment core. (A) Granulometric frequency curves. (B) Imagery and granulometric median (D50). (C) X-ray imagery. (D) Lithologic log. (E) Thin section scan. (F) Magnifications. 203

Figure 89 : Sedimentary facies **SF5**, hemipelagic mud, bioturbated, calcareous microfossil-rich, light sediment. Thin section from the M17KC02 sediment core. (A) Granulometric frequency curves. (B) Imagery and granulometric median. (C) X-ray imagery. (D) Lithologic log. (E) Thin section scan. (F) Magnifications 204

Figure 90 : Multiproxy approach for the 1,027 ka BP to 850 ka BP interval, M17KC03. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ (green) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}\text{C}$ (green) and planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina incompta*. per gram of dry sediment. (G) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (H) Ca/sum ratio. (I) Mn/sum ratio. (J) Ti/Ca ratio. (K) S/sum ratio. (L) Magnetic susceptibility. (M) Number of IRD per gram of dry sediment. (N) Sedimentary facies identified 209

Figure 91 : Synthetic description of the marine isotopic stages 29 to 22..... 211

Figure 92 : Multiproxy approach for the 870 ka BP to 620 ka BP interval, M17KC03. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ (green) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}\text{C}$ (green) and planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina incompta*. per gram of dry sediment. (G) Number of planktonic

foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (H) Ca/sum ratio. (I) Mn/sum ratio. (J) Ti/Ca ratio. (K) S/sum ratio. (L) Magnetic susceptibility. (M) Number of IRD per gram of dry sediment. (N) Sedimentary facies identified. 214

Figure 93 : Multiproxy approach for the 680 ka BP to 470 ka BP interval. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ (green) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}\text{C}$ (green) and planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina incompta*. per gram of dry sediment. (G) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (H) Ca/sum ratio. (I) Mn/sum ratio. (J) Ti/Ca ratio. (K) S/sum ratio. (L) Magnetic susceptibility. (M) Number of IRD per gram of dry sediment. (N) Sedimentary facies identified. 217

Figure 94 : Synthetic description of the marine isotopic stages 21 to 13. 218

Figure 95 : Multiproxy approach for the 500 ka BP to 180 ka BP interval for the three sediment cores. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ (green) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}\text{C}$ (green) and planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina incompta*. per gram of dry sediment. (G) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (H) Ca/sum ratio. (I) Mn/sum ratio. (J) Ti/Ca ratio. (K) S/sum ratio. (L) Magnetic susceptibility. (M) Number of IRD per gram of dry sediment. (N) Sedimentary facies identified. 222

Figure 96 : Synthetic description of the marine isotopic stages 12 to 7. 224

Figure 97 : Multiproxy approach for the 200 ka BP to 0 ka BP interval for the three sediment cores. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ (green) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}\text{C}$ (green) and planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina incompta*. per gram of dry sediment. (G) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (H) Ca/sum ratio. (I) Mn/sum ratio. (J) Ti/Ca ratio. (K) S/sum ratio. (L) Magnetic susceptibility. (M) Number of IRD per gram of dry sediment. (N) Sedimentary facies identified. 228

Figure 98 : Multiproxy approach for the 0 ka BP to 1,000 ka BP interval for the three sediment cores. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ (green) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}\text{C}$ (green) and planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (G) Ca/sum ratio. (HJ) Ti/Ca ratio. (I) Number of IRD per gram of dry sediment. (J) Sedimentary facies identified. 231

Conclusion

Figure 99 : Carte présentant la position des carottes issues des missions MOCOSED 2014 (M14) et MOCOSED 2017 (M17).	240
Figure 100 : Présentation des données XRF et de susceptibilité magnétique pour les carottes les plus nord du jeu de données, M17KC14, M17KC15, M17KC16 et M17KC17.	242
Figure 101 : Présentation de données sédimentaires, de susceptibilité magnétique et de données XRF Ti/Ca pour les carottes M14KC02, M14KC03 et M14KC04 récupérées respectivement sur le TMF de l'île aux Ours, sur le rebord de plateforme continentale, à la limite supérieure du PIS de l'île aux Ours, et sur le plateau continental de Barents, dans le PIS de l'île aux Ours.	243
Figure 102 : Présentation de données sédimentaires, de susceptibilité magnétique et de données XRF Ti/Ca pour les carottes M17KC10, M17KC11 et M17KC12 récupérées respectivement sur le rebord de plateforme groenlandais de Norske et sur le plateau continental groenlandais, dans le PIS de Norske.	244
Figure 103 : Imagerie aux rayons X et photographie de la carotte M14KC12, courte, prise sur une moraine latérale du PIS de l'île aux Ours.	245
Figure 104 : Données XRF de Ti/Ca et de susceptibilité magnétique des carottes M14KC08, M14KC14, M14KC05 et M14KC15 en fonction des données de susceptibilité magnétique de la carotte de référence M95-2012.	246
Figure 105 : Présentation des données XRF de Ca/sum et Ti/Ca ainsi que des mesures de susceptibilité magnétique pour les carottes M14KC06 et M14KC01, récupérées dans le bassin du Lofoten.	247

Table des tables

Chapitre 2 : Matériels et méthodes

Table 1: Classification des échofaciès identifiés dans les mers nordiques, illustrée par des échos provenant des marges norvégienne, groenlandaise, et de Barents (d'après les travaux de e.g. Damuth et Hayes, 1977 ; Damuth, 1980 ; Miramontes et al., 2019). 50

Table 2: Récapitulatif des carottes étudiées. La localisation des carottes est présentée en jaune sur la Figure 1.A..... 52

Table 3 : Tableau récapitulatif des outils et méthodes utilisés pour reconstruire les processus de dépôts et les conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques des mers nordiques..... 54

Chapitre 3 : Stratigraphie

Table 4 : List of the marine cores and deep-sea drillings as well as the ice core used in this study. ... 82

Table 5 : List of the sedimentary parameters and proxies used in this study and their significance. ... 84

Table 6 : Radiocarbon dates obtained from the M17KC03 sedimentary core. Calibrated with CALIB 7.0.2. software, with the marine reservoir correction database Marine 13 (Reimer et al., 2013)..... 87

Table 7 : Table presenting the forty-one tie-points resulting from the correlation of M17KC03/LR04 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record with the stack benthic $\delta^{18}\text{O}$ record LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) using the Analyseries software. 90

Table 8 : Tie-points used for correlating M17KC03 with the four other MOCOSED 2017 cores. 93

Chapitre 4 : Détroit de Fram

Table 9: List of the marine cores used in this study..... 122

Table 10 : Table presenting the forty-one tie-points resulting from the correlation of M17KC03/LR04 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record with the LR04 $\delta^{18}\text{O}$ benthic stack record (Lisiecki & Raymo, 2005) employing the Analyseries software. 129

Table 11 : Tie-points identified between M17KC15 and M17KC03 from $^{x\text{RF}}\text{Ca}/\text{sum}$ data..... 132

Table 12 : Grain size distribution, description and interpretation of the four sedimentary facies identified in the M17KC15 sedimentary core. Vertical scale represents the percentage of abundance of each sieve..... 138

Chapitre 5 : Jan Mayen

Table 13 : Position of the sedimentary cores used in this study..... 171

Table 14 : Synthesis and significance of the different proxies used in this study..... 174

Table 15 : Table presenting the forty-one tie-points resulting from the correlation of M17KC03/LR04 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record with the LR04 $\delta^{18}\text{O}$ benthic stack record (Lisiecki & Raymo, 2005) employing the Analyseries software.	179
Table 16 : Tie-points used for correlating M17KC03 with the two other MOCOSED 2017 cores.....	182
Table 17 : Sedimentary facies 1 description for the southern Nordic seas.	194
Table 18 : Sedimentary facies 2 and 3 description for the southern Nordic seas.	201
Table 19 : Sedimentary facies 4 and 5 description for the southern Nordic seas.	205

Table des annexes

Annexe 1 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC01, M17KC02 et M17KC03. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom.... 296

Annexe 2 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC04, M17KC05 et M17KC06. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom.... 297

Annexe 3 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC07, M17KC08 et M17KC09. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom.... 298

Annexe 4 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC10, M17KC11 et M17KC12. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom.... 299

Annexe 5 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC13, M17KC14 et M17KC15. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom.... 300

Annexe 6 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC16, M17KC17 et M14KC01. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom. En gris : ce qui a été réalisé en amont de cette thèse..... 301

Annexe 7 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M14KC02, M14KC03 et M14KC04. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom. En gris : ce qui a été réalisé en amont de cette thèse..... 302

Annexe 8 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M14KC05, M14KC06 et M14KC08. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom. En gris : ce qui a été réalisé en amont de cette thèse..... 303

Annexe 9 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M14KC09, M14KC10 et M14KC11. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom. En gris : ce qui a été réalisé en amont de cette thèse..... 304

Annexe 10 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M14KC13, M14KC14 et M14KC15. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires

au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom. En gris : ce qui a été réalisé en amont de cette thèse.....	305
Annexe 11 : Synthèse de l'ensemble des échantillonnages réalisés sur les carottes des missions MOCOSED 2014 et 2017.....	306
Annexe 12 : Lame mince prélevée dans la carotte M14KC01, sur une levée du chenal du Lofoten, en mer de Norvège, entre 45 et 53 cm de profondeur carotte. Un lit grossier composé de grains de nature, taille, forme et émoussé varié, de 1 cm d'épaisseur, recoupant un sédiment argileux pauvre en éléments figurés. Ce niveau grossier pourrait correspondre à un debris flow glaciogénique.....	307
Annexe 13 : Deux lames minces prélevées dans la carotte M14KC09, sur le TMF de Kveithola en mer de Norvège, entre 300 et 320 cm de profondeur carotte. Des lits grossiers à base nette, inclinés et perturbés, recourent un sédiment argileux très riche en grains détritiques grossiers.....	308
Annexe 14 : Une lame mince prélevée dans la carotte M14KC09, sur le TMF de Kveithola en mer de Norvège, entre 472 et 482 cm de profondeur carotte. Des lits grossiers à base nette, inclinés et perturbés, alternent avec des lits d'argile riche en grains détritiques grossiers.	309
Annexe 15 : Trois lames minces prélevées dans la carotte M14KC01, sur une levée du chenal du Lofoten, en mer de Norvège, entre 401 et 426 cm de profondeur carotte. Un niveau de sable à base nette et érosive présentant un granoclassement inverse à la base puis un granoclassement normal jusqu'à son sommet. Base laminée.	310
Annexe 16 : Lame mince prélevée dans la carotte M17KC05, au pied d'un haut fond, proche du système de chenal-levées de Keiser Franz Josef, en mer du Groenland, entre 639 et 649 cm de profondeur carotte. Plusieurs lits grossiers présentant une base nette à diffuse recourent un sédiment argileux très riche en grains grossiers de taille homogène.....	311
Annexe 17 : Lame mince prélevée dans la carotte M17KC08, à côté d'un petit mont sous-marin, proche du système de chenaux profonds de Keiser Franz Josef, en mer du Groenland, entre 408 et 418 cm de profondeur carotte. Plusieurs lits grossiers à base nette recourent des sédiments argileux. Des lamines inclinées sont présentes dans certains de ces lits grossiers.....	312
Annexe 18 : Lame mince prélevée dans la carotte M17KC08, au pied d'un mont sous-marin à proximité du système de chenaux profonds de Keiser Franz Josef en mer du Groenland, entre 521 et 531 cm de profondeur carotte. Les sédiments montrent une succession de niveaux grossiers, à base érosive, laminés, présentant un granoclassement normal.	313
Annexe 19 : Lame mince prélevée dans la carotte M17KC08, au pied d'un mont sous-marin à proximité du système de chenaux profonds de Keiser Franz Josef en mer du Groenland, entre 709 et 719 cm de profondeur carotte. Cette lame mince montre des sédiments argileux riches en grains détritiques grossiers recoupés par des niveaux grossiers, laminés, à base érosive.	314

Annexe 20 : Lame mince prélevée dans la carotte M17KC08, au pied d'un mont sous-marin à proximité du système de chenaux profonds de Keiser Franz Josef en mer du Groenland, entre 546 et 556 cm de profondeur carotte. Cette lame mince montre u niveau grossier pluricentimétrique 315

Annexe 21 : Lame mince prélevée dans la carotte M17KC14, dans le centre du détroit de Fram, entre 8016,5 cm de profondeur carotte. Les sédiments enregistrent des niveaux grossiers recoupant suivant une base nette des argiles dépourvues d'éléments figurés. Certains niveaux grossiers ont une base et un sommet diffus, et se composent d'une grande densité de grains détritiques grossiers, de type packstone, dans une matrice argileuse..... 316

Annexe 22 : Carte générale des mers nordiques présentant les différents enregistrements granulométriques pour les carottes des missions MOCOSSED 2014 et 2017..... 317

Introduction Générale

A l'échelle des temps géologiques, la Terre a connu de grandes variations climatiques avec, notamment, des périodes chaudes dépourvues de glace sur les pôles, appelées *greenhouses*, et des périodes froides présentant une accumulation de glace sur les pôles, appelées *icehouses*. Avec la construction des calottes polaires (d'abord australes puis boréales) au Cénozoïque, la Terre est entrée en période *icehouse* (e.g., Zachos et al., 2001). Depuis le début du Quaternaire, il y a 2,6 Ma, l'intensification des glaciations boréales a piloté les climats terrestres au travers de variations climatiques plus rapides. Les périodes glaciaires et interglaciaires sont déterminées par la stratigraphie isotopique marine, sur la base du $\delta^{18}\text{O}$ des tests de foraminifères benthiques contenus dans les archives sédimentaires océaniques. Cette stratigraphie découpe le temps en *Marine Isotopic Stages (MIS)*, indicateurs en première approximation des variations du volume de glace (e.g. Rosell-Melé et al., 1997 ; Vidal et al., 1997. ; Gouzy et al., 2004 ; Lisiecki & Raymo, 2005 ; Peck et al., 2007).

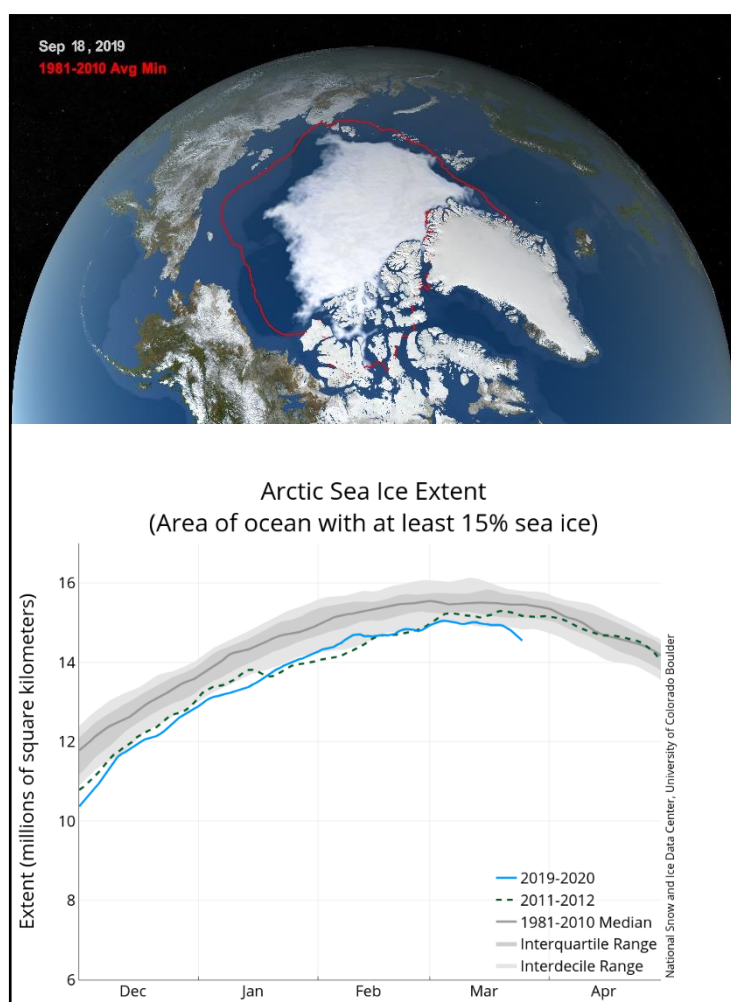


Figure 1 : Extension de la glace de mer en Arctique, d'après les informations du National Snow & Ice Data Center (NSIDC).

La zone arctique a commencé à attirer une attention accrue des chercheurs en 2005, lorsque le couvert de glace de mer estival a atteint sa plus petite extension depuis le début des enregistrements, soit depuis 1979 (Serreze et al., 2019). La banquise et la glace saisonnière n'ont, depuis lors, fait que décroître en extension et en épaisseur, comme se réduisait chaque année un peu plus le couvert de glace pérenne dans l'archipel du Grand Nord Canadien (Figure 1). Cet élément a amené des groupes d'experts à se pencher sur le fonctionnement de la zone arctique, sur le rôle de l'Homme dans les changements climatiques et dans le réchauffement atmosphérique. Ce dernier serait en cours depuis au moins la révolution industrielle, il y a 170 ans, voire même depuis les premiers stades de l'agriculture, 7 ka cal BP (Ruddiman and Thomson, 2001 ; Crutzen, 2002 ; Ruddiman, 2003, 2017 ; Hald et al., 2004 ; Pacchauri et al., 2007, Zalasiewicz et al., 2018).

Situées entre l'océan Atlantique, au sud, et l'océan glacial Arctique, au nord, les mers nordiques sont une zone tampon pour les échanges de masses d'eau entre ces deux océans. Ces mers (d'Islande, de Norvège et du Groenland) sont une zone clé dans le fonctionnement et le maintien de la circulation océanique globale, donc de la répartition de la chaleur, et par conséquent, dans l'évolution du climat (Seidov et al., 1996 ; Kleiven et al., 2003 ; Elmore et al., 2015). La compréhension de la réactivité de la zone boréale face aux variations climatiques globales devient alors essentielle et passe notamment par l'étude des périodes climatiques passées. De fait, les différents bassins sédimentaires de ce secteur y ont été étudiés plus ou moins en détail au cours des cinq dernières décennies (e.g. Gairaud et al., 1978 ; Richardsen et al., 1991 ; Sternbergs et al., 2001 ; Giraudeau et al., 2004 ; Verplanck et al., 2009 ; Rebesco et al., 2011 ; Aagaard-Sørensen et al., 2014 ; Laberg et al., 2018 ; Tian et al., 2020). De nombreuses carottes sédimentaires y ont été prélevées, et des forages *Ocean Drilling Program (ODP)* (e.g. *ODP site 642, 910*) et *Deep Sea Drilling Project (DSDP)* (e.g. *DSDP site 338, 344*) réalisés, permettant de multiples progrès sur la connaissance de ces mers (fonctionnement sédimentaire des bassins, analyses des masses d'eau, étude de l'évolution des courants, étude de comportement de la glace de mer et des calottes, études des évènements climatiques de plus ou moins grande amplitude et durée...). Les périodes de temps analysées représentent généralement les derniers 160 à 30 ka BP (e.g. Laberg et al., 1999 ; Candy et al., 2014 ; Pope et al., 2016-2018), bien que quelques études portent sur de plus grandes périodes de temps, telles que les analyses des sites *ODP* et *DSDP* (>900 m sous le fond marin, jusqu'au Paléocène/Eocène, e.g. Bauch et al., 2000 ; Riedel et al., 2006 ; Sarkar et al., 2011 ; Balestra et al., 2015, Channell et al., 2016 ; Laberg et al., 2018).

Les mers nordiques (60-80°N) correspondent aux mers péri-arctiques connectées à l'océan Atlantique Nord. Elles sont ceinturées par le Groenland à l'ouest, la Norvège et la Nouvelle Zemble à l'est et au nord-est, et par l'archipel du Svalbard au nord. Ayant commencé leur ouverture au cours de l'anomalie magnétique Chron 21, depuis 55 Ma (Sibuet et al., 2012), ces mers sont scindées par plusieurs rides profondes marquant des limites de plaques tectoniques. Ainsi, les rides de Kolbeinsey, Mohns, Knipovich, et Molloy séparent les mers de Norvège et du Groenland. La ride Lena Trough ouvre le détroit de Fram et la ride de Gakkel marque l'entrée dans l'océan glacial Arctique (Figure 2). Ces mers se composent de plusieurs bassins, réceptacles des apports sédimentaires en provenance des continents et océans adjacents (Figure 3). Du détroit du Danemark au sud-ouest, au détroit de Fram au nord, sont identifiés (e.g. Ó Cofaigh et al., 2006 ; Hafliðason et al. 2007 ; Irvál et al. 2016 ; Becker et al. 2018 ; Pope et al., 2018) :

- Le bassin de Blosseville (environ 45 000 km²), dans le détroit du Danemark ;
- Le bassin nord Islande (environ 120 000 km²) en mer d'Islande ;
- Le bassin de Norvège (environ 300 000 km²) à l'ouest de la Norvège ;
- Le bassin du Lofoten (environ 350 000 km²) à l'ouest de la Norvège et longeant la pente de la mer de Barents vers le nord ;

- Le bassin du Groenland à l'est du Groenland (environ 210 000 km²), scindé en deux par la ride est-groenlandaise ;
- Enfin, au nord, le détroit de Fram (environ 60 000 km²), faisant la connexion entre les mers nordiques et l'océan glacial Arctique.

L'ensemble de ces bassins se trouve dans les mers de Norvège et du Groenland et représente une superficie totale d'environ 2,3 Mkm². La mer de Barents, mer peu profonde épicontinentale, représente une superficie d'environ 1,4 Mkm².

Les objectifs de cette thèse sont d'étudier les changements paléocéanographiques et sédimentaires se produisant au cours des alternances glaciaires/interglaciaires. Cela devrait permettre de mieux évaluer les processus en jeu sur des périodes et des échelles de temps climatiquement contrastées. L'objectif est d'améliorer notre compréhension des changements dans l'extension (construction/débâcle) des calottes, le développement de la glace de mer, la dérive des icebergs et la dynamique des courants marins dans cette région, le tout dans un contexte d'alternance de périodes climatiques et de transitions entre phases froides (glaciaires) et chaudes (interglaciaires). L'objectif est également de discuter de la stratigraphie et de l'évolution des faciès sédimentaires quaternaires depuis le début de l'enregistrement rendu accessible par les séries étudiées, soit depuis le stade isotopique marin (**MIS**) **29**, environ **1 Ma BP**, afin de présenter une reconstruction de ces changements dans l'environnement boréal du Pléistocène moyen à l'Holocène terminal.

Les données acquises au cours des missions MOCOSSED 2014 et 2017 avaient des objectifs multiples, aussi bien sédimentologiques, par l'étude et la caractérisation des sédiments composant le fond marin, que paléoclimatiques, avec la reconstruction de l'histoire des mers nordiques, en remontant aussi loin dans le temps que le permettent les séquences sédimentaires prélevées. L'étude multiproxy des 31 carottes acquises au cours de ces deux missions a peu à peu affiné la vision et les objectifs de cette thèse. Finalement, ce travail s'est focalisé sur 5 carottes sédimentaires de la mission MOCOSSED 2017 permettant de faire ressortir trois grands résultats :

1. Une analyse stratigraphique a permis de déterminer la période de temps que représentent certaines carottes sédimentaires de la mission MOCOSSED 2017, ainsi que de définir l'utilisation de plusieurs proxies sédimentaires ad-hoc comme marqueurs des périodes glaciaires et interglaciaires ;
2. Une analyse du fonctionnement du détroit de Fram au cours des derniers **450 ka BP** a permis de comprendre le fonctionnement glacio-sédimentaire de ce détroit en fonction de l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires ;
3. Une analyse du fonctionnement de la zone de Jan Mayen a permis d'améliorer la compréhension du fonctionnement du sud de ces mers pour **le dernier million d'années**.

L'ensemble de ces résultats a notamment permis d'avoir une vision plus globale du fonctionnement des mers nordiques au cours des balances glaciaires/interglaciaires, et notamment durant les périodes de **transition** glaciaire-interglaciaire. Les déglaciations sont les périodes présentant les taux de sédimentation les plus élevés et donc avec les enregistrements les plus détaillés dans les archives sédimentaires.

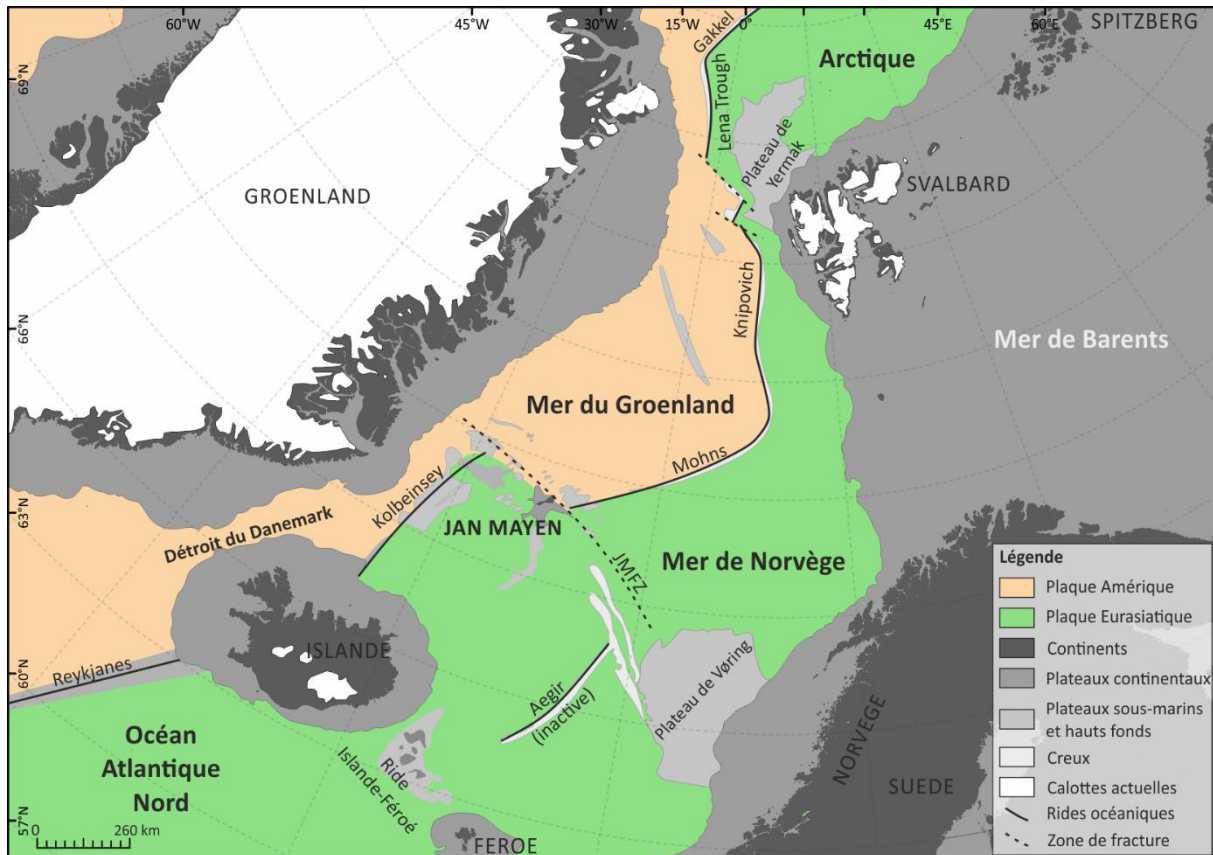


Figure 2 : Carte générale des mers nordiques. (d'après e.g. Ó Cofaigh et al., 2006 ; Hafliðason et al. 2007 ; Irfali et al. 2016 ; Becker et al. 2018 ; Pope et al., 2018). Zone orange : plaque Américaine. Zone verte : Plaque eurasiatique. JMFZ : Jan Mayen Fracture Zone.

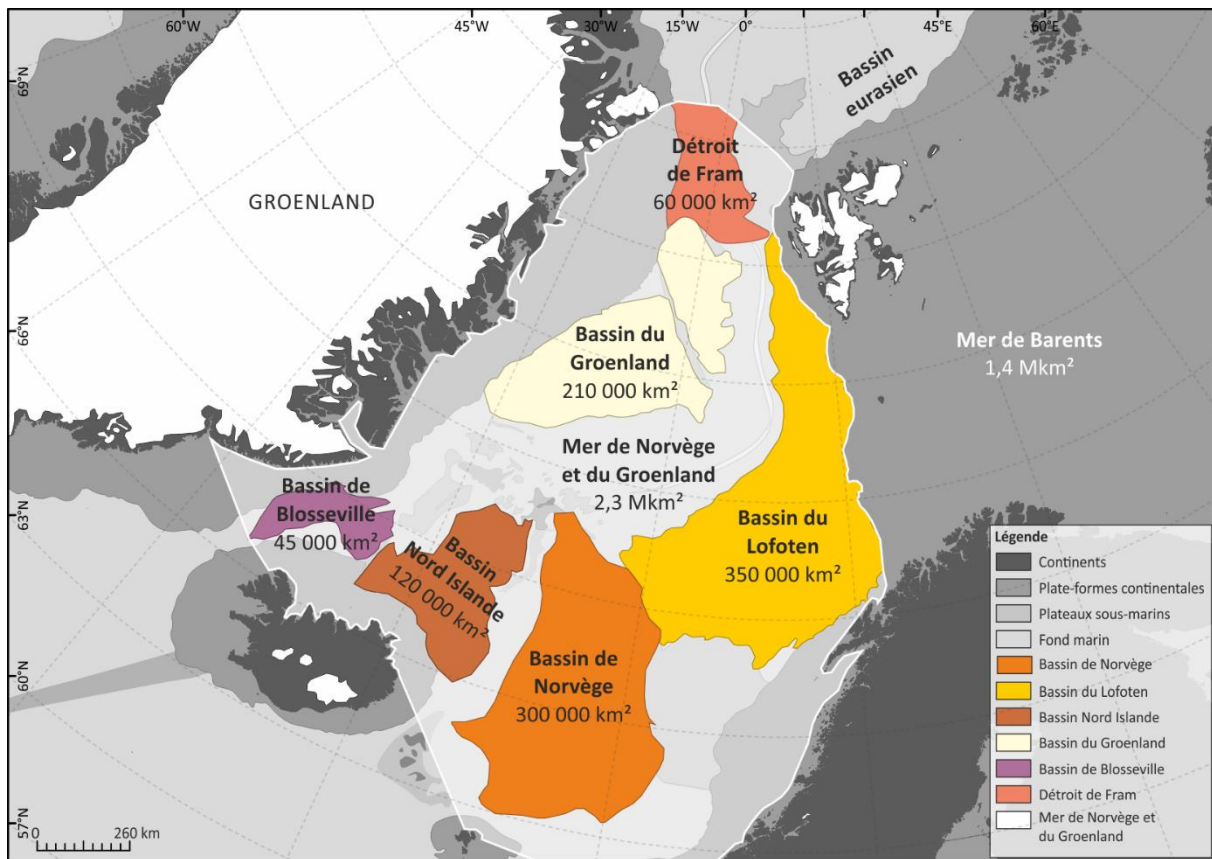


Figure 3 : Carte des différents bassins composant les mers nordiques (d'après e.g. Ó Cofaigh et al., 2006 ; Hafliðason et al. 2007 ; Irvál et al. 2016 ; Becker et al. 2018 ; Pope et al., 2018).

Chapitre 1 : Particularités actuelles et passées des mers
nordiques (Barents, Islande, Norvège, Groenland) :
géologie, contexte environnemental et climatique

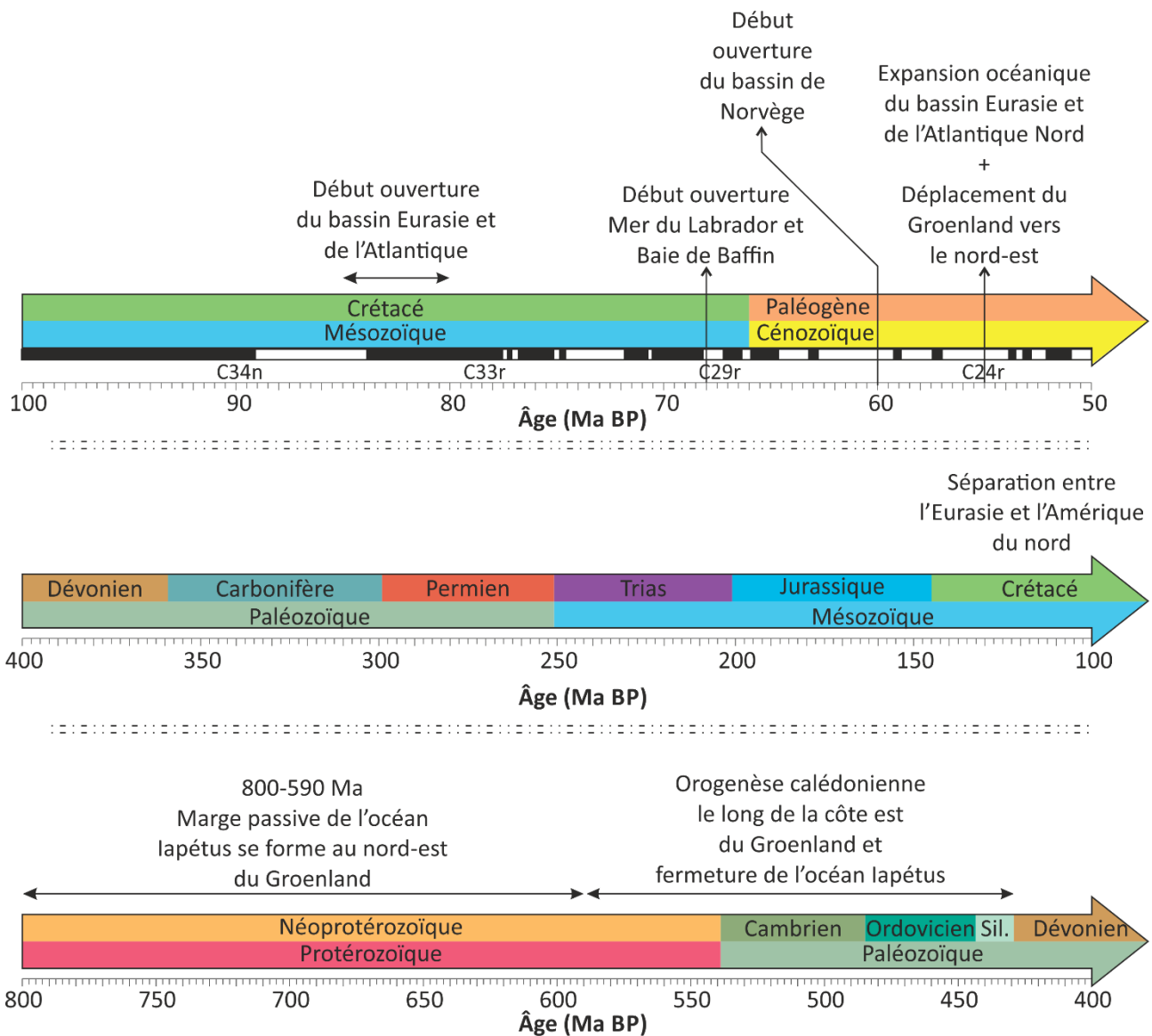
Ce chapitre présente un état de l'art des connaissances environnementales, géologiques, sédimentaires et climatiques des mers nordiques en insistant sur la période allant du Pléistocène moyen à l'actuel. Elle se divise en plusieurs parties :

- Une **histoire tectonique** des mers nordiques, expliquant leurs périodes d'ouverture et les conditions tectoniques associées ;
- Un **contexte océanographique actuel**, expliquant en détail le fonctionnement connu des courants dans ces mers, aussi bien en surface qu'aux profondeurs intermédiaires et sur le fond ;
- Un **contexte paléoclimatique**, reprenant les connaissances acquises sur l'histoire de ces mers et leur réactivité au cours des temps géologiques. L'histoire se concentre sur le Quaternaire (dont le Pléistocène supérieur particulièrement), périodes qui nous intéressent pour la suite de ce manuscrit ;
- Une partie portant sur les **environnements glaciomarins** et leur **fonctionnement sédimentaire**.

La majorité des cartes présentées dans ce manuscrit sont en système de coordonnées **WGS1984 North Pole LAEA**. Lorsque ce n'est pas le cas, le système de coordonnées est précisé.

I.1. Histoire tectonique des mers nordiques

Entre 800 et 590 Ma, la marge passive de l'océan Iapétus se développe au nord-est du Groenland (Sønderholm & Jepsen, 1991). Puis, du Néoprotérozoïque au Dévonien, l'orogénèse calédonienne forme une immense chaîne de montagne le long de la côte Est du Groenland suite à la fermeture de l'océan Iapétus (Haller, 1971 ; Higgins et al., 2008). A la fin du Crétacé, la configuration tectonique des plaques amorce une réorganisation, et s'initie alors la séparation entre l'Eurasie et l'Amérique du Nord. Entre 85 et 80 Ma, le bassin eurasiatique et l'Atlantique commencent à s'ouvrir (Higgins et al., 1981 ; Kontak et al., 2001). Vers 68 Ma, durant l'anomalie magnétique Chron 31, la mer du Labrador et la baie de Baffin s'ouvrent également (Oakey & Chalmers, 2012 ; Suckro et al., 2012) (Figure 4).



Vers 56-55 Ma, durant l'anomalie magnétique Chron 24, l'expansion du fond marin de l'Atlantique Nord et du bassin eurasien se produit (Figure 5.A) (Talwani & Eldholm, 1977 ; Eldholm, 1987 ; Jokat et al., 2016) alors que le Groenland se déplace vers le nord-est (Tessensohn & Piepjohn, 2000). Ce déplacement engendre un mouvement sénestre du détroit de Nares, une compression orthogonale le long de la côte ouest du Svalbard et la formation d'une ceinture de plissement et de chevauchement de l'ouest de l'archipel du Svalbard (Piepjohn et al., 2014). A l'ouest du Svalbard, le détroit de Fram comprend un segment actif de la ride médio-océanique appelé le *Lena Trough*. Ce *Lena Trough* est un système d'expansion extrêmement lent dont l'ouverture ne s'est amorcée que vers la Chron 13, 35 Ma, par un décrochement et une divergence oblique (Figure 5.B) (Vogt, 1986 ; Myhre & Eldholm, 1988). A la même époque, le Groenland devient une part de la plaque Amérique (Tessensohn & Piepjohn, 2000).

Durant l'Oligocène (Brozena et al., 2000), le mouvement relatif des plaques Amérique et Eurasie a séparé une partie continentale de l'ancienne ride de Lomonosov, donnant deux plateaux, le plateau de Yermak et la ride de Morris Jesup (Talwani & Eldholm, 1977). Vers 29 Ma, durant la Chron 21, le déplacement du Groenland change du nord-est vers le nord-ouest, modifiant les systèmes de transpression et compression dans les zones de Nares et du Svalbard. Cela induit une zone de fracture orientée parallèlement à l'axe du détroit de Fram, dominée par une transpression dextre (Håkansson & Pedersen, 1982 ; Von Gosen & Piepjohn, 2003 ; Piepjohn et al., 2014). Durant le Miocène, 21-15 Ma, la ride de Molloy s'ouvre et les ponts continentaux sont détruits, créant ainsi une connexion entre la ride de Gakkel et la ride médio-Atlantique (Engen et al., 2008 ; Kleinspehn & Teyssier, 2016, Jokat et al., 2016) (Figure 6.A et B, Figure 5.C). Certaines études récentes indiquent cependant un début d'ouverture du détroit de Fram à l'Oligocène supérieur, suivant les données sismiques et magnétiques (Jokat et al., 2008 ; Ehlers & Jokat, 2013 ; Jokat et al., 2016).

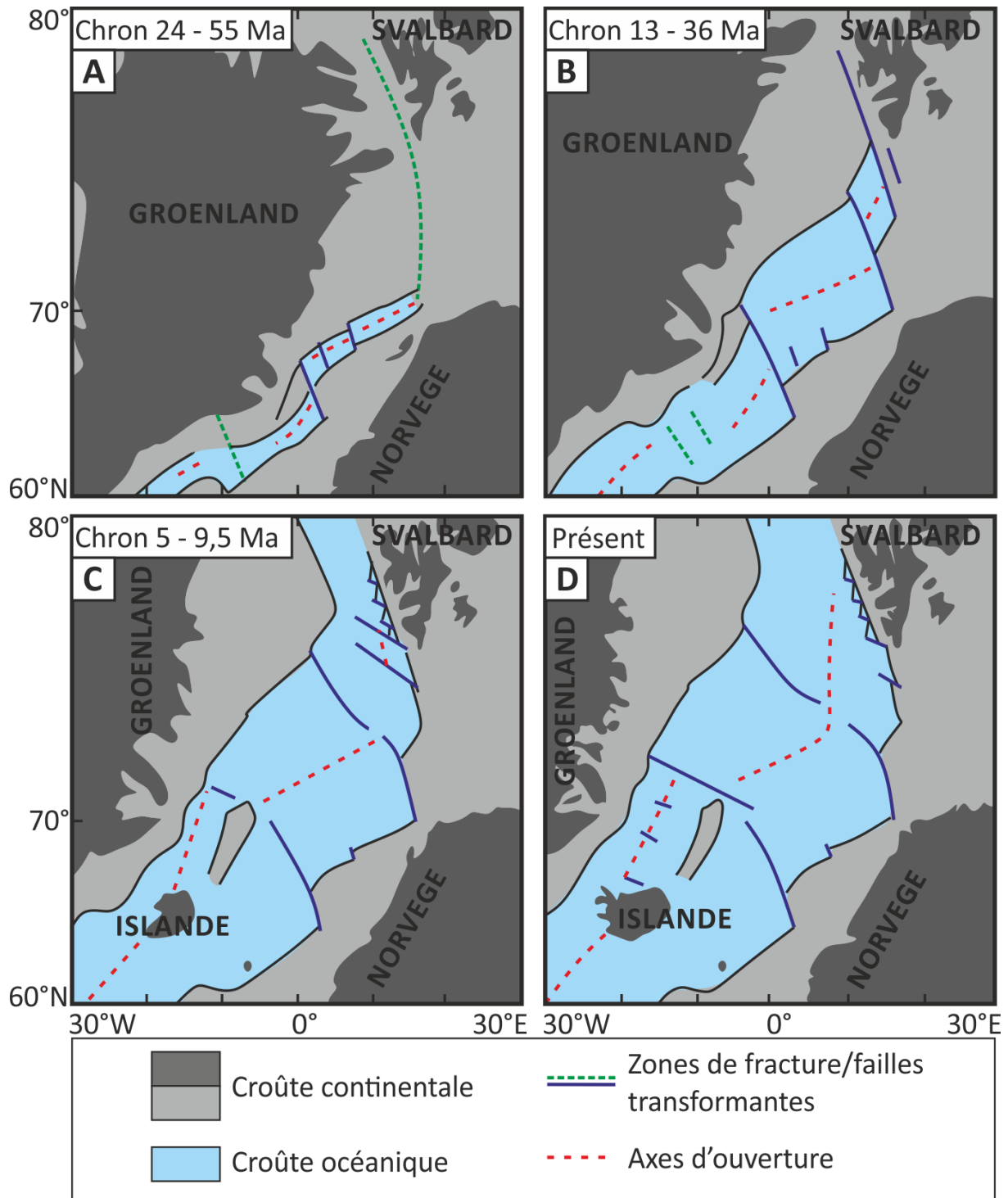


Figure 5 : Cartes paléogéographiques de l'ouverture des mers de Norvège et du Groenland entre la Chron 24 (55 Ma) et l'actuel (d'après Eldholm, 1987).

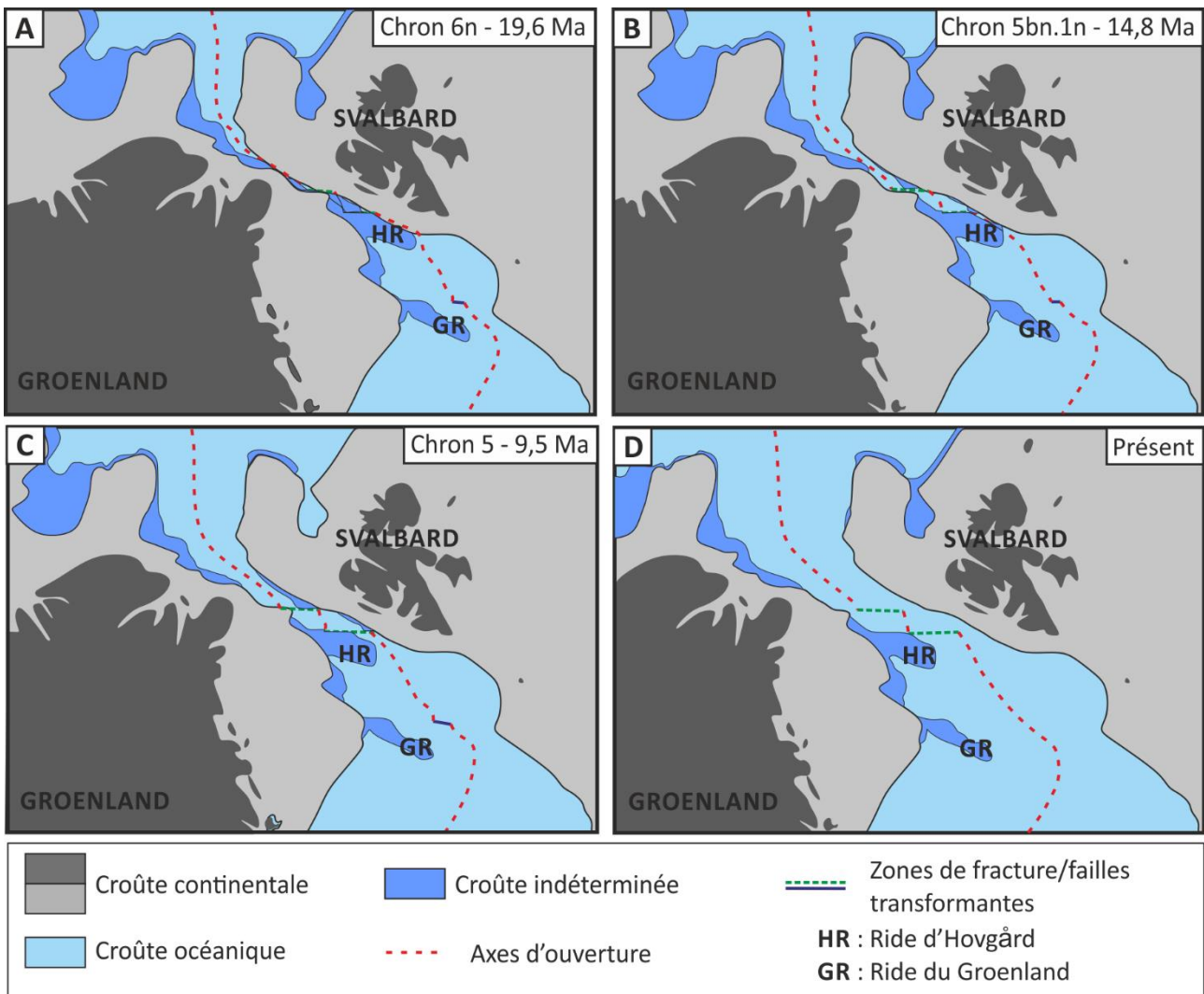


Figure 6 : Cartes paléogéographiques de l'ouverture du détroit de Fram depuis la Chron 6n (19,6 Ma) (d'après Engen et al., 2008).

Le détroit de Fram s'est progressivement approfondi. Mais ce n'est probablement qu'à partir de l'anomalie magnétique Chron 5, il y a **9,8 Ma**, au Miocène supérieur, que des échanges océaniques pérennes se sont mis en place (Figure 5.C, Figure 6.C) (DeMets et al., 1990). L'étude de Jokat et al. (2016) a identifié un couvert sédimentaire sur de la croûte océanique vieille de **8,7 Ma** le long du flanc est du *Lena Trough*. Ces sédiments marqueraient le passage d'un courant dirigé vers l'océan Arctique au moins depuis cette époque. **Cela fait de ce détroit un passage étroit s'ouvrant à un taux moyen de 10 km/Ma, soit 10 mm/an** (DeMets et al., 1990 ; Jokat et al., 2016). Plusieurs scénarii sont proposés par Jokat et al. (2016) pour expliquer les mécanismes d'ouverture du détroit de Fram. Le premier scénario propose une exhumation des roches du manteau suivant des plans de failles d'angle faible, ou par des remontées de roches du manteau par diapirisme proche du fond marin. Le second scénario proposé donne une distribution de patches de roches ignées autour de volcans, empêchant de ce fait de déterminer la position de la transition entre la croûte océanique et la croûte continentale par des moyens géophysiques classiques.

L'ouverture du bassin de Norvège s'est amorcée il y a **60 Ma**, à partir de la ride Aegir, à l'est de l'Islande, actuellement inactive (**Figure 5.A**). Elle s'est prolongée durant les anomalies magnétiques Chron 23 à Chron 20. La ride de Jan Mayen est sensée avoir commencé son ouverture il y a **47,5 Ma**, vers l'anomalie Chron 20, mais Hilgen et al. (2012) proposent un âge un peu plus jeune, autour de **41-33 Ma**, durant les anomalies Chron 18 – Chron 13. La ride d'Aegir a fonctionné jusqu'à ce que l'ouverture de la mer du Labrador s'arrête, autour de **26 Ma**, durant l'anomalie magnétique Chron 7. Ensuite, un saut vers l'ouest de l'axe d'ouverture s'est produit sur le plateau islandais, suivi d'un second saut vers l'ouest, jusqu'à la ride de Kolbeinsey, encore active aujourd'hui (Gairaud et al., 1978 ; Gradstein et al., 2012). En raison de cette évolution complexe, la vitesse d'ouverture de ces mers est très variable au cours du temps. Depuis les derniers **15 Ma**, **le taux d'ouverture moyen de la ride de Kolbeinsey est de 18 mm/an** (Brandsdóttir et al., 2015).

Jusqu'à la fermeture de la Téthys, il y a **14 Ma**, durant le Miocène moyen, la circulation océanique générale était essentiellement orientée longitudinalement, avec des échanges interhémisphériques réduits (Hotinski & Toggweiler, 2003). La subsidence de la *Greenland Scotland Ridge (GSR)*, entre le Miocène inférieur et moyen, et celle du détroit de Danemark (*Denmark Strait, DS*) au Miocène supérieur, a permis une augmentation majeure des échanges latitudinaux, et donc entre les mers du Groenland et de Norvège et l'océan Atlantique (e.g. Vogt, 1971 ; Eldholm & Thomas, 1993 ; Wright & Miller, 1996).

Au Pliocène inférieur, le plateau de Vøring a connu un épisode de subsidence abaissant sa profondeur à des niveaux diminuant son contrôle topographique sur les courants. A partir de ce moment, les courants marins ont probablement pu passer sur le plateau de Vøring et continuer le long du haut de la pente continentale de Norvège et Barents, causant des érosions dans cette zone, comme à l'actuel (Laberg et al., 2005).

Il y a **4,6 Ma**, la fermeture de l'Isthme de Panama a provoqué un changement majeur dans la circulation océanique globale (Haug et Tiedemann, 1998). La redirection des eaux chaudes vers les hautes latitudes a augmenté la force de la formation de la *Norwegian Sea Deep Water (NSDW)* et a probablement dans le même temps augmenté la vitesse des courants de fond (Laberg et al., 2005).

L'île volcanique de Jan Mayen a commencé à se former à **700 ka BP**. Elle correspond à la partie aérienne de la ride Jan Mayen, composée de croûte océanique. Elle se situe juste à l'intersection entre la zone de fracture de Jan Mayen (*Jan Mayen Fracture Zone, JMFZ*) et la ride de Mohs (<http://www.jan-mayen.no/geology.htm>, Brandsdóttir et al., 2015) (**Figure 7**).

Le Quaternaire est, quant à lui, surtout marqué tectoniquement par des enfoncements et remontées isostatiques des plaques continentales suite au développement et à la fonte périodique des grandes calottes de l'hémisphère nord (Løseth & Tveten, 1996 ; Riis, 1996).

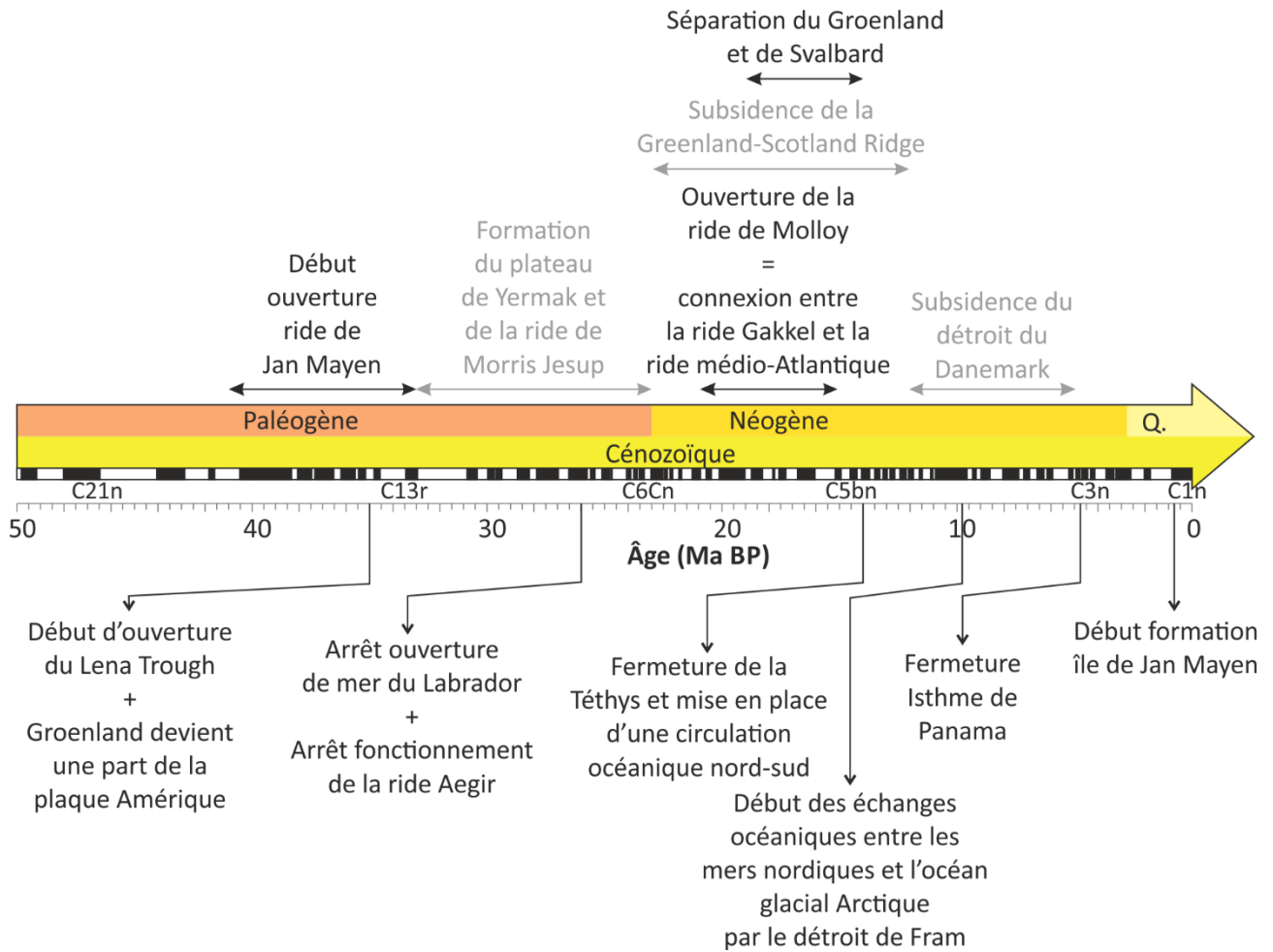


Figure 7 : Chronologie simplifiée de l'histoire tectonique des mers nordiques pour les derniers 50 Ma. Les couleurs correspondent à la charte stratigraphique internationale. La bande noire et blanche correspond à l'échelle magnétostratigraphique. Q. : Quaternaire (d'après e.g. Talwani & Eldholm, 1977 ; Eldholm, 1987 ; Tessensohn & Piepjohn, 2000 ; Engen et al., 2008 ; Hulot et al., 2010 ; Jokat et al., 2016).

I.2. Contexte océanographique actuel

I.2.1. Les courants de surface

La circulation océanique moderne est gouvernée par de nombreux paramètres. De nombreux courants marins se rencontrent dans les mers du globe, et notamment dans les mers nordiques. Parmi tous ces courants, il y a l'*Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)*. Ce courant marin correspond à la partie atlantique de la circulation thermohaline, surnommée schématiquement le « tapis roulant » océanique mondial (e.g. Broecker & Denton, 1990 ; Broecker et al., 2006). Cette circulation est un des principaux drains de chaleur des basses latitudes vers les pôles. Se retrouvant dans tous les océans mondiaux, ce courant évolue à différentes profondeurs dans la colonne d'eau. Il est admis que ce courant prenait naissance dans les mers polaires, et notamment dans les mers nordiques, avec le plongement d'eau froide et dense vers les profondeurs, lié principalement à un phénomène particulier : la « *brine rejection* » ou formation/rejet de saumures. Le rejet de saumures consiste en un phénomène physique simple : lors de la prise en glace de l'eau de mer, tous les sels sont rejetés de la glace (e.g. Smethie et al., 1988 ; Rasmussen & Thomsen, 2014). Ainsi, la glace formée est douce. Ce phénomène s'explique par les propriétés physiques et chimiques de l'eau liquide par rapport à l'eau solide. Sous forme de glace, l'eau n'a presque pas la capacité de dissoudre les sels inorganiques. Elle accepte donc les sels de l'ordre de la micromole (Villarreal & Zuazagoitia, 2016). L'eau se trouvant sous la glace de mer est, par conséquent, surchargée en sels et très froide, ce qui augmente sa densité. Cette eau dense plonge alors en profondeur : ce sont les zones de convection qui vont, avec l'action conjointe du vent, et des différences de densité à l'origine entre les masses d'eau, entretenir l'**AMOC**.

Les mers nordiques sont une zone d'échange entre les eaux froides arctiques descendant vers le sud et les eaux chaudes atlantiques remontant vers le nord (Figure 8). Les échanges majeurs entre ces eaux se font par le détroit de Fram. Ce détroit est le seul passage profond permettant des échanges entre l'océan glacial Arctique et le reste des océans mondiaux (Eiken & Hinz, 1993). Ces échanges sont des composantes clés de la modulation climatique globale. Dans cette région, les forçages radiatifs et les rétroactions entrent en jeu en combinant les réservoirs atmosphériques, océaniques et cryosphériques. L'Arctique et la cryosphère péri-Arctique montrent des cycles saisonniers et une variabilité interannuelle significative (Lu et al., 2017). Cela implique une forte dynamique du couvert de glace de mer qui varie temporellement et spatialement en extension, en épaisseur et en densité (Gebhardt et al., 2011).

Dans l'Arctique, la *Polar Intermediate Water (PIW)* et l'*Arctic Atlantic Water (AAW)* s'associent avec la *Canadian Basin Deep Water (CBDW)* et l'*Eurasian Basin Deep Water (EBDW)* pour former l'*East Greenland Current (EGC)*. Ce courant arrive dans les mers nordiques de l'océan glacial Arctique par l'ouest du détroit de Fram (Figure 8) (e.g., Lu et al., 2017).

Dans la partie ouest des mers nordiques, l'**EGC** (20-30 cm/s, Foldvik et al., 1988) s'écoule vers le sud le long de la pente continentale de l'est du Groenland à raison d'un taux mensuel de $11,1 \pm 1,7$ Sv (1 Sv = 10^6 m³/s) (Bourke et al., 1987 ; Fahrbach et al., 2001). Ce courant de surface, très froid ($0^\circ\text{C} < T < 2^\circ\text{C}$, Hopkins et al., 1991) et beaucoup moins salé que les eaux atlantiques, transporte de la glace venue de l'Arctique par le détroit de Fram (Foldvik et al., 1988 ; Jeansson et al., 2008 ; Bylinskaya et al., 2016 ; Kolling et al., 2017). Il s'écoule le long de la marge est du Groenland et se divise en deux branches à proximité de l'île de Jan Mayen, donnant un courant de retour circulant vers le nord dans la gyre de la mer du Groenland, le *Jan Mayen Current* (**JMC**) (Foldvik et al., 1988). L'autre branche, toujours **EGC**, continue son chemin vers le sud le long de la marge continentale et passe dans l'Atlantique Nord par le détroit du Danemark. Au nord de l'Islande, une autre branche se sépare de l'**EGC** et rejoint l'*East Irminger Current* (**EIC**), circulant vers l'est (Ślubowska-Woldengen et al., 2008). Toutes ces masses d'eau sont généralement simplifiées en *Polar Waters* (**PW**) (Figures 8 et 9).

Le *North Atlantic Current* (**NAC**) dans la partie est des mers nordiques, circule vers le nord depuis l'océan Atlantique Nord. Ce courant chaud et salé circule entre la surface et 700-1 000 m de profondeur (Eiken et Hinz, 1993 ; Voelker et al., 2015) au large de la Norvège, à une vitesse de 20-40 cm/s. En surface, il peut parfois atteindre jusqu'à 100 cm/s (Gjevik, 1996 ; Alendal et al., 2005 ; Raj et al., 2018). Le **NAC** se divise en deux branches à l'entrée des mers Nordiques (Figure 8) : une première branche, la *Norwegian Atlantic Current* (**NwAC**) passe par la ride Féroé-Islande, longe la partie externe du plateau de Vøring, et remonte jusqu'au détroit de Fram en suivant la ride de Mohns. La seconde branche traverse le chenal Féroé-Shetland, et longe la pente continentale de Norvège en tant que le *Norwegian Atlantic Slope Current* (**NwASC**). Il circule à une profondeur maximale de 500-600 m et à une vitesse allant jusqu'à 110 cm/s, mais tournant plus généralement autour de 70 cm/s (Orvik & Mork 1995 ; Poulain et al., 1996 ; Orvik & Niiler, 2002 ; Jeansson et al., 2017). Il se divise en trois branches au nord de la Norvège : une est peu profonde, la *Norwegian Coastal Current* (**NCC**) et circule vers l'est, sur la plateforme de Barents, en longeant la côte norvégienne. La seconde, peu profonde également, devient la *Barents Branch* (**BB**) et circule à travers la mer de Barents pour ressortir dans l'océan glacial Arctique au niveau du bassin Eurasie (Figure 9) (Swift et al., 1997 ; Saloranta & Haugan, 2004). La troisième branche est plus profonde et continue vers le nord, le long de la marge passive de Barents, et devient le *West Spitsbergen Current* (**WSC**) (9-16 cm/s d'après Schlichtolz & Houssais, 1999) (Swift et al., 1997 ; Saloranta & Haugan, 2004). Ce courant est assez chaud ($>2^\circ\text{C}$, Hopkins, 1991) pour conserver des conditions libres de glace en hiver dans l'est du détroit de Fram (Pachauri et al., 2007). Au sud du détroit de Fram, le **WSC** se divise en deux branches, une retourne vers l'ouest et le sud à des profondeurs intermédiaires (le *Return Atlantic Current*, **RAC**) (Swift & Koltermann, 1988), et la seconde continue vers le nord à raison de $9,5 \pm 1,4$ Sv (Fahrbach et al., 2001). Ce transport vers le nord implique un transport net mensuel du détroit de Fram de $4,2 \pm 2,3$ Sv dirigé vers le sud (Fahrbach et al., 2001). Il est intéressant de noter que le **WSC** a un cycle de transport saisonnier, avec un maximum de transport mensuel vers le nord de 20 Sv en hiver (février)

et un minimum de 5 Sv vers le nord en été (août) (Fahrback et al., 2001). Au nord du Svalbard, ce **WSC** est à nouveau divisé en deux branches. La *Svalbard Branch* (**SB**) est détournée vers l'est, le long de la marge nord de Barents, au-dessus du plateau de Yermak. La seconde, plus profonde, circule vers le nord le long du plateau de Yermak (*Yermak Branch*, **YB**) et entre dans l'Arctique (Schlichtholz & Houssais, 1999 ; Chauhan et al., 2014). L'ensemble de ces courants est généralement simplifié en *Atlantic Waters* (**AW**) (Figures 9, 10 et 11). La dynamique de ces courants est maintenue par la formation d'eau profonde dans les mers de Norvège et du Groenland (Rahmstorf, 2013).

I.2.2. Les courants de fond

Les eaux profondes sont le système de ventilation de l'océan profond. Les eaux atlantiques (**AW**) entrent donc dans les mers nordiques par leur partie est, dans la mer de Norvège. Ce courant chaud et salé relargue une chaleur substantielle dans l'atmosphère, qui, une fois libérée, implique un refroidissement et un plongement des eaux dans la mer de Norvège (Hansen & Østerhus, 2000). Ces eaux sont mélangées avec les eaux polaires (**PW**) froides et moins salées, dans les mers du Groenland et d'Islande, formant ainsi l'*Arctic Intermediate Water* (**AIW**) (Aagaard et al., 1985 ; Jeansson et al., 2017). Au nord de la ride de la mer du Groenland (*Greenland Sea Ridge*, **GSR**), des convections se produisent, et ces eaux sont mélangées avec les eaux *Arctic Ocean Deep Water* (**AODW**) dirigées vers le sud, formant ainsi la *Greenland Sea Deep Water* (**GSDW**). Cette **GSDW** migre vers l'est dans le bassin de Norvège, se mélangeant avec plus de **AODW** et donnant la *Norwegian Sea Deep Water* (**NSDW**) (Swift et Koltermann, 1988 ; Ypma et al., 2019). Dans le bassin du Lofoten, la **NSDW** circule à plus de 1 000 m de profondeur et est impactée par l'actions d'ondes internes sur le rebord du plateau (Laberg et al., 2005). Dans ce même bassin, entre 700 et 1 000 m de profondeur, se retrouve la *Norwegian Sea Arctic Intermediate Water* (**NSAIW**), s'écoulant vers le nord (Buhl-Mortensen et al., 2012).

La *North Atlantic Deep Water* (**NADW**) est la principale source de ventilation pour l'environnement profond de l'Atlantique Nord. Cette masse d'eau profonde prend notamment sa source dans les mers nordiques, par le mélange de l'*Iceland-Scotland Overflow Water* (**ISOW**) se dirigeant vers le sud, traversant la ride Islande-Ecosse, de la *Denmark Strait Overflow Water* (**DSOW**) qui se dirige également vers le sud par le détroit du Danemark, et enfin de la *Labrador Sea Water* (**LSW**) (e.g. Vivo-Vilches et al., 2018).

La formation d'eau profonde dans les mers nordiques est intrinsèquement liée aux conditions climatiques et aux périodes glaciaires/interglaciaires. Durant les périodes froides, le rejet de saumures est le processus dominant la formation d'eau profonde ; alors que la convection en eau ouverte est le processus dominant durant les périodes chaudes, comme à l'actuel (Dokken & Jansen, 1999).

La vitesse des courants de fond a été mesurée à 20 cm/s par des courantomètres le long de la pente nord de Norvège (Heathershaw et al., 1998 ; Ypma et al., 2019), et pouvant atteindre des vitesses maximales de 100 cm/s sur la plateforme continentale externe du nord de la Norvège (Bøe et al., 2009). Comme des vitesses de courants supérieures à 6 cm/s sont capables de transporter des particules de la taille des silts et des argiles, les courants profonds peuvent influencer la morphologie du fond marin par la mise en suspension et le transport sédimentaire (Young & Southard, 1978 ; Singer & Anderson, 1984).

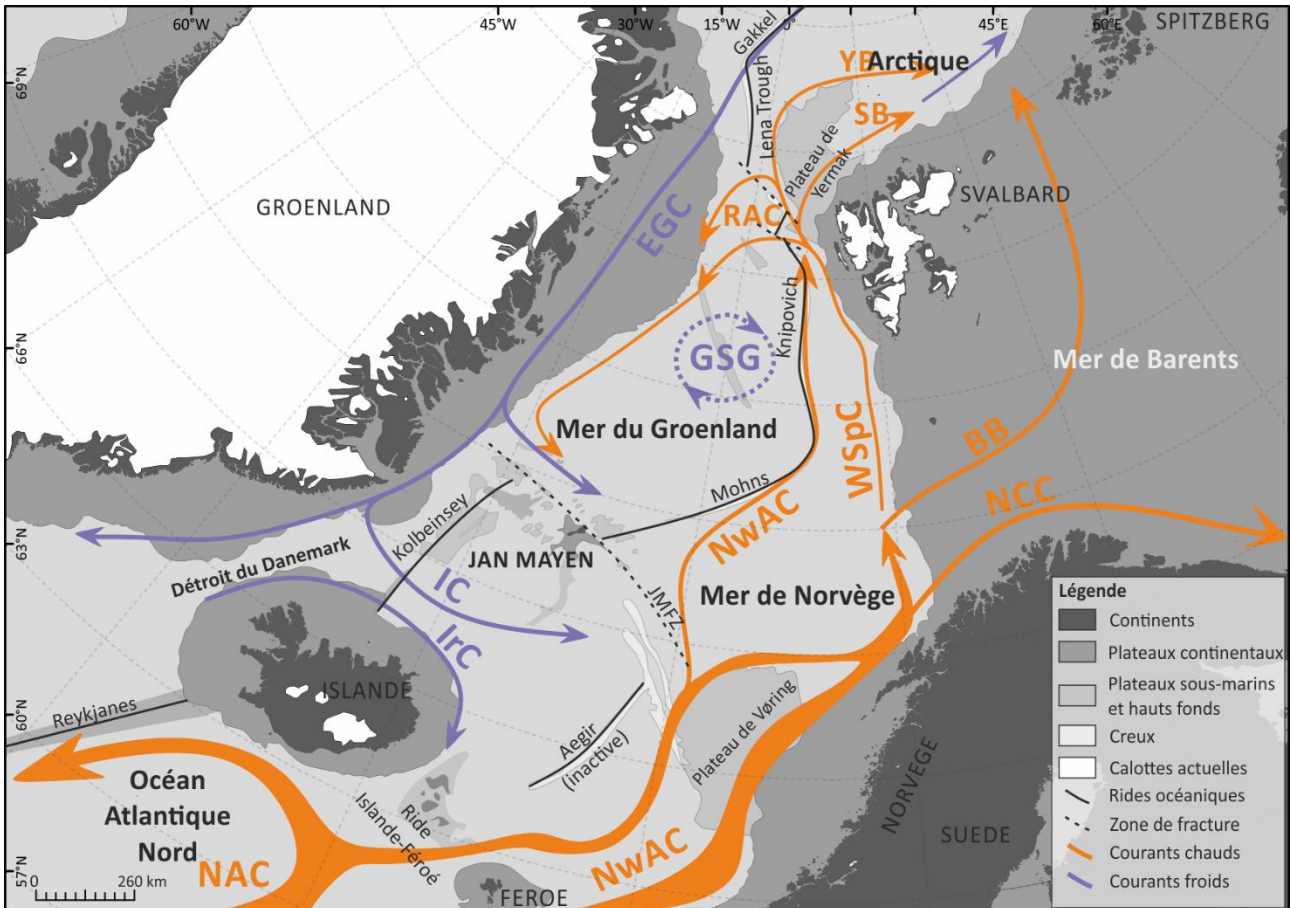


Figure 8 : Carte présentant la courantologie actuelle de surface des mers nordiques (d'après e.g. Ó Cofaigh et al., 2006 ; Haflidason et al. 2007 ; Irvani et al. 2016 ; Becker et al. 2018 ; Pope et al., 2018). NAC : North Atlantic Current. NWAC : Norwegian Atlantic Current. NCC : Norwegian Coastal Current. BB : Barents Branch. WSpC : West Spitsbergen Current. RAC : Return Atlantic Current. YB: Yermak Branch. EGC : East Greenland Current. IC : Icelandic Current. IRC : Irminger Current. GSG : Greenland Sea Gyre.

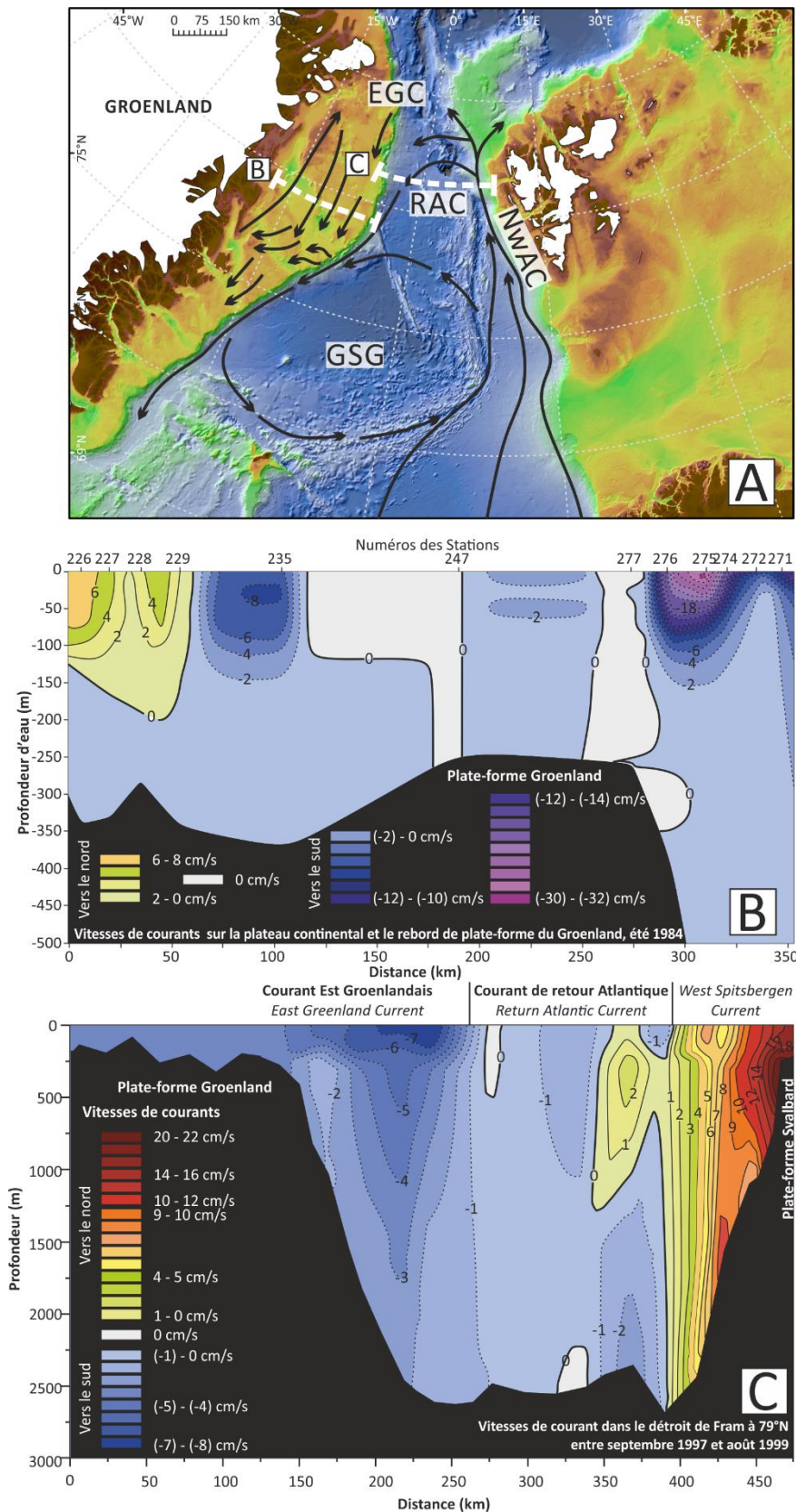


Figure 9 : (A) Carte de la mer du Groenland et du détroit de Fram avec la position des sections de courantomètres déployées durant l'été 1984 à 1 000 m de profondeur (Bourke et al., 1987, transect B) et celle déployée entre septembre 1997 et août 1999 (Fahrbach et al., 2001) et les courants actuels dans le détroit (d'après Paquette et al., 1985 ; Schlichtholz et Houssais, 1999 ; Fahrbach et al., 2001, transect C). (B) Transect vertical des vitesses zonales de courant sur la plateforme du Groenland durant l'été 1984. (C) Transect vertical des vitesses zonales de courant dans le détroit de Fram à 79°N entre septembre 1997 et août 1999. Les courants vers le nord sont positifs et ceux vers le sud sont négatifs (modifié d'après Paquette et al., 1985 ; Bourke et al., 1987 ; Schlichtholz et Houssais, 1999 ; Fahrbach et al., 2001).

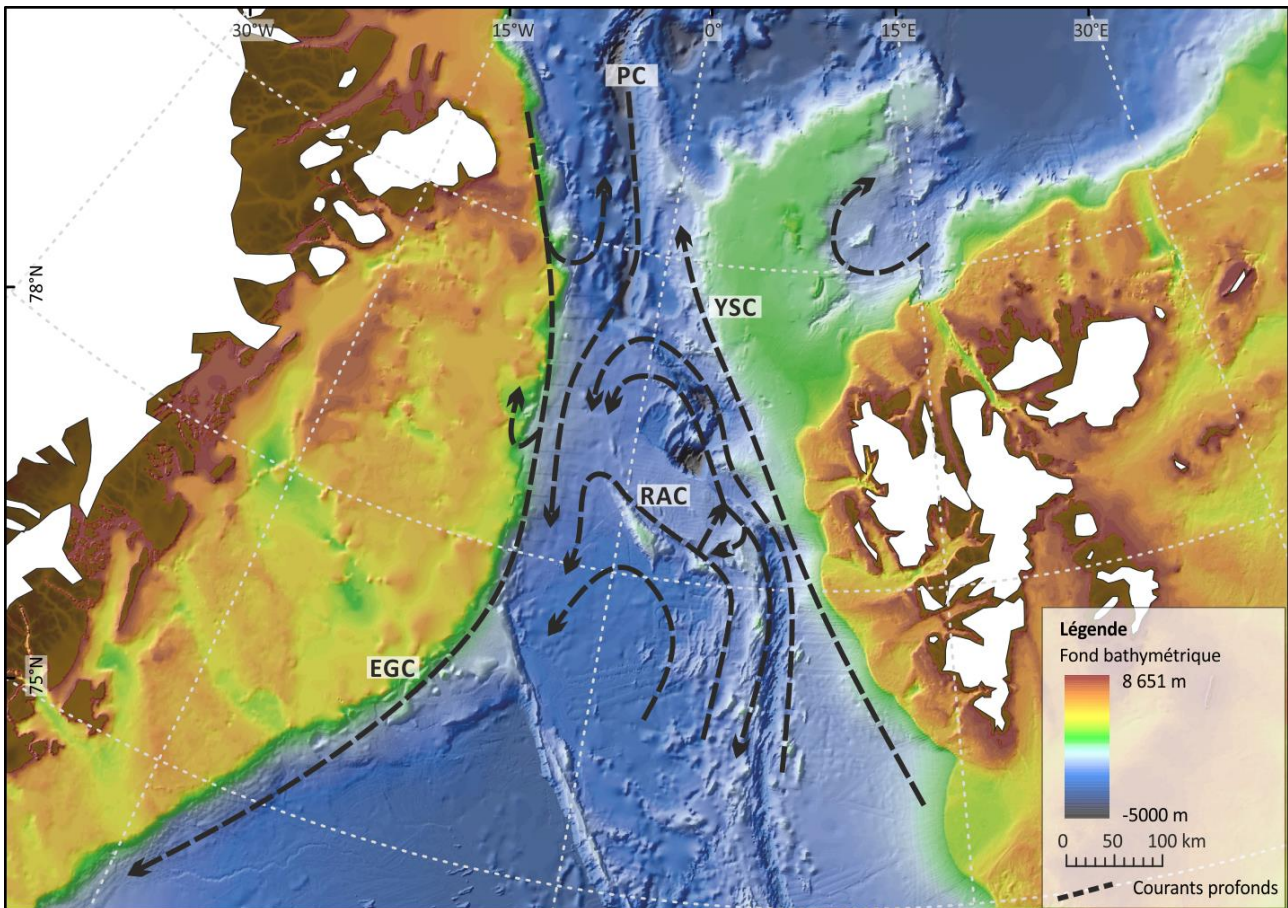


Figure 10 : Carte des courants profonds identifiés à l'actuel dans le détroit de Fram (d'après Schlichholz et Houssais, 1999). EGC : East Greenland Current. RAC : Return Atlantic Current. YSC : Yermak Slope Current. PC : Polar Current.

I.3. Contexte paléoclimatique

Le début de la construction de calottes polaires pour le Groenland et l'hémisphère nord durant le Cénozoïque fait débat dans la communauté scientifique. Elle remonterait au moins au Miocène supérieur, vers **14 Ma**, pour le Groenland (e.g. Larsen et al., 1994 ; Solgaard et al., 2013), mais des sédiments grossiers, n'ayant pu être apportés que par la glace jusque sur la ride de Lomonosov, au centre de l'océan Arctique, suggèrent un début de construction de la calotte groenlandaise dès l'Eocène, **45 Ma**, comme pour l'Antarctique (e.g. Moran et al., 2006 ; Wilson et al., 2013). La construction de ces calottes marque le début des décharges glaciaires dans les mers polaires (Figures 11 et 12).

Avant **3,5 Ma**, les données sédimentaires et sismiques du nord des mers nordiques, dans le détroit de Fram et sur le plateau de Yermak, suggèrent des conditions environnementales sous influence des eaux atlantiques, sans transport glaciaire, et avec une dominance de la sédimentation hémipélagique (Knies et al., 2007, 2009). Ces interprétations sont en accord avec les observations occasionnelles de kystes de dinoflagellés tempérés à tropicaux dans ces zones avant **3,5 Ma** (Smelror, 1999).

L'hémisphère nord a connu une mise en place des glaciations et des grandes calottes suivant trois grandes phases depuis 3,6 Ma : (1) entre 3,6 et 2,4 Ma, durant la glaciation de l'hémisphère nord, se produisent de brèves intensifications glaciaires. Elles induisent une croissance des glaciers de montagne qui descendent jusqu'à leur pied et atteignent la côte, voire le rebord de plateforme dans la zone de Barents. (2) Entre 2,4 et 1 Ma, les calottes s'étendent progressivement vers le sud de la mer de Barents et atteignent le nord de la mer de Kara. (3) Une dernière phase se produit, après 1 Ma, avec des glaciations à grande échelle produisant des avancées répétées des calottes jusque sur le rebord de la plateforme de Barents (Figure 12) (Knies et al., 2009).

Avant 2,7 Ma, le domaine arctique était presque libre de glace et les températures étaient significativement plus élevées qu'à l'actuel (Ravelo, 2010 ; Brigham-Grette et al., 2013 ; Gebhardt et al., 2014). C'est à partir de 2,7 Ma que les traces des glaciations à grande échelle commencent à s'enregistrer (Knies et al., 2007 ; Gebhardt et al., 2014), et à partir de 1,5 Ma que la glace a atteint le rebord de plateforme de l'ouest de Barents et de la marge du Svalbard (Figure 12) (e.g. Solheim et al., 1998 ; Butt et al., 2000 ; Sejrup et al., 2004).

De nombreux modèles (e.g. Butt et al., 2002) montrent que la plateforme de Barents a été subaérienne entre 2,3 et 1 Ma, période à partir de laquelle la majorité de la plateforme est ensuite devenue marine (Butt et al., 2002 ; Gebhardt et al., 2014). Ainsi, entre 2,3 et 1 Ma, la plateforme de Barents était une source majeure de sédiments pour la mer de Norvège et du Groenland, et était également une barrière pour les courants marins (Gebhardt et al., 2014). Ces-derniers se retrouvaient donc contraints dans le détroit de Fram, et probablement soumis à des vitesses de courant supérieures à l'actuel, donnant les *drifts* contouritiques et les grands champs de *sediment waves* identifiés sur le plateau de Yermak (Gebhardt et al., 2014).

Durant le Pléistocène, entre 1,2 Ma et 400 ka BP, s'enregistre une période de transition appelée la *Mid-Pleistocene Transition (MPT)* (Figure 13). Cette **MPT** marque l'évolution du climat vers une asymétrie entre les périodes interglaciaires chaudes de courte durée et les périodes glaciaires froides beaucoup plus longues. Cette asymétrie se traduit par une augmentation de la taille et de la superficie des calottes, qui peuvent descendre jusqu'aux latitudes moyennes dans l'hémisphère nord (Duplessy et al., 1988 ; Shackleton et al., 1990). La transition s'est produite après un changement dans la dominance des paramètres astronomiques. Avant la **MPT**, 780 ka BP, les cycles de 41 ka dominaient, sous l'influence orbitale de l'obliquité. Ensuite, l'intensité des glaciations a graduellement augmenté jusqu'à des cycles de 100 ka, avec une influence astronomique dominante de l'excentricité (Ruddiman & McIntyre, 1981 ; Shackleton et al., 1997 ; Laskar et al., 2004). McClymont & Rosell-Melé (2005) ont proposé une hypothèse selon laquelle l'augmentation de transport d'humidité vers les hautes latitudes après 1,2 Ma aurait fortement contribué au développement d'une calotte de glace plus étendue sur la mer de Barents-Kara.

Les glaciations se produisant dans les mers nordiques montrent une large extension latérale de la calotte du Svalbard et Barents (*Svalbard-Barents sea Ice Sheet, SBIS*) et une moindre extension latérale de la calotte du Groenland (*Greenland Ice Sheet, GIS*). Quoiqu'il en soit, les apports terrigènes réguliers, avec des grains transportés par la glace (*ice rafted detritus, IRD*) présents de façon quasi-constante dans les sédiments, suggèrent une grande influence de la cryosphère dans l'ensemble des mers nordiques (e.g. Helmke et al., 2002).

Au cours du dernier cycle climatique, la calotte Fennoscandie (*Fennoscandian Ice Sheet, FIS*) a recommencé à s'étendre il y a 70 ka BP. Elle s'est construite par le centre de la Norvège, et a progressivement avancé vers le nord et la mer de Barents entre 65 et 22 ka BP (Kleman & Glasser, 2007 ; Svendsen et al., 2004).

Le début de la glaciation du Weichsélien supérieur est enregistré vers 35 ka BP (Andersen 1975, Lauritzen, 1991, Olsen et al., 2001) et la FIS a atteint la rupture de pente au nord du plateau de Vøring vers 26 ka BP (Figure 13) (Baumann et al., 1995 ; Dahlgren & Vorren, 2003).

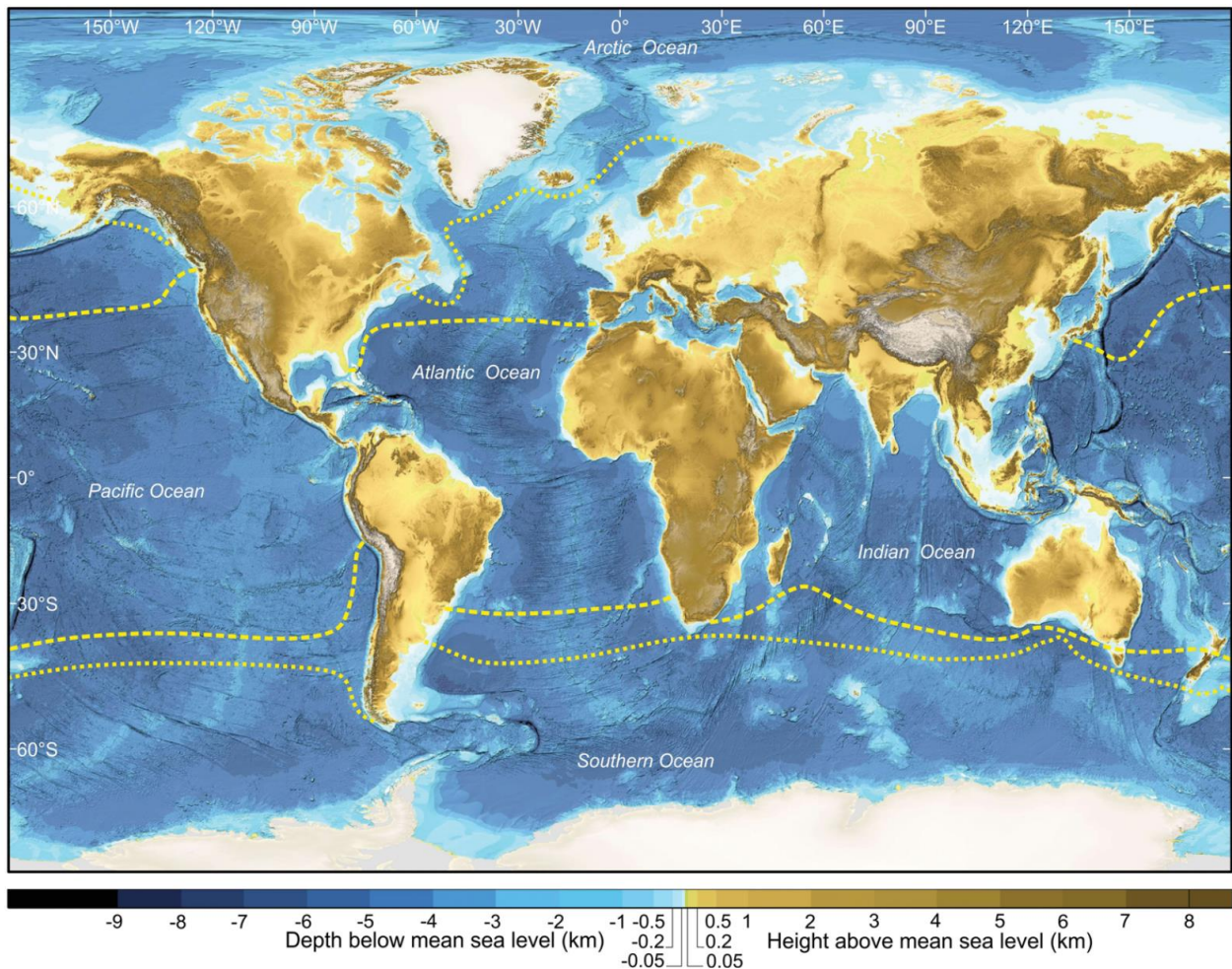


Figure 11 : Distribution des environnements glaciomarins ou influencés par les glaciers. Lignes jaunes en pointillés fins : limites approximatives modernes de l'ice-rafting et du raclement du fond marin par les icebergs. Lignes jaunes en pointillés larges : limite approximative des pléni-glaciaires quaternaires de l'ice-rafting et du raclement du fond marin par les icebergs (modifié par Dowdeswell et al., 2016, d'après Anderson et al., 1983).

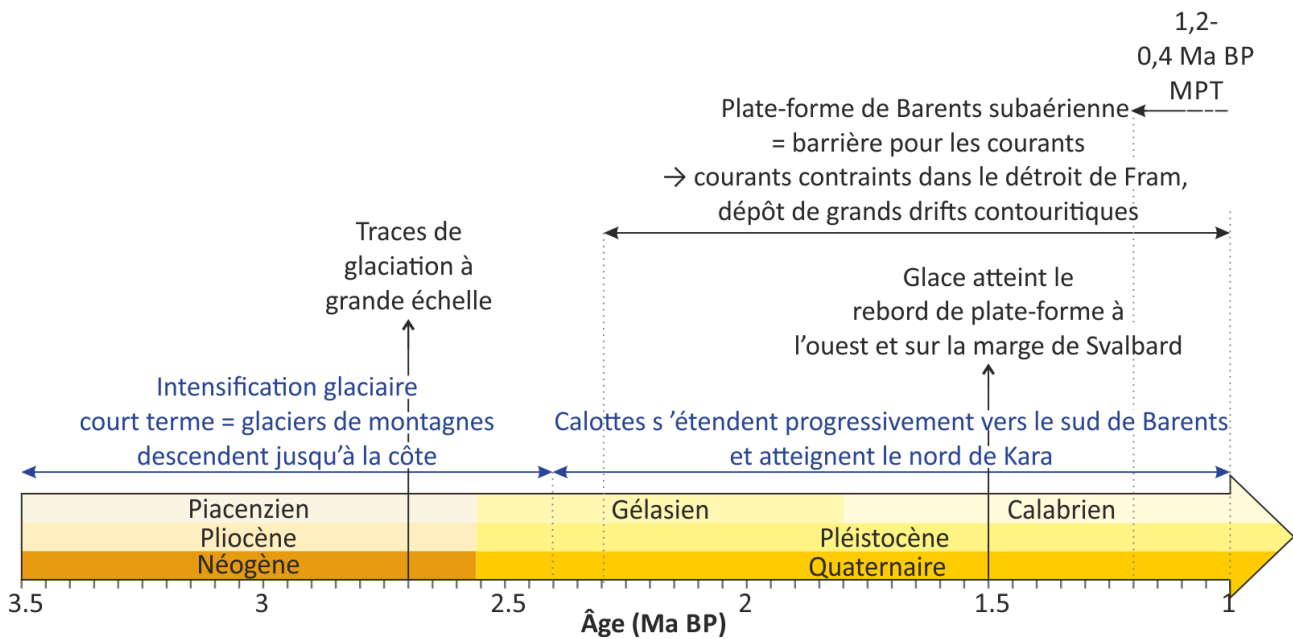


Figure 12 : Frise chronologique présentant les changements glaciaires majeurs entre 3,5 et 1 Ma BP. MPT : Mid-Pleistocene Transition (e.g. Solheim et al., 1998 ; Smelror, 1999 ; Butt et al., 2000 ; Sejrup et al., 2004).

Entre 35 et 26 ka BP, dans la partie sud de la marge norvégienne, proche de la marge irlandaise et écossaise, les changements de température de surface de la mer (*sea surface temperature*, SST) suivent un schéma opposé à ce qui est globalement décrit. Les données de foraminifère planctonique *Neogloboquadrina pachyderma* (Nps) semblent indiquer des SST froides durant les stadias et plus chaudes durant les interstadias (e.g. Becker et al., 2018). Or ces microorganismes vivent à différentes profondeurs dans la colonne d'eau, parfois sous la zone photique, et descendent sous les couches d'eau de fonte lorsque commence la fonte des glaces (e.g. Simstich et al., 2012). Wary et al. (2015) ont étudié des kystes de dinoflagellés, microorganismes vivants proche de la surface, afin d'étudier plus précisément les variations de températures de la surface de la mer. Par l'intermédiaire de fonctions de transfert sur la base des assemblages de dinokystes identifiés, ils ont pu reconstituer les SST durant les stadias et les interstadias. Leurs résultats indiquent que durant les stadias, les SST sont plus élevées que durant les interstadias. Cela s'explique par la fonte des calottes qui apportent de l'eau plus douce et plus froide en surface durant les interstadias, ce qui permet la formation et l'extension d'un couvert de glace de mer au cours de ces périodes chaudes.

La FIS a produit des débâcles d'icebergs dès 25 ka BP, en réponse à la variabilité climatique régionale liée à l'insolation, d'échelle centennale à millénaire (Bond et al., 2001 ; Rørvik et al., 2010), soit 1 000 ans avant que le détroit de l'Hudson ne libère les premières décharges d'IRD dans l'Atlantique Nord (Peck et al., 2006). Durant le dernier maximum glaciaire (*Last Glacial Maximum*, LGM), entre 23 et 19 ka BP (sensu EPILOG, Mix et al., 2001), le niveau marin est relativement stable (-120 m par rapport au niveau marin actuel),

et ne présente une légère augmentation que vers la fin du **LGM** (Peltier & Fairbanks, 2006). Le volume de glace global maximal est atteint à **21 ka BP** (Mix et al., 2001). D'après Nygård et al. (2007), le début de la déglaciation dans le chenal de Norvège s'est initié à **19 ka BP**, avec le retrait du *Norwegian Channel Ice Stream* (**NCIS**) du rebord de plateforme (Figure 13).

C'est à partir de **17,5 ka BP** que commence le retrait de la **FIS** du rebord de plateforme sur la marge ouest de la mer de Barents et sur la marge norvégienne, et vers **20,5 ka BP** sur la plateforme externe à l'ouest du Svalbard (Jessen et al., 2010). Son recul s'est alors produit rapidement, mais avec plusieurs ré-avancées de la **FIS**, notamment durant la période pré-Bølling, **16.6-17.1 ka BP** (Jessen et al., 2010), l'*Older Dryas* (**OD**), **13,8-13,6 ka BP**, le *Younger Dryas* (**YD**), **13-11,5 ka BP**, et les événements pré-boréaux, entre **11,4 et 10,5 ka BP** (Dahlgren & Vorren, 2003). Par ailleurs, les assemblages de coccolithophores entre **18 et 11,5 ka BP** suggèrent des conditions de surface fortement influencées par des eaux de fonte (Andruleit & Baumann, 1998) (Figure 13).

Certains éléments démontrent que la dernière déglaciation, au moment de la Terminaison I, se serait faite très rapidement à l'ouest de la mer de Barents, sur une période d'environ 2 000 ans, avec un taux de recul de 60 m/an et pouvant aller jusqu'à 275 m/an pour le paléo-*ice stream* de Bjornoyrenna (Landvik et al., 1998 ; Vorren & Plassen, 2002 ; Landvik et al., 2005 ; Winsborrow et al., 2012 ; Landvik et al., 2014).

Entre **13 et 10 ka BP**, sur la marge norvégienne, les eaux de surface concentrent les icebergs et des entrées d'eau atlantique réchauffent les **SST**. Entre **11,5 ka BP et 8 ka BP**, les coccolithophores prolifèrent à nouveau, avec notamment l'espèce *Gephyrocapsa muelleriae*, espèce préférant des eaux de surface assez chaudes, entre 4 et 8°C. Cela implique des conditions de surface similaires à celles qui se retrouvent aujourd'hui dans l'Atlantique nord. Les conditions d'insolation plus fortes qu'aujourd'hui, associées à ces assemblages planctoniques, suggèrent des étés plus chauds qu'à l'actuel (Andruleit & Baumann, 1998). Entre **10 et 9,6 ka BP**, les taux de sédimentation sont élevés vers la marge de Barents, de l'ordre de 200 cm/ka, en raison de la fonte des calottes continentales. Entre **9,6 et 7,8 ka BP**, les **SST** diminuent à nouveau en raison d'un coup de froid. Mais le niveau marin eustatique continue d'augmenter, ce qui induit une réduction du vannage sur le fond (Vorren et al., 1984). A partir de **6 ka BP**, les assemblages de coccolithophores restent stables et similaires à ceux qui se retrouvent actuellement dans les mers nordiques. Cela signifie que les conditions océanographiques de surface modernes sont établies depuis lors (Andruleit & Baumann, 1998). Durant l'Holocène supérieur, les taux de sédimentation chutent à 30 cm/ka dans les *troughs*. Le taux de sédimentation moyen de l'Holocène inférieur au large de la Norvège est compris entre 1 et 3 cm/ka (cf. parties suivantes pour plus de détails sur ces taux de sédimentation très faibles) (Vorren et al., 1984) (Figure 13).

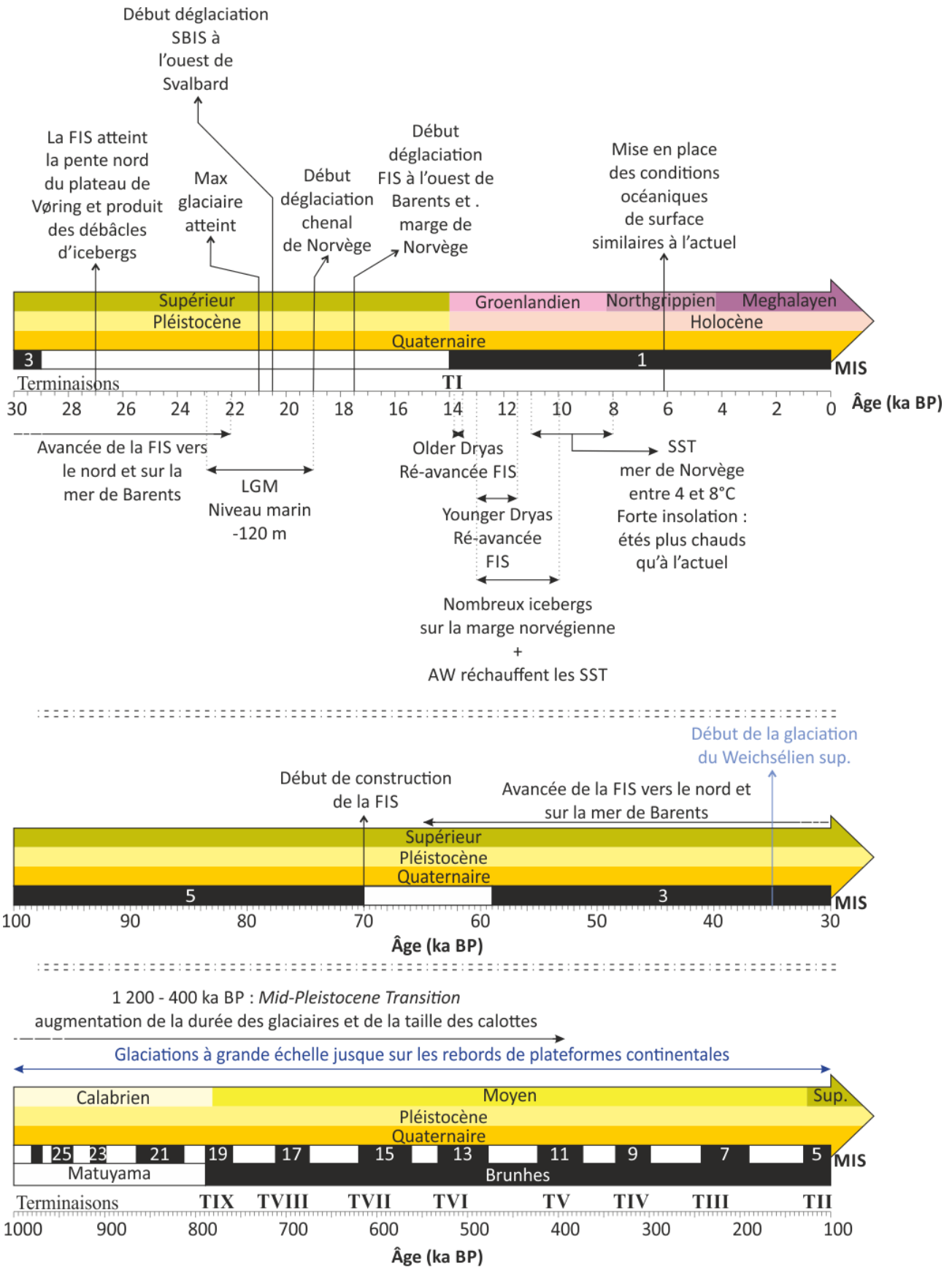


Figure 13 : Frise chronologique simplifiée présentant les évolutions majeures entre 1 000 ka BP et l'actuel. FIS : Fennoscandian Ice Sheet. SBIS : Svalbard Barents Sea Ice Sheet. LGM : Last Glacial Maximum. AW : Atlantic Waters. SST: Sea Surface Temperature. MIS : Marine isotopic Stages. Sup. : Supérieur (e.g. Andruleit & Baumann, 1998 ; Bond et al., 2001 ; Peltier & Fairbanks, 2006 ; Rørvik et al., 2010 ; Winsborrow et al., 2012).

I.4. Environnements glaciomarins et processus sédimentaires

I.4.1. Caractéristiques climatiques et chimiques des environnements glaciomarins

De nombreuses spécificités caractérisent les milieux sédimentaires glaciomarins. Sans être exhaustive, cette section liste un ensemble de processus propres à ces environnements, susceptibles d'avoir affecté la sédimentation des mers nordiques.

Les mers polaires présentent des taux de sédimentation généralement faibles, des microfossiles épars car inégalement produits ou préservés, et des conditions climatiques très fortement variables au cours du temps. Les taux de sédimentation très faibles des mers nordiques, notamment durant les périodes interglaciaires, s'expliquent par la configuration des systèmes fluviaux sur les continents environnants : aucune grande rivière ou aucun grand fleuve ne vient se jeter dans la mer de Norvège, de Barents ou du Groenland. Le centre des mers nordiques est par conséquent principalement nourrit par les courants marins et les transports glaciaires. Lorsque les calottes arrivent jusque sur le rebord de plateforme, durant les grands glaciations, la source de sédiment est beaucoup plus proche et les *ice streams* et *ice-shelves* qui se forment deviennent des sources majeures de matériel sédimentaire.

Dans l'Atlantique nord, les conditions climatiques sont une composante clé de l'**AMOC**, étant en effet très réactives aux changements climatiques globaux, et peuvent même, à l'inverse, diriger ces changements (e.g. Müller & Stein, 2014 ; Chauhan et al., 2014 ; Thibodeau et al., 2017 ; Becker et al., 2018). L'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires à l'échelle orbitale implique des changements environnementaux majeurs dans ces mers, passant respectivement de climats polaires froids à des climats polaires doux. En effet, des changements drastiques, en phase ou parfois décalés, impactent les divers éléments de ce système océanographique complexe : e.g. l'épaisseur et l'extension latérale des calottes avoisinantes, le niveau marin, le couvert de glace de mer (son extension et sa durée), la structure de la colonne d'eau et sa dynamique (incluant les chemins des courants, aussi bien de surface, intermédiaires et profonds), et aussi l'épaisseur de la zone photique (e.g., Broecker et al., 1990; Samtleben et al., 1995; Andrews, 2000; Blindheim et al., 2000; Rahmstorf, 1999, 2002, 2013; Sejrup et al., 2011).

Ces mers subpolaires sont également fortement affectées par la dissolution des carbonates, en raison de la lysocline ou de la zone de compensation des carbonates (*Carbonate Compensation Depth, CCD*) pouvant se trouver proche de la surface, en fonction des conditions environnementales et climatiques régionales (e.g., Huber et al., 2000 et références associées ; Henrich et al., 2002). Les carottes de sédiments de ces mers présentent généralement de très faibles abondances de microfossiles calcaires (Bylinskaya et al., 2016 ; Chauhan et al., 2016 ; cette étude). Cela peut aller jusqu'à une absence totale de ces microfossiles. Cette absence peut s'expliquer par des conditions environnementales spécifiques, telles que la présence de

couvert de glace de mer pérenne, de courants de surface froids et peu salés (e.g. Huber et al., 2000), ou également par une forte dissolution sur le fond ou dans la colonne d'eau. L'influence de conditions de surface de la mer variables, en plus d'advections saisonnièrement dominées par les eaux douces, la fonte des glaciers, et/ou la formation de glace de mer et de saumures, peut également modifier le rapport de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et, en conséquence, celui des foraminifères, rendant difficile l'utilisation des isotopes de l'oxygène dans les mers nordiques (e.g., Hillaire-Marcel & de Vernal, 2008 ; Rohling, 2013). Ces deux processus combinés ne facilitent pas la construction de stratigraphies robustes basées sur des corrélations pic à pic avec les courbes de $\delta^{18}\text{O}$ de référence, telles que la courbe **LR04** ou les données **North GRIP**. En effet, les données isotopiques benthiques sont souvent éparées, et les données isotopiques de surface fortement influencées par les apports d'eau de fonte enrichie en ^{16}O , allégeant par la même le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. De plus, les faibles de taux de sédimentation de ces mers (entre 2 et 3 cm/ka en moyenne) impliquent un enregistrement temporel long, dépassant les limites des datations radiocarbone. Cette complexité rend nécessaire l'utilisation de plusieurs proxies afin de réaliser des stratigraphies robustes.

I.4.2. Caractéristiques glaciologiques des environnements glaciomarins

Dans la mer de Norvège et sur la marge norvégienne, il existe un lien entre la profondeur d'eau et la texture du sédiment (Holte Dahl & Bjerkli, 1975, 1982). Ainsi, dans les eaux peu profondes (<200 m de profondeur d'eau), les sédiments sont riches en éléments grossiers, allant de la taille du galet à celle du sable (Holte Dahl & Bjerkli, 1975, 1982). Dans le cas de la marge norvégienne, cette limite se situe entre 600 et 1 000 m de profondeur d'eau (Holte Dahl & Bjerkli, 1975, 1982 ; Vorren & Vassmyr, 1991 ; Dahlgren & Vorren, 2003).

Les processus sédimentaires se produisant dans les mers nordiques sont fortement contraints par les conditions climatiques. Les périodes glaciaires voient la formation de grandes calottes de glace et de grands *ice-shelves* sur les plateformes continentales. En 1912, Sir Douglas Mawson a décrit les *ice-shelves* comme suit : « *a sheet of very thick ice, with a level or gently undulating surface, which is attached to the land along one side but most of which is afloat and bounded on the seaward side by a steep cliff* » (Bates et Jackson, 1980, p. 309). Ainsi, dans la plupart des cas, en amont de l'*ice-shelf*, dans la partie terminale du glacier ou de la calotte ancrée sur le continent, il y a une accumulation de neige et de glace s'écoulant vers l'aval. Dès lors que cette accumulation dépasse la ligne d'ancrage (« *grounding line* ») du glacier ou de la calotte, elle se met à flotter, formant un *ice-shelf* (Hollin, 1962). Si l'*ice-shelf* ne se trouve pas dans une zone confinée, il va rapidement s'étaler sous son propre poids (Weertman, 1957 ; Thomas, 1973a, b).

Si la glace composant l'*ice-shelf* est tempérée, de l'eau va rapidement remplir les crevasses de la surface et pouvoir rejoindre celles de la base (Weertman, 1973), ce qui va permettre des débâcles rapides

d'icebergs et donc la désintégration de l'*ice-shelf* (Figure 14) (Rasmussen & Meier, 1982 ; Branecky Begeman & Doake, 2019). En revanche, si la glace composant l'*ice-shelf* est froide, que l'*ice-shelf* est pris dans une échancrure ou qu'il atteint un haut-fond lui donnant un point d'ancrage, il sera plus stable (Alley et al., 1989). L'épaisseur moyenne actuelle d'un *ice-shelf* antarctique est de 475 m (Drewry et al., 1982).

Les sédiments vont s'accumuler de plusieurs façons différentes au droit d'un *ice-shelf*. Certaines sources sont faibles, comme la production biologique sous un *ice-shelf*, dont les quantités sont négligeables en termes de taux de sédimentation (Clough & Hansen, 1979). Il y a les sédiments déposés sur la surface de l'*ice-shelf* par les processus éoliens, mais ils présentent également une part négligeable du matériel transporté puis déposés par un *ice-shelf*. Les débris dominent les dépôts proviennent de la zone de raclement de la calotte ou du glacier. Il y a les débris supraglaciaires, qui restent sur le sommet du glacier et sont transportés en mer par le dessus (par exemple, débris rocheux liés à des éboulements). Les débris subglaciaires se retrouvent sous le glacier, ils sont arrachés au socle rocheux par le glacier lors de son avancée vers la mer. Les débris intraglaciaires sont enchâssés dans la glace, soit vers la base, soit plus haut dans la colonne de glace (Alley et al., 1989) (Figure 14).

Les *ice-shelves* se retrouvent le plus généralement dans les zones d'écoulement rapide de la glace, appelées des *ice streams* (Bentley, 1987). Ces *ice streams* permettent aux calottes de perdre rapidement de grands volumes de glace (Bennet, 2003 ; Alley et al., 2004). Les données actuelles et les modèles portant sur le fonctionnement des *ice-shelves* et des *ice streams* de l'Antarctique et du Groenland montrent que les ruptures, l'amincissement, ou la vitesse d'écoulement de la glace seraient dus à une augmentation de la température des masses d'eau de mers adjacentes (Raymond, 2002 ; Payne et al., 2004 ; Bindschadler, 2006 ; Rignot et al., 2008 ; Alvarez-Solas et al., 2010). Ces informations peuvent ainsi être utilisées comme analogues pour comprendre le fonctionnement et la dynamique des calottes des mers nordiques dans le passé.

La sédimentation sous un *ice-shelf* ou un *ice stream* va essentiellement se faire dans la zone de fonte basale sous la forme d'un **diamicton**. Ce diamicton, composé de toutes les roches et débris transportés par la glace, va ensuite parfois être remanié sous forme de **slumps, debris flow** ou par vannage par les courants marins (e.g. Drewry & Cooper, 1981 ; Orheim and Elverhøi, 1981 ; Powell, 1984). Entre les *ice streams*, les calottes ont un mouvement très lent à stagnant (Dowdeswell et Elverhøi, 2002). Les *ice streams* se déplacent sur des **tills** déformés formant une sorte de ceinture d'écoulement, appelée un tapis roulant (« *conveyor belt* ») par Alley et al. (1989). L'écoulement peut se maintenir par la fonte de la base de l'*ice stream* sous l'effet de la chaleur produite par la friction avec le fond (Alley et al., 2004). Ces *ice streams* vont induire des dépôts glaciaires particuliers, avec notamment des **tills** glaciaires, des **moraines sous-marines**, mais aussi des **Trough Mouth Fan (TMF)**, grands éventails sous-marins de dépôts, situés en aval des *ice stream*, issus du drainage des calottes. L'abondance de débris à la base des *ice streams* dépend de l'équilibre des structures

de déformations, de la force verticale nette (compression ou extension), du gel ou de la fonte à la base, et de la dispersion des clastes dans la glace (Alley et al., 1989).

Sur les plateformes et hauts de pente des marges continentales glaciaires, des *landforms* – structures de déformation des sédiments du fond de la mer – marquent le passage et l'existence de glace (Figure 15). Par exemple, des linéations plus ou moins profondes se retrouvent sur les marges de Barents, du Svalbard et du Groenland (e.g. Ottesen et al., 2007, 2008 ; Sarkar et al., 2011). Ces linéations peuvent se retrouver dans des cuvettes formées par les paléo-*ice streams*, elles sont alors parallèles entre elles et suivent la direction d'écoulement de l'*ice stream* qui les a produites (Figure 15) (e.g. Ottesen et al., 2007 ; Sarkar et al., 2011 ; Jakobsson et al., 2016). Des linéations sinueuses et irrégulières peuvent également se retrouver un peu partout sur les plateformes, sans zone d'écoulement préférentiel. Ces linéations sont interprétées comme formées par le passage de grands icebergs raclant le fond marin et sont appelées des *icebergs ploughmarks* (e.g. Ottesen et al., 2008, 2016, 2020 ; Sarkar et al., 2011) (Figure 15). Lorsque ces *ploughmarks* sont nombreuses et rigoureusement parallèles entre elles, elles marquent le passage de grands icebergs tabulaires et donc la direction du déplacement de l'iceberg en question (Figures 16 et 17). Sur les plateformes externes se retrouvent également des rides perpendiculaires au sens d'écoulement de ces linéations. Elles sont interprétées comme des **moraines de retrait** des calottes (e.g. Solheim et al., 1990 ; Landvik et al., 2005 ; Ottesen et al., 2007 ; Sarkar et al., 2011).

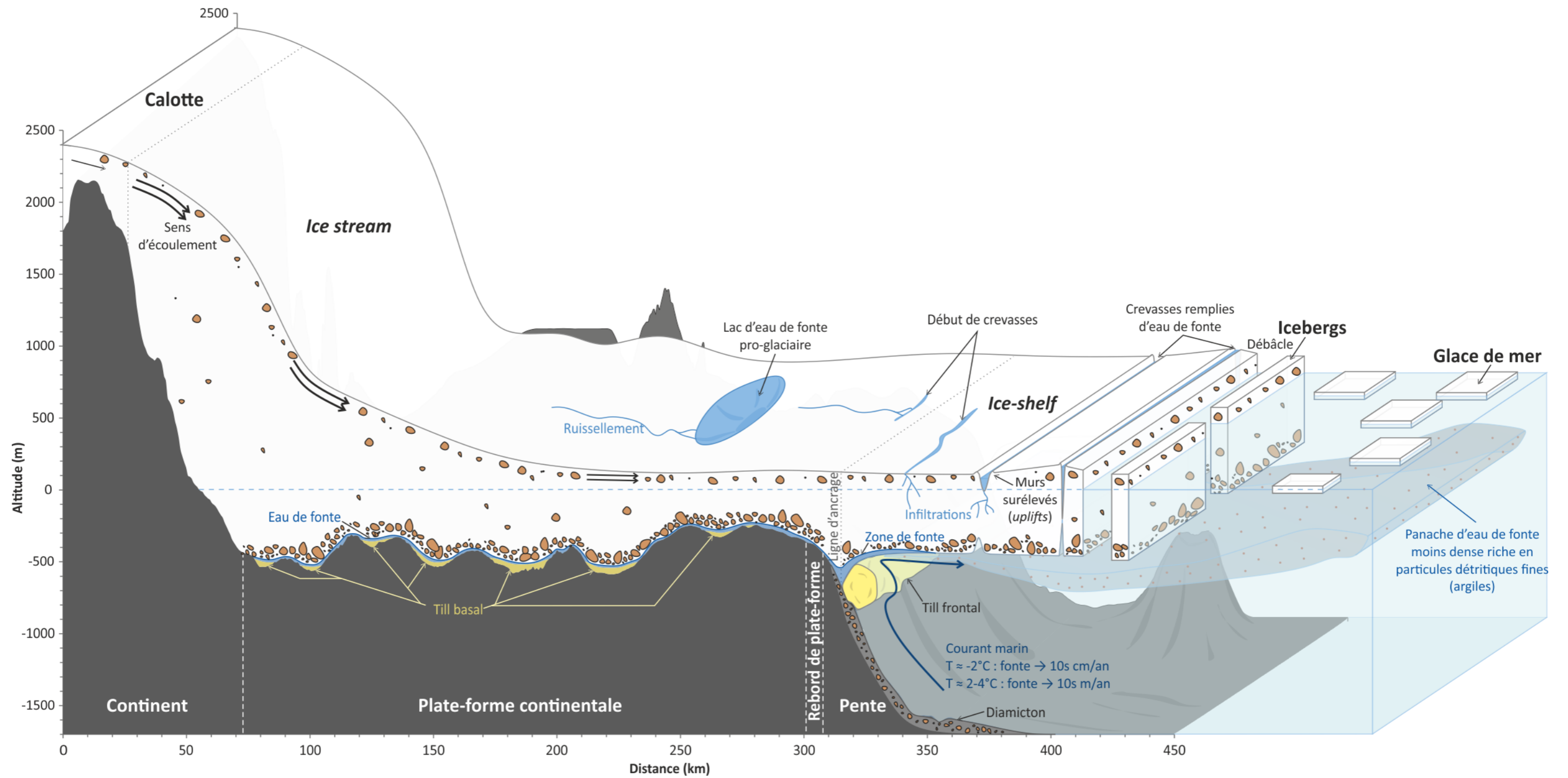
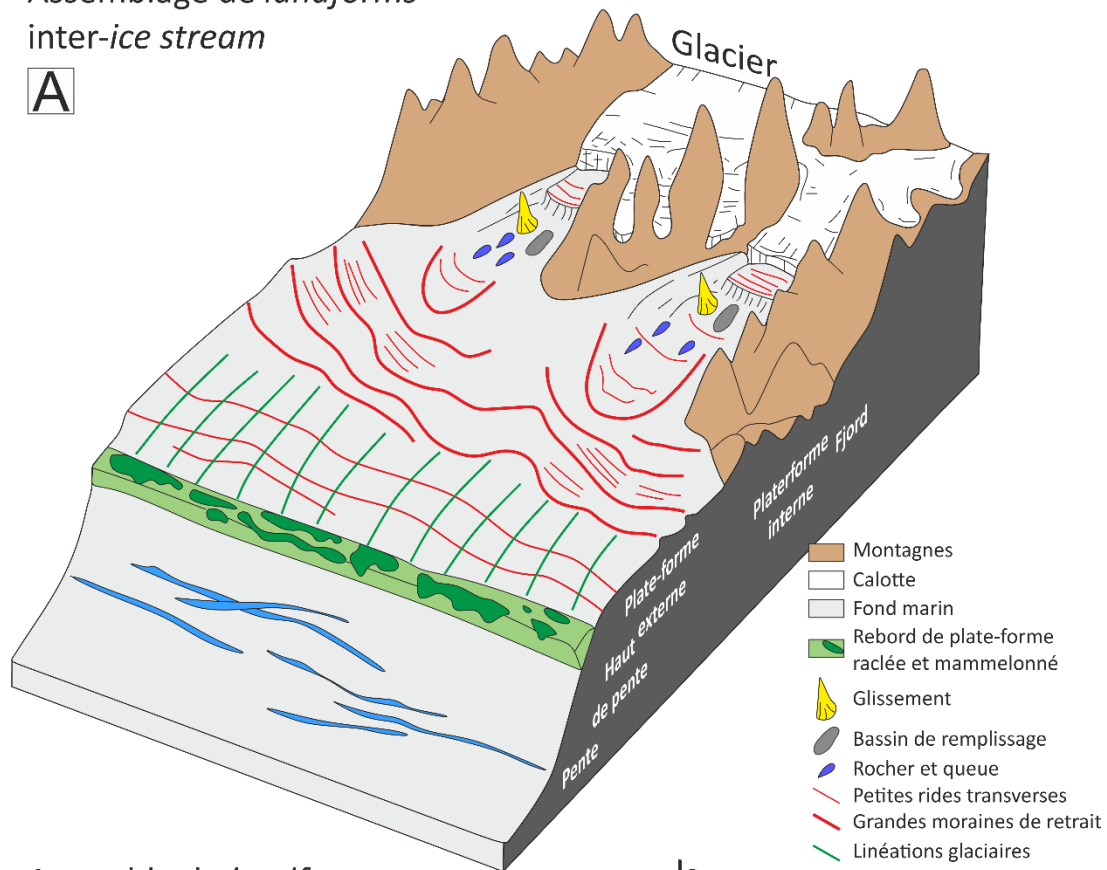


Figure 14 : Représentation schématique d'un système glaciaire calotte/ice stream/ice-shelf (synthétisé d'après e.g. Weertman, 1973 ; Clough & Hansen, 1979 ; Drewry & Cooper, 1981 ; Orheim & Elverhøi, 1981 ; Rasmussen & Meier, 1982 ; Drewry et al., 1982 ; Powell, 1984 ; Alley et al., 1989 ; Hochmuth & Gohl, 2019 ; Walker & Gardner, 2019).

Assemblage de landforms
inter-ice stream

A



Assemble de landforms
glaciaire d'un ice stream

B

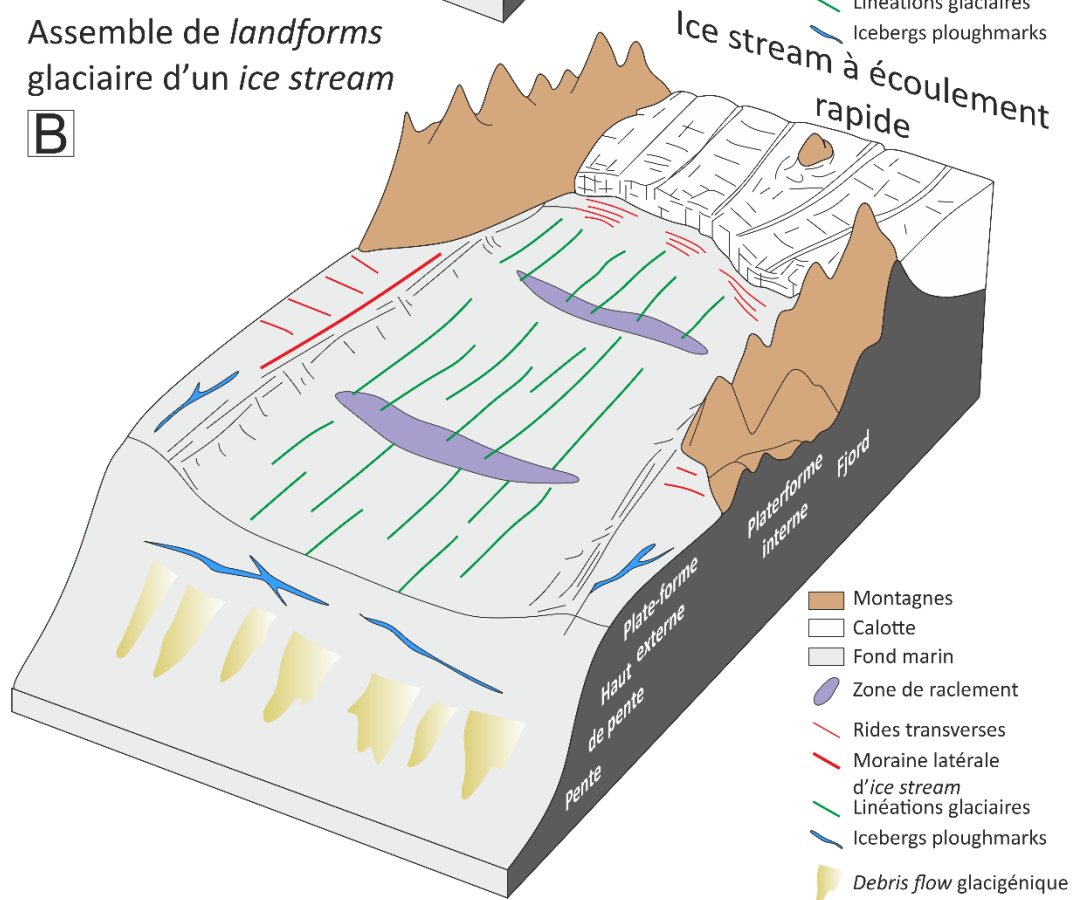


Figure 15 : Modèle schématique des landforms glaciaires sous-marines sur la marge continentale de Svalbard. (A) Assemblage de landforms à l'intérieur d'un ice stream. (B) Assemblage de landforms glaciaire dans un ice stream, où une glace à écoulement rapide est nourrie par un grand bassin de drainage intérieur. Modifié de Ingólfsson & Landvik (2013) et Ottesen & Dowdeswell (2009).

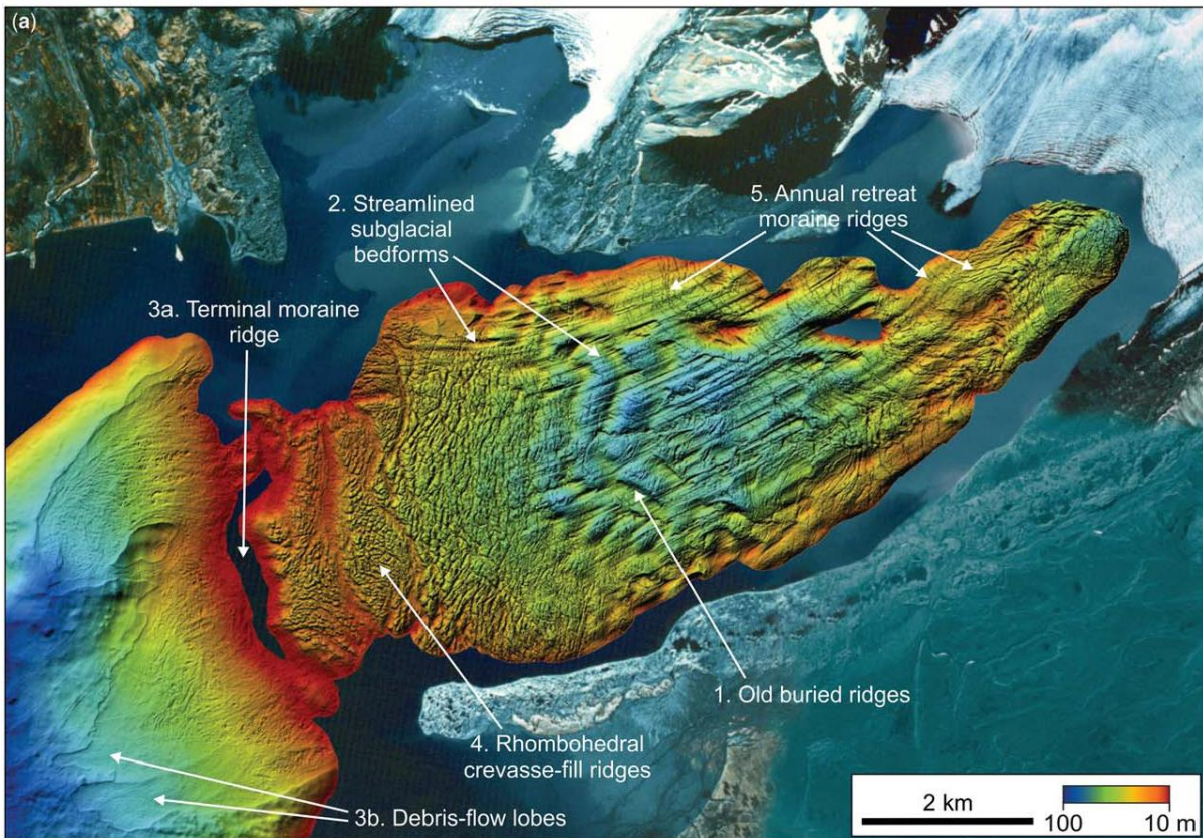


Figure 16 : Image bathymétrique multifaisceau du fond de la mer à l'ouest du Svalbard, adjacent à deux glaciers marins. Cinq types de landforms glaciaires sont superposées, illustrant un assemblage bien préservé de landforms sous-marines (image issue de Dowdeswell et al., 2016, modifiée de Ottesen & Dowdeswell, 2006).

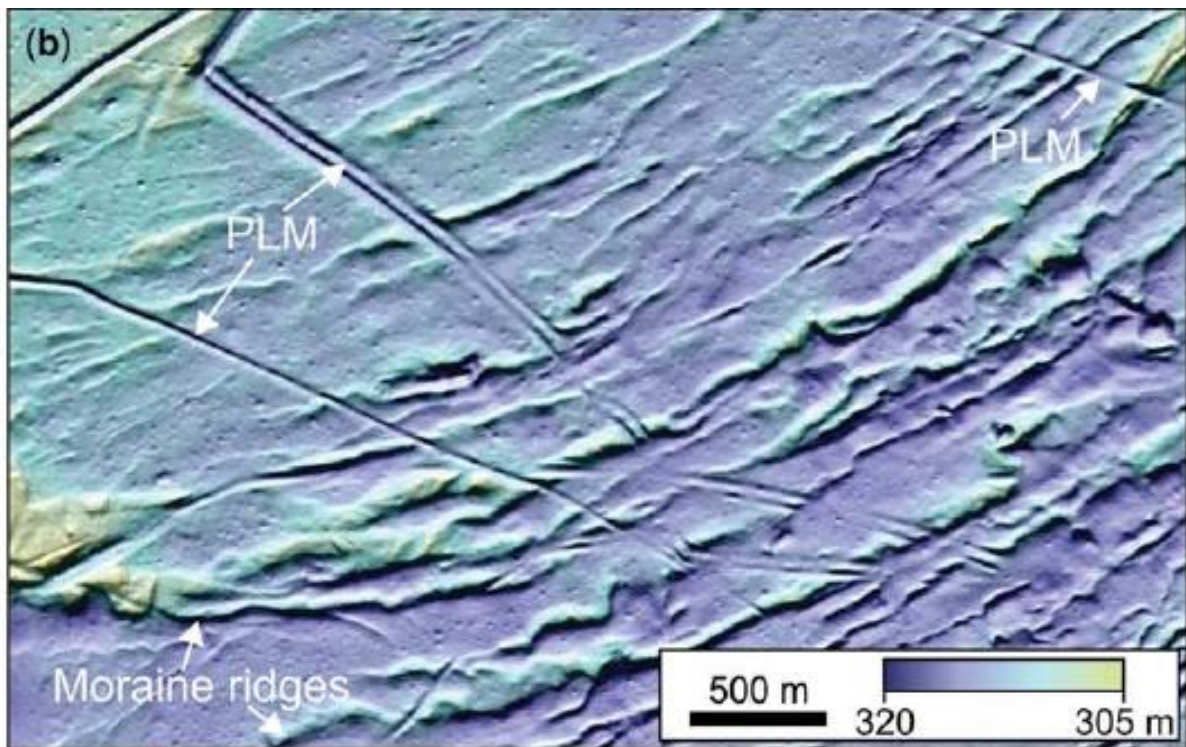


Figure 17 : illustration de landforms glaciaires sur la plateforme continentale du Svalbard. PLM : Ploughmarks. (Dowdeswell et al., 2016).

I.4.3. Caractéristiques sédimentaires des environnements glaciomarins

La sédimentation glaciaire correspond à tous les processus et dépôts qui vont se produire au large des marges glaciaires durant les périodes glaciaires et les périodes de déglaciation, lorsque les calottes continentales s'étendent sur la plateforme continentale, voire jusqu'au rebord de pente.

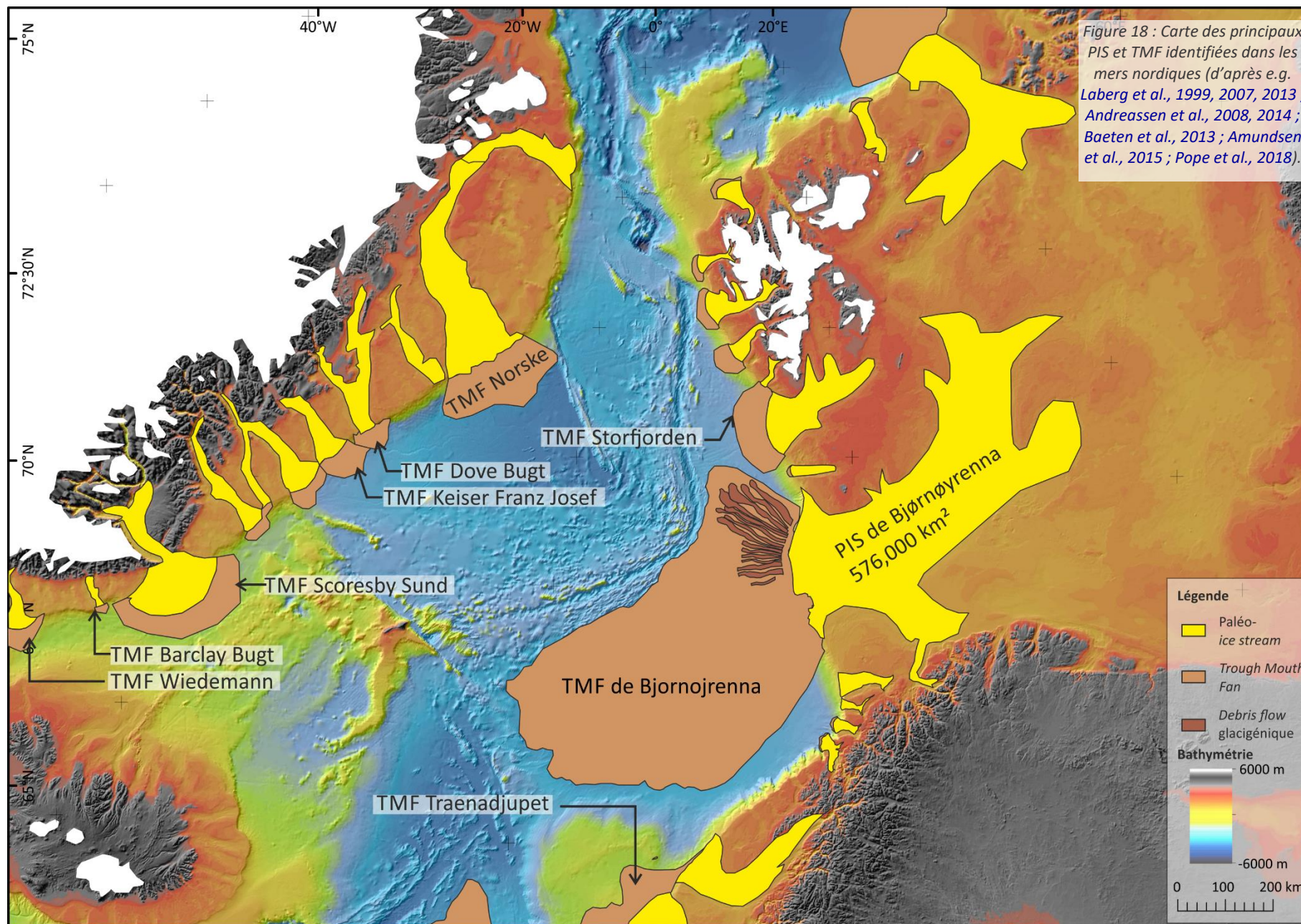
I.4.3.1. *Trough Mouth Fan*

Les plateformes continentales du Groenland, de la Norvège, de Barents et du Svalbard présentent de grandes structures en creux, marquées par des linéations et des moraines frontales, terminales, latérales (cf. *parti I.4*) appelées des *palaeoice streams* (**PIS**) (Figure 18).

Ces *palaeoice streams* sont les marques creusées dans les sédiments de plateforme par les *ice streams* s'étant écoulés sur les plateformes continentales durant les périodes glaciaires. Au débouché de ces *palaeoice streams* se trouvent des éventails de dépôts sédimentaires composés de matériel grossier et mal trié, appelés des *Trough Mouth Fan* (**TMF**). Ces **TMF** ont une structure alternant les dépôts d'argiles et des dépôts grossiers massifs, composés d'un ensemble de grains de tailles variées, pouvant faire plusieurs centimètres de diamètre, sans structure interne identifiable en sismique (e.g. [Vorren & Laberg, 1997](#) ; [Taylor et al., 2002](#)).

Les **TMF** sont des sites majeurs d'accumulation de sédiment terrigène originaires des *ice streams* issus des calottes anciennes sur les marges continentales des hautes latitudes. Comprendre la sédimentation se produisant dans les **TMF** permet notamment de reconstruire la dynamique passée des calottes et de déchiffrer le fonctionnement des paléoenvironnements et des paléoclimats durant des périodes clés, comme les maxima glaciaires et les périodes de transition vers les périodes plus chaudes (déglaciations) ([Lucchi et al., 2013](#)).

Les **TMF** sont des équivalents en taille, volume et masse de sédiment des éventails sous-marins profonds formés au débouché des grandes rivières et fleuves des moyennes et basses latitudes. Mais bien que de nombreuses études aient pu être menées au cours des décennies sur les multiples systèmes d'éventails profonds, permettant d'obtenir un mode de fonctionnement détaillé de ces systèmes, de nombreuses choses restent à découvrir sur le fonctionnement et les processus associés à la formation et l'accumulation de ces **TMF**. De nombreuses études sont menées depuis trois décennies et de nouveaux éléments de compréhension de ces systèmes continuent d'être apportés (e.g. [Alley et al., 1989](#) ; [Vorren et al., 1989, 1998](#) ; [Laberg et al., 2005](#) ; [Dowdeswell et al., 2008](#) ; [Lucchi et al., 2013](#) ; [Pope et al., 2016](#)).



La marge ouest-norvégienne, la mer de Barents, les bassins du Lofoten et de Norvège montrent une dominance des *paleo-ice streams* (PIS) et des TMF par rapport aux autres structures sédimentaires identifiables sur le fond et sur les données sismiques. Au cours de la dernière période glaciaire, la vitesse d'écoulement vers la mer des PIS avoisinait 750 m/an d'après Ottesen et al. (2005b), comparable à la vitesse d'écoulement trouvée pour les *ice streams* actuels de l'Antarctique (Tulaczyk, 2006).

I.4.3.2. Diamictons

Les dépôts massifs glaciaires mal triés sont des diamictons. Ces diamictons se composent d'un mélange d'argiles, de silts, de sables, de graviers et de blocs de roches apportés jusqu'au rebord de plateforme par la glace lors de son écoulement depuis le continent, sans tri préalable des grains (Figure 19) (e.g. Karrow, 1984 ; Vorren et al., 1984 ; Pickering et al., 1986 ; Henrich et al., 1989 ; Andersen et al., 1996 ; Domack et al., 1998 ; Dowdeswell et al., 2000 ; Andrews & Cartee-Schoolfield, 2003 ; Dahlgren & Vorren, 2003 ; Andrews et al., 2017 ; Laberg et al., 2018).

Les diamictons sont ainsi interprétés comme des sédiments marins glaciaires issus du dépôt d'icebergs présents en très grand nombre ou de remaniement de sédiment par la base des icebergs raclant le fond marin (Laberg et al., 2018). Ils sont généralement dus à des désintégrations des masses glaciaires continentales fortement avancées sur les plateformes externes. Mais lorsque des lits discrets d'accumulations de débris ice-raftés sont retrouvés dans les sédiments profonds, ils sont interprétés non plus comme des diamictons, mais comme des dépôts indépendants, des *debris flow* (Andrews & Cartee-Schoolfield, 2003).

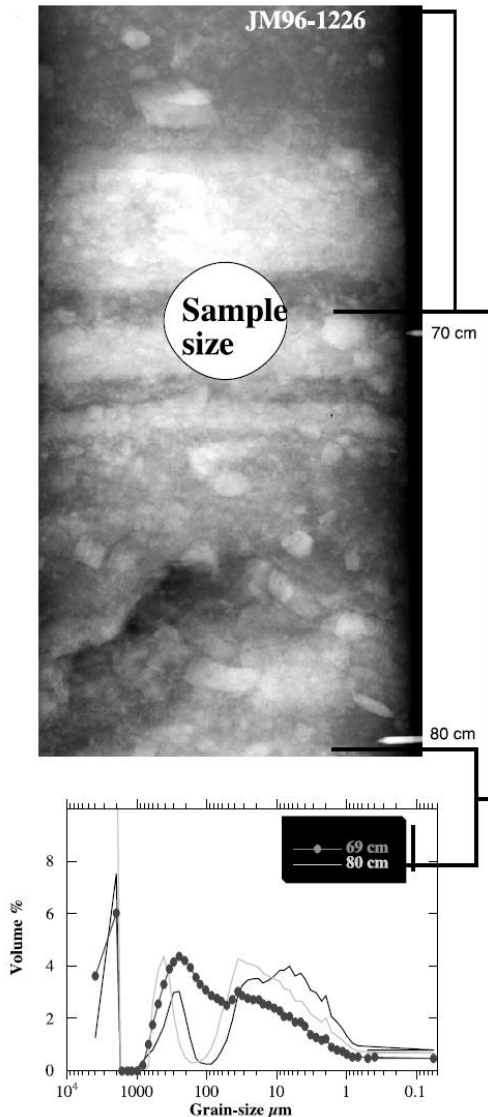


Figure 19 : Radiographie rX de la carotte JM96-1226 sur un niveau interprété comme un diamicton, et sa donnée granulométrique (Andrews & Cartee-Schoolfield, 2003).

I.4.3.3. Sédimentation hémipélagique/sédimentation boréale

Durant les périodes glaciaires et interglaciaires, les carottes sédimentaires enregistrent des périodes de décantation du matériel détritique et biogénique présent dans la colonne d'eau. La majorité de ces dépôts comprend des argiles de décantation associées à des grains détritiques grossiers, de taille, nature et émousé variés. Ces grains grossiers noyés dans une matrice argileuse sont interprétés comme des **IRD** transportés par les icebergs et par la glace de mer. Ces **IRD** sont présents en plus ou moins grande quantité dans la matrice argileuse. Souvent, des traces de bioturbation sont présentes, sans être forcément abondantes. Des microfossiles peuvent aussi être présents dans ces argiles de décantation, rarement en très grande quantité, leur abondance témoigne de conditions environnementales et climatiques favorables à leur développement. Lorsque les microfossiles calcaires sont présents en abondance dans les sédiments, les **IRD** sont généralement rares à absents (e.g. [Vorren et al., 1984](#) ; [Wagner & Henrich, 1994](#) ; [Domack et al., 1998](#) ; [Chauhan et al., 2016](#) ; [Knies et al., 2018](#) ; [Wagner et al., 2018](#)).

I.4.3.4. Sédimentation gravitaire

I.4.3.4.1. Systèmes de chenaux profonds

Peu de chenaux profonds ont été jusqu'à présent cartographiés dans les mers nordiques, les écoulements turbiditiques chenalés ne semblent donc pas représenter le mécanisme dominant les transferts sédimentaires vers les grands fonds, notamment dans la partie est des mers nordiques, où les systèmes de chenaux sont confinés dans le bassin du Lofoten et dans le chenal Inbis ([Laberg et al., 2000](#) ; [Ó Cofaigh et al., 2006](#)). A contrario, dans la partie ouest de mers nordiques, dans la mer du Groenland, le chenal du Groenland est un système mieux développé (e.g. [Wilken & Mienert, 2006](#)).

Le chenal du Lofoten, nourri par le canyon de l'Andøya, au nord-ouest de la Norvège, est l'un des mieux développés de la mer de Norvège. Ce chenal présente une structure sinueuse dans sa partie amont et en tresse dans sa partie aval, avant de se terminer par des lobes dans le bassin du Lofoten, à 350 km de la côte ([Ó Cofaigh et al., 2006](#)). Les carottes sédimentaires prélevées sur les levées du chenal du Lofoten et les données sismiques haute résolution obtenues indiquent que les courants de turbidité sont le processus dominant dans ce chenal ([Ó Cofaigh et al., 2006](#)). De même, la construction des levées se fait par le dépôt des parties les plus fines des courants de turbidité, alternant avec des périodes de sédimentation hémipélagique, riches en microfossiles calcaires ([Ó Cofaigh et al., 2006](#)). Les courants de turbidité seraient variables en fonction des périodes climatiques, ils seraient plus denses et plus riches en particules durant les périodes de déglaciation, avec les épisodes de fonte des calottes donnant de grandes quantités de matériel sédimentaire à transporter sur le fond ([Ercilla et al., 1998](#) ; [Hesse et al., 2001](#) ; [Ó Cofaigh et al., 2006](#)).

La différence majeure entre le système du Lofoten et les systèmes de canyons/chenaux de la marge est-groenlandaise tient essentiellement à la nature des canyons tributaires : dans le cas du Lofoten, le canyon

de l'Andøya est le tributaire majeur du système du chenal du Lofoten. Dans le cas de la marge est-groenlandaise, plusieurs canyons sont tributaires du système du chenal du bassin du Groenland. Cette différence pourrait s'expliquer par la nature des courants responsables de la formation de ces systèmes. Dans le cas de l'Andøya, ce serait des *debris flows* qui généreraient des courants de turbidités. Dans le cas des canyons du Groenland, cela serait la formation de courants hyperpycnaux liés à des épisodes de relargages d'eau de fonte et de matériel glaciaire au-dessus de la marge qui seraient à l'origine des systèmes de chenaux profonds (Hesse et al., 2001 ; Ó Cofaigh et al., 2006 ; Wilken & Mienert, 2006). Ces systèmes de chenaux ont fonctionné durant le dernier maximum glaciaire et la dernière déglaciation. Ils ne sont actuellement plus liés à aucun système de drainage actif (Vorren et al., 1998 ; Laberg et al., 2000) (Figure 20). Les différents courants de turbidité enregistrés au cours de l'Holocène dans le canyon de l'Andøya peuvent correspondre à des conséquences des grands glissements sous-marins de cette période, tel que le glissement de Storegga et de Trænadjupet (Ó Cofaigh et al., 2006 ; Hafliðason et al., 2007).

Le canyon de l'Andøya présente un taux de sédimentation élevé, de 48 cm/ka, pour l'Holocène, mais hors du canyon, le taux de sédimentation ne dépasse pas 1 cm/ka (Laberg et al., 2000).

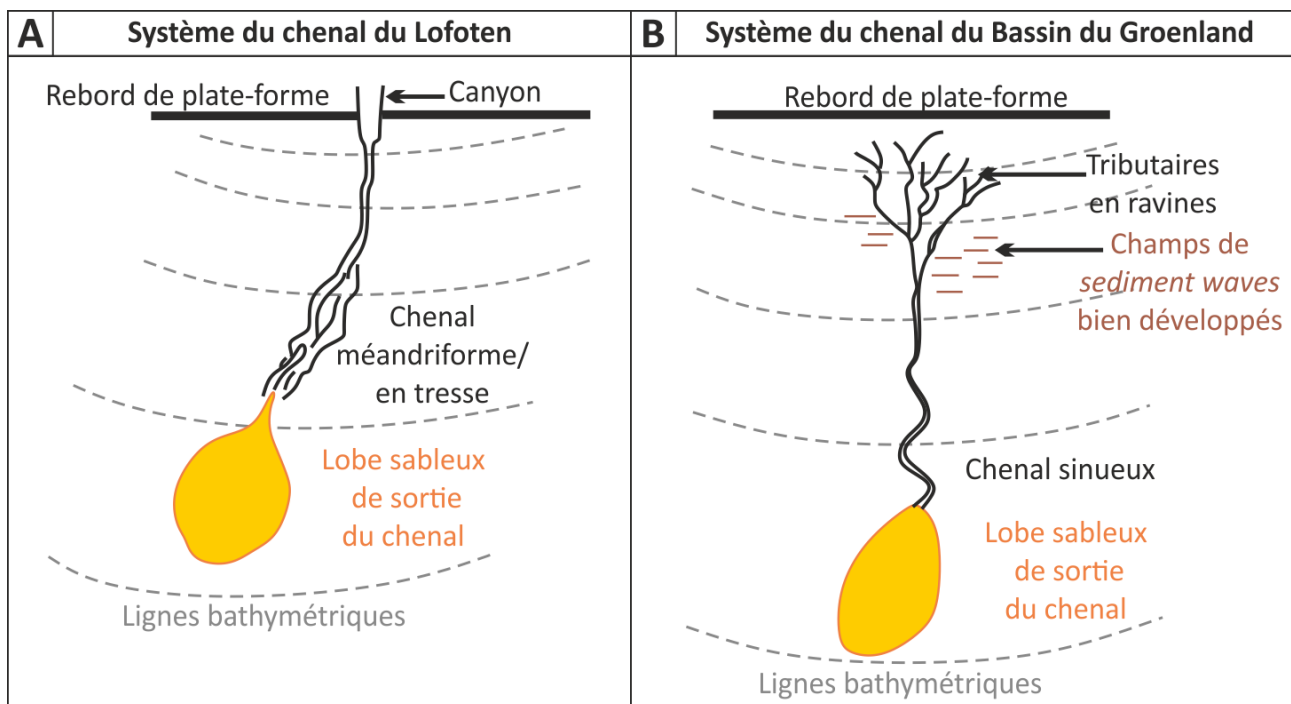
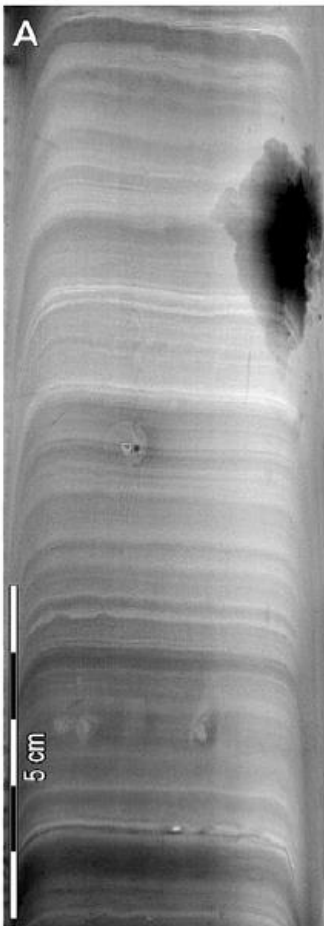


Figure 20 : Diagramme simplifié montrant la morphologie des systèmes de chenaux sous-marins dans les mers du Groenland et de Norvège (pas à l'échelle). (A) Système du chenal du Lofoten, marge norvégienne. (B) Bassin du Groenland, marge groenlandaise (modifié d'après Ó Cofaigh et al., 2006).



1.4.3.4.2. Courants hyperpycnaux

Les conditions nécessaires pour que se forme un courant hyperpycnal avec des décharges d'eau de fonte impliquent une concentration critique de 1 à 5 kg/m³ de sédiment en prenant en compte les instabilités convectives à petite échelle (Mulder et al., 2003). Si ces conditions sont réunies, les courants hyperpycnaux formés peuvent descendre le long de la pente, et même éroder les sédiments sur le fond, formant des structures de petite échelle (de l'ordre de la dizaine de mètres de large) appelées des ravines (Hogan et al., 2010 ; Gales et al., 2013) (bien que les *gullies* ne soient pas forcément liés aux courants hyperpycnaux). Ces courants hyperpycnaux vont alors se transformer en courants de turbidité à grains fin (silts) et entraîner la formation de faciès sédimentaires très finement laminés (Figure 21) (Lantzsch et al., 2017). Ces dépôts laminés retrouvés sur le haut de pente de la marge continentale de Norvège et Barents, présentant des taux de sédimentation bien supérieurs au bruit de fond général de cette zone (respectivement de 20 à 2 000 cm/ka par rapport à 5-10 cm/ka) sont interprétés par Lekens et al. (2005) comme issus de panaches d'eau de fonte riches en matières en suspension liés à la désintégration des calottes.

Figure 21 : Imagerie rX de la carotte sédimentaire GeoB17629-2 présentant une sédimentation laminée interprétée comme issue de courants hyperpycnaux (Lantzsch et al., 2017).

1.4.3.5. Drifts contouritiques

Les courants de contour induits par la circulation thermohaline induisent du vannage sur le fond de la mer, du remaniement des sédiments et du dépôt. Ces courants se produisent sur des périodes de temps prolongées, induisant généralement la formation de structures sédimentaires de grande taille : les *drifts* contouritiques (e.g. Shanmugam et al., 1993). Les *drifts* peuvent être définis comme des corps sédimentaires déposés ou significativement remaniés par un courant persistant dans le temps et dans l'espace, circulant le long d'une pente dans des eaux relativement profondes (Lovell et Stow, 1981). Ces courants profonds circulent à des vitesses moyennes comprises entre 1 et 20 cm/s, mais ils peuvent atteindre des vitesses bien supérieures, comme dans le détroit de Gibraltar (>300 cm/s, e.g. Shanmugam et al., 1993). Dans la zone nord de l'Atlantique nord, trois courants de contour sont connus, l'un passe de chenal de Féroé-Shetland, vers 900 m de profondeur, et circule à une vitesse maximum de 33 cm/s. Au sud-est de l'Islande, un autre circule à 2 100 m de profondeur à une vitesse maximum de 30 cm/s. Il y a également un courant de contour circulant entre 2 000 et 3 000 m de profondeur au niveau de la ride Groenland-Islande-Féroé à une vitesse maximale de 12 cm/s (Shanmugam, 2017). Les différentes figures de traction associées à ces courants profonds sont synthétisées sur la Figure 22.

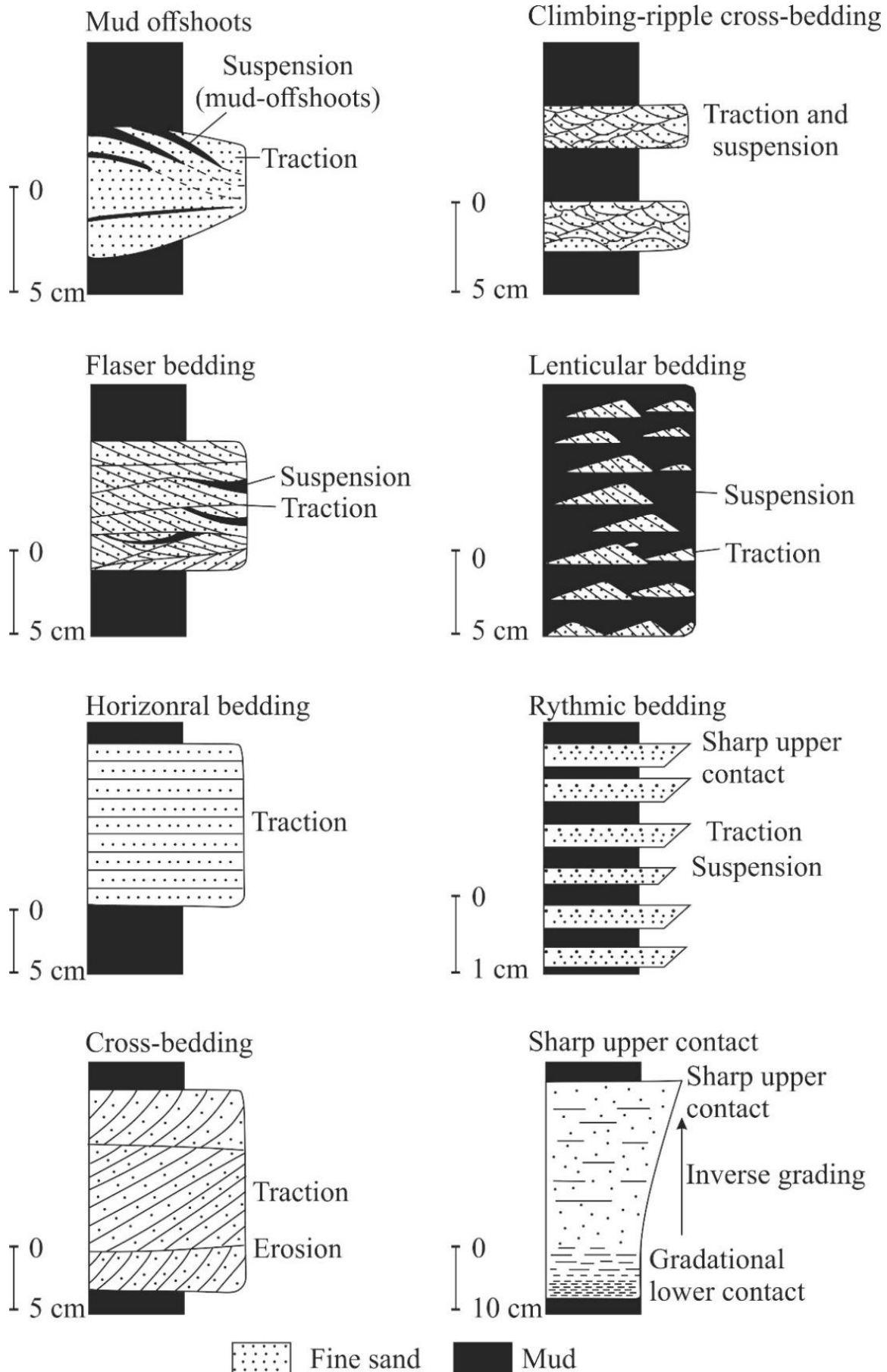


Figure 22 : Synthèse des structures de traction interprétées comme indicatives de remaniement par les courants profonds (Shanmugam et al., 1993).

Des *drifts* contouritiques marquent le passage du *North Atlantic Current* dans la mer de Norvège (e.g. Laberg et al., 1999, 2007, 2013 ; Andreassen et al., 2008, 2014 ; Baeten et al., 2013 ; Amundsen et al., 2015 ; Pope et al., 2018).

L'ouest du Svalbard et la marge du plateau de Yermak sont dominés par des *drifts* contouritiques associés à l'action du *West Spitsbergen Current* (Gebhardt et al., 2014 ; Jokat et al., 2016). Les sédiments s'y déposent également sous l'action de panaches turbides, d'*eddies* turbulents sur le fond, et des ondes internes. Ces dernières viennent éroder le fond jusqu'à 1 600 m de profondeur et remettre des sédiments en suspension (Fohrmann et al., 2001).

Entre les deux *drifts* contouritiques marquant la pente ouest du plateau de Yermak (Figure 23), deux champs de *sediment waves* de taille de crête différentes se retrouvent, les plus petites présentent un angle de crête de 5°, les plus grandes présentent des angles de crête de 16,5° (Gebhardt et al., 2014). Cette différence d'angle est datée de 2,7 Ma BP par le puits ODP site 911 (Mattingsdal et al., 2014), moment du début des grandes glaciations de l'hémisphère nord. Ce changement pour un angle plus fort marque une augmentation des taux de sédimentation associée aux grandes glaciations du Quaternaire : les grandes calottes scandinaves, de Barents, du Groenland et du Svalbard érodent de grandes zones et augmentent les apports terrigènes, donc la source de sédiments au détroit de Fram (Gebhardt et al., 2014).

La marge nord du Groenland ne présente pas de drift contouritique. La source des sédiments s'y déposant doit essentiellement être la marge groenlandaise, l'océan central Arctique ne semblant pas représenter une source significative de sédiment (Jokat et al., 2016).

I.4.3.6. Glissements sous-marins

De grands glissements marquent également toute la marge de la Norvège jusqu'à Svalbard (Figure 23) (e.g. Laberg et al., 1999, 2007, 2013 ; Andreassen et al., 2008, 2014 ; Baeten et al., 2013 ; Amundsen et al., 2015 ; Pope et al., 2018). Les trois plus grands glissements sous-marins s'étant produits dans les mers nordiques sont le glissement de Storegga (8 ka BP, environ 95 000 km², 2 400-3 200 km³) (Jansen et al., 1987 ; Evans et al., 1996 ; Hafliðason et al., 2004 ; Bryn et al., 2005a), celui de Trænadjupet (4 ka BP, environ 14 100 km², 900 km³) (Vorren & Laberg, 2001 ; Laberg et al., 2002), et le glissement Hinlopen-Yermak (30 ka BP, 2 200 km², 1 350 km³) (Vanneste et al., 2006, 2011 ; Osti et al., 2017). Des glissements sous-marins de beaucoup plus petite taille se retrouvent sur la marge norvégienne entre 500 et 800 m (Rise et al., 2013), mais aussi sur l'ouest de la pente de la mer de Barents (Pedrosa et al., 2011).

Dans l'optique d'approfondir encore nos connaissances du domaine sub-boréal, de mieux contraindre et caractériser la stratigraphie des mers nordiques, et d'affiner nos connaissances de la sédimentation fine des mers nordiques, deux jeux de carottes sédimentaires ont été prélevés dans ces mers. L'ensemble des mesures et analyses réalisées est présenté dans la partie suivante.

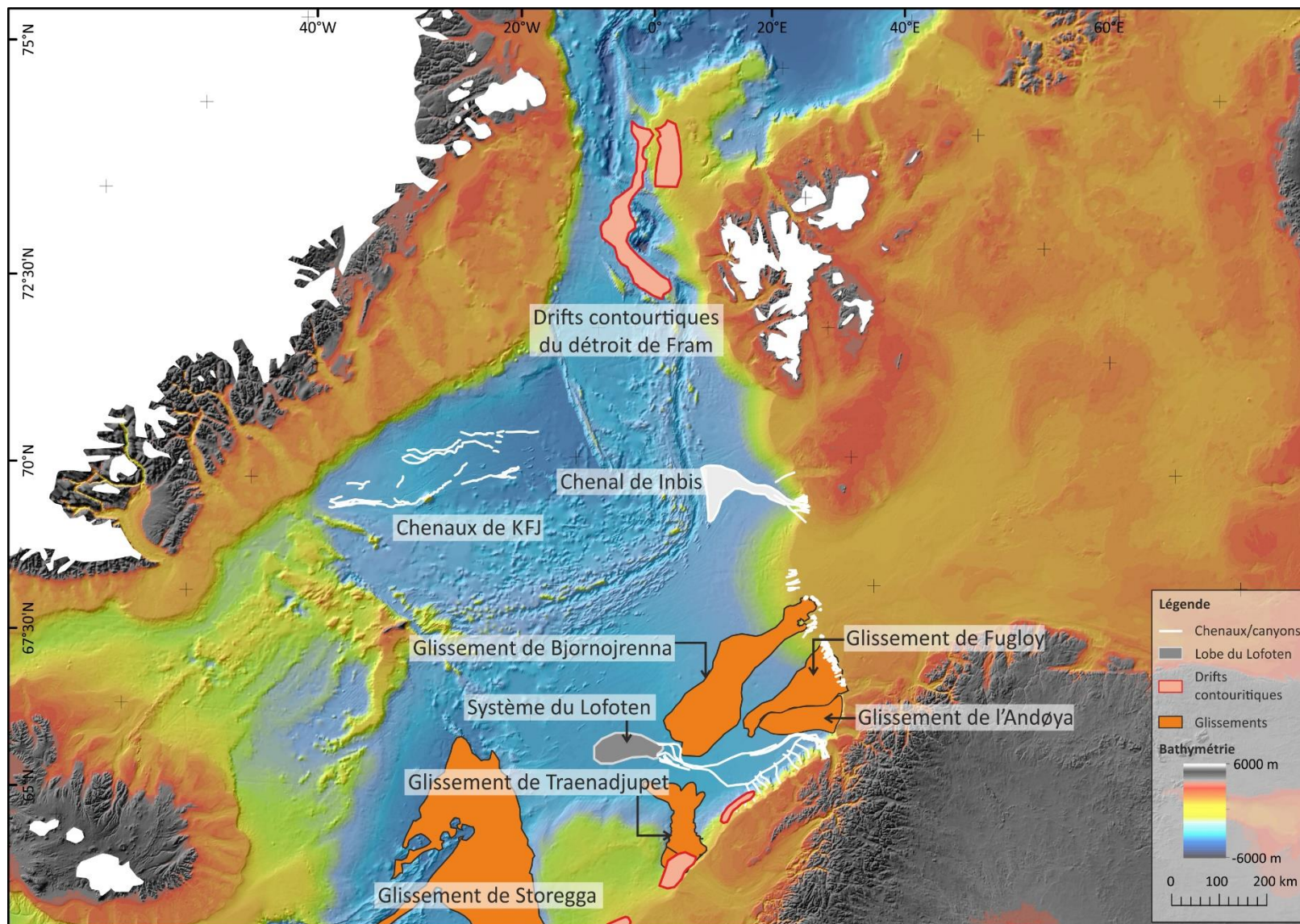


Figure 23 : Carte des principaux corps sédimentaires identifiées dans les mers nordiques (d'après e.g. Laberg et al., 1999, 2007, 2013 ; Ó Cofaigh et al., 2006 ; Andreassen et al., 2008, 2014 ; Baeten et al., 2013 ; Amundsen et al., 2015 ; Pope et al., 2018).KFJ : Keiser Franz Josef.

Chapitre 2 : Matériels et Méthodes

Ce chapitre présente l'ensemble des matériels, méthodes et données utilisés au cours de ce travail afin de répondre aux objectifs de la thèse. Ce chapitre est scindé en deux parties, une première partie présente les données disponibles et la stratégie analytique adoptée ; et une seconde partie présente le détail des analyses réalisées sur les carottes sédimentaires de cette thèse.

II.1. Les données disponibles

Les objectifs de cette thèse sont de répondre à la question du fonctionnement paléoclimatique, paléocéanographique et sédimentaire des mers nordiques (mers de Barents, Islande, Norvège et Groenland) au cours du **dernier million d'années**, par l'intermédiaire d'une comparaison nord-sud de ces mers. Pour cela, il a fallu mieux contraindre les mécanismes en jeu et reconstituer les processus sédimentaires responsables des dépôts profonds. Afin de répondre à ces objectifs, deux missions océanographiques, MOCOSSED 2014 et MOCOSSED 2017, ont été réalisées par le SHOM et l'université de Bordeaux sur le N/O *Pourquoi Pas ?* au cours des étés 2014 et 2017 dans les mers nordiques. Ces missions ont permis l'acquisition de données acoustiques (bathymétrie haute résolution et données sismiques Très Haute Résolution **CHIRP**) et sédimentaires (prélèvement de 31 carottes sédimentaires avec le carottier à piston Calypso).

II.1.1. Les données acoustiques

II.1.1.1. La bathymétrie

Afin d'identifier les structures du fond marin (paléo*ice-stream*, chenaux profonds, cicatrices de glissements, blocs effondrés, *pockmarks*...), les dépôts sédimentaires de grande taille (*drifts* contouritiques, éventails sédimentaires profonds, lobes...) et de cerner les différentes contraintes topographiques imposées aux courants profonds (contraintes par les hauts fonds, creux bathymétriques...), il est essentiel d'avoir une cartographie de la structure du fond et une image bathymétrique la plus précise possible.

Pour répondre à cette nécessité, des données en haute résolution (50 m) ont été acquises sur le trajet du *Pourquoi Pas ?* au cours des missions MOCOSSED 2014 et MOCOSSED 2017 (**Figure 24.A**). Ces données ont été acquises par le Sondeur MultiFaisceau (**SMF**) **Seabat 7150**, sondeur de grands fonds, émettant à une fréquence de 24 kHz pour les profondeurs inférieures à 5 000 m. Ce sondeur se compose de 880 faisceaux équidistants présentant une fauchée maximale de 16 km, avec une largeur de faisceaux de 0,5x0,5°. Etant particulièrement destiné à l'étude des grands fonds, son utilisation optimale commence à partir de 800 m (<https://www.flotteoceanographique.fr/>). Les données **SMF** présentées dans cette thèse ont été fournies par le Shom soit directement sous la forme de modèles numériques de terrain (**MNT**) au pas de 50 m, soit sous forme de lots de sondes que nous avons traités sous le Système d'Information Géographique (**SIG**) ArcMap afin d'obtenir des **MNT** au pas de 50 m également. Afin d'avoir un fond bathymétrique continu entre les données acquises par les missions MOCOSSED 2014 et 2017, plusieurs sources disponibles en libre accès ont été utilisées, telles que les données **EMODNET 2018** (résolution 100 m, **Figure 24.B**), et **IBCAO** (résolution 500 m).

Le **SIG** ArcMap a permis de réaliser l'ensemble des cartes présentées dans ce mémoire.

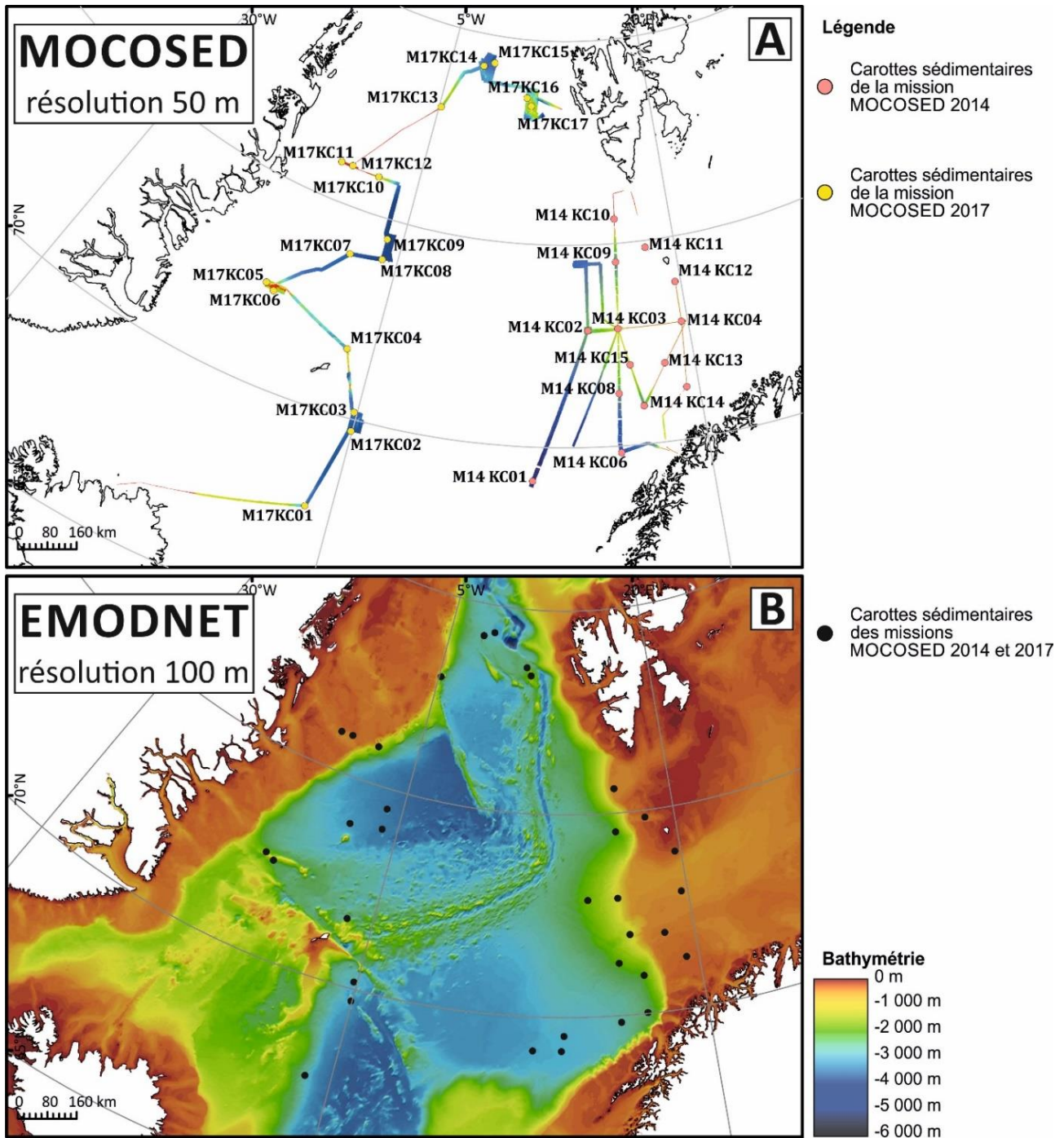


Figure 24 : Cartes représentant les différents fonds bathymétriques et topographiques utilisés. (A) Bathymétrie obtenue durant les missions MOCOSED 2014 et MOCOSED 2017, résolution 50 m. (B) Carte bathymétrique EMODNET édition 2018, résolution 100 m.

II.1.1.2. Le sondeur de sédiments, CHIRP 1 500 -6 500 Hz de 10 à 100 ms

Les données bathymétriques permettent d’avoir une visualisation de la surface du fond marin. Afin d’obtenir des informations sur le sous-sol, de la sismique Très Haute Résolution **CHIRP** a été acquise au cours des missions MOCOSED 2014 et 2017 (Figure 25). Ces données **CHIRP** permettent de reconstituer les paléo-fonds marins et de retrouver des éléments tels que des paléo-chenaux, les traces d’anciens ploughmarks, des dépôts sédimentaires enfouis, des failles recoupant les dépôts, ...

Ces données ont été acquises par l'intermédiaire d'une antenne acoustique d'émission-réception intégrée à la coque du N/O *Pourquoi Pas ?*. Sept transducteurs électro-acoustiques élémentaires composent le système. Le niveau d'émission est d'environ 210 dB, utilisable pour des profondeurs d'eau inférieures à 5 000 m. Le **CHIRP** permet une profondeur de pénétration des ondes acoustiques pouvant atteindre une centaine de mètres et peut présenter une résolution verticale pouvant atteindre 25 cm dans les sédiments meubles (<https://www.flotteoceanographique.fr/>).

Ces données sismiques **CHIRP** basse fréquence permettent d'identifier une succession de réflecteurs sur le fond, interprétés en termes d'échofaciès (Table 1) et de processus sédimentaires.

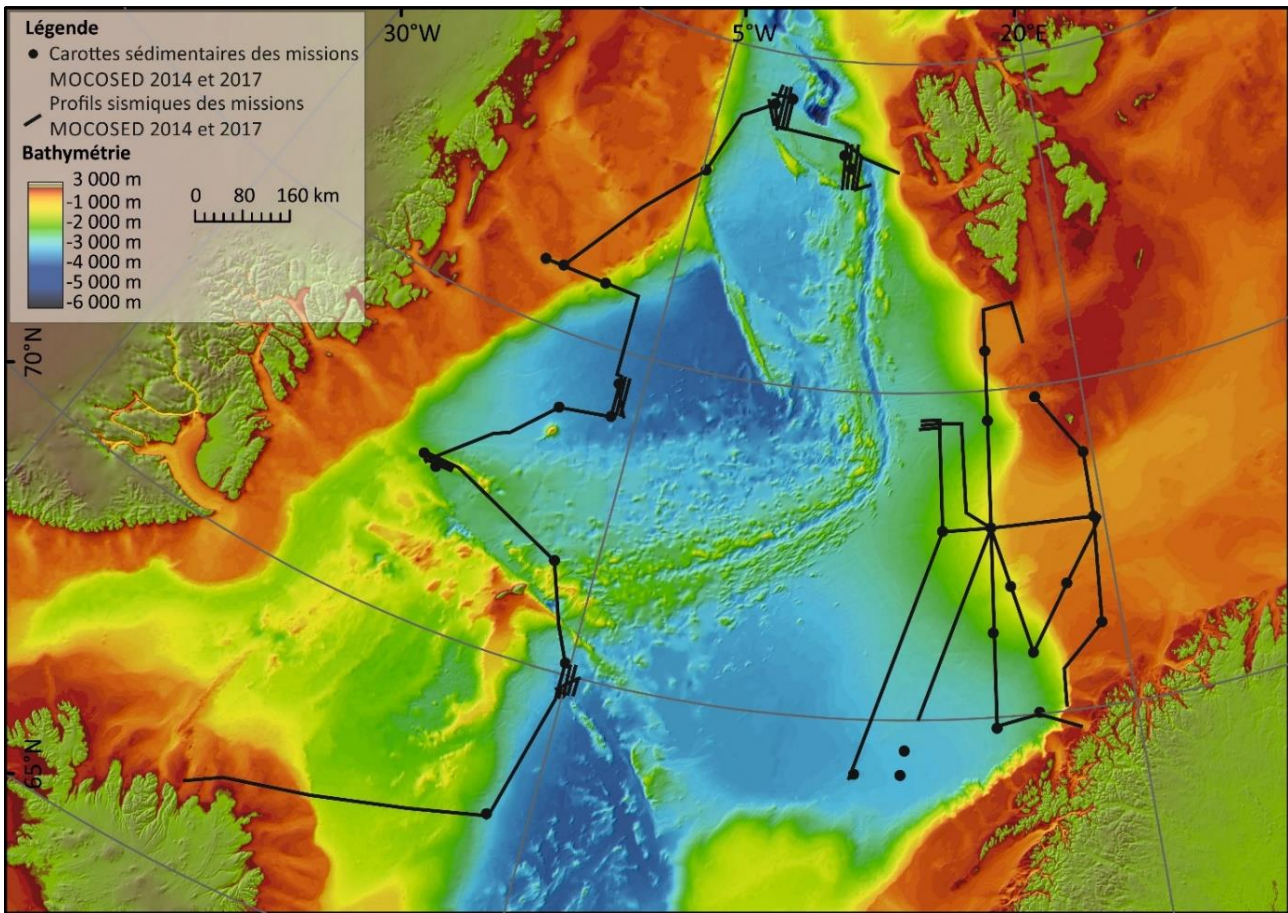


Figure 25 : Carte de position des différents profils sismiques obtenus durant les missions MOCOSED 2014 et 2017

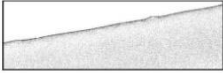
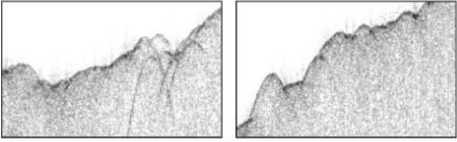
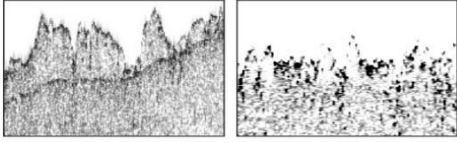
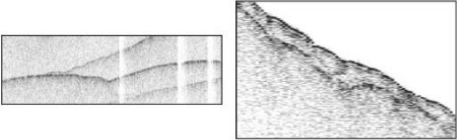
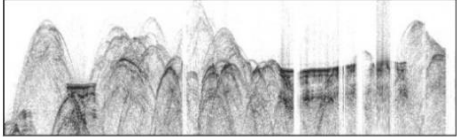
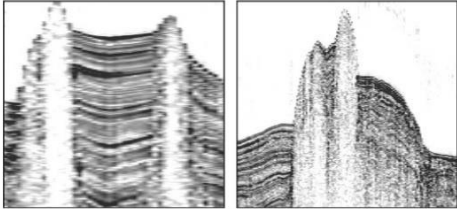
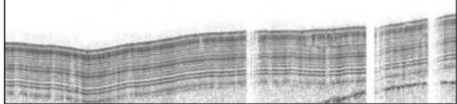
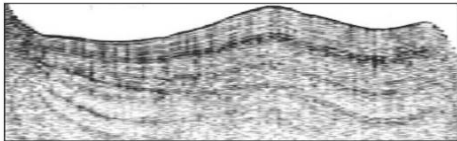
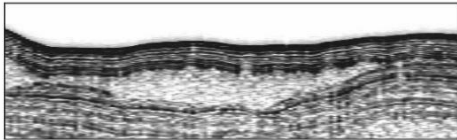
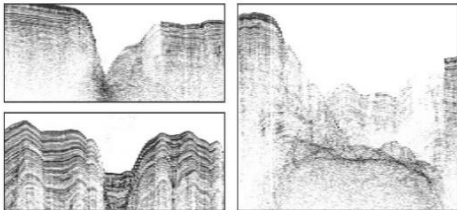
Echofaciès	Interprétations	Imagerie sismique CHIRP
EF1 Echo prolongé sans réflecteurs sous-jacents	Présence de sédiment grossier en surface. Se retrouve plutôt entre mi-pente et le haut de pente.	
EF2 Echo à hyperboles de tailles irrégulières, sans réflecteurs sous-jacents	Présence de sédiment grossier en surface marqué par des perturbations dues au raclement du fond par de la glace (icebergs et ice-strams) et/ou la formation de dunes sédimentaires. Se retrouve sur le haut de pente de la marge continentale de Barents.	
EF3 Echo prolongé sans réflecteurs sous-jacents	Présence de sédiment grossier en surface marqué par des perturbations dues au raclement de la glace sur le fond (icebergs et ice-strams). Se retrouve plutôt sur le haut de pente et le plateau continental de la marge du Groenland.	
EF4 Echo prolongé sans réflecteurs sous-jacents mais avec des unités acoustiques transparentes	Dépôts de transports de masse : Slides, Slump, Debris Flow. Probablement composé de sédiments glaciaires, donc du Diamicton. Se retrouve sur la pente.	
EF5-A Echo composé de nombreuses hyperboles recoupant des sédiments laminés.	Remontées de fluides.	
EF5-B Echo composé d'hyperboles recoupant des sédiments laminés.		
EF6 Echo distinct avec de nombreux réflecteurs parallèles sous-jacents	Sédimentation hémipélagique	
EF7 Echo distinct avec de nombreux réflecteurs non parallèles sous-jacents	Drifts contouritiques	
EF8 Echo transparent inclus entre des réflecteurs parallèles.	Dépôts en masse : slides, slumps, debris flow... Se retrouve dans la plaine abyssale.	
EF9 Entailles plus ou moins profonde recoupant des réflecteurs parallèles, en forme de V ou de U	Chenaux profonds retrouvés en pied de pente ou dans la plaine abyssale.	

Table 1: Classification des échofaciès identifiés dans les mers nordiques, illustrée par des échos provenant des marges norvégienne, groenlandaise, et de Barents (d'après les travaux de e.g. Damuth et Hayes, 1977 ; Damuth, 1980 ; Miramontes et al., 2019).

II.1.2. Les données sédimentaires

Les données bathymétriques et sismiques de subsurface permettent d’avoir une visualisation à grande échelle de l’environnement marin profond des mers nordiques. Afin d’approfondir notre connaissance de ces mers et de pouvoir reconstituer en détails les variations dans les processus sédimentaires, les courants marins et les climats du passé, des carottes sédimentaires ont été prélevées dans divers bassins des mers nordiques.

31 carottes sédimentaires, d’une longueur variant de 0,87 m à 20,60 m, ont été prélevées au cours des missions MOCOSSED 2014 et 2017 à l’aide du carottier Calypso du N/O *Pourquoi Pas ?*. Les informations concernant les carottes et leur localisation sont présentées dans la [Table 2](#) et sur la [Figure 24.A](#). Ces carottes ont été prélevées à des profondeurs variables, 12 carottes ayant été prises à plus de 2 000 m de profondeur, entre le pied de pente et la plaine abyssale ; 11 carottes ont été prélevées entre 900 et 2 000 m de profondeur, sur la pente continentale ou des hauts fonds, et 8 carottes ont été récupérées à moins de 500 m de profondeur, entre la plateforme continentale et le haut de pente. Les différentes profondeurs de prélèvements impliquent généralement une différence de proximité de la source du matériel, et donc, globalement, de la taille du matériel sédimentaire prélevé. Les carottes les moins profondes, plus proches des sources, sont compactes et très enrichies en matériel grossier. Ce matériel oppose une résistance forte à l’enfoncement du carottier et ne permet donc que la récupération de carottes courtes, inférieures à 4 m de longueur. Dans les grands fonds, à plus de 3 000 m de profondeur, le matériel déposé est essentiellement fin et riche en eau, ce qui permet, à l’inverse, une bonne pénétration du carottier et donc la récupération de séquences sédimentaires plus longues (de 8 à 20 m).

Dans un cas idéal, le système du carottier Calypso produit une succion continue et stable du sédiment, ce qui permet le maintien de la structure des dépôts. Cependant, la très grande tension du câble grand-fond – subitement relâchée lors du déclenchement du carottier – induit un rappel élastique, aussi appelé rebond. Ce rebond provoque une remontée du câble de plusieurs mètres vers la surface au moment de la libération du système de carottage ([Bourillet et al., 2007](#)). Le piston subit alors une remontée brutale et peut donc provoquer une aspiration du sédiment, déformant les dépôts. Ce phénomène est appelé pistonage. Généralement, quand il n’est pas compensé, ce pistonage affecte la partie supérieure du sédiment ([Bourillet et al., 2007](#)). Or, les carottes de la mission MOCOSSED 2017 ont été affectées par ce phénomène de pistonage à leur base, et non à leur sommet. Une explication à ce phénomène tient à la méthode de prélèvement en elle-même : lors des prélèvements des carottes, sur le bateau, la remontée du carottier était amorcée 3 secondes après le début de l’enfoncement, sans tenir compte des informations de pénétration, provoquant un arrachage précoce. Ce souci de mise en œuvre du carottier a induit un phénomène d’aspiration du sédiment au-delà de 8 à 10 m de profondeur de sédiment pour la majorité des carottes de cette mission. Cette aspiration a très fortement perturbé les sédiments, certains niveaux se retrouvant sub-verticaux, et ne

permettant pas leur exploitation par la suite. Pour cette raison, certaines carottes longues n'ont pas pu être entièrement exploitées, telles que la M17KC15, la M17KC09 et la M17KC07.

Mission	Carotte	Zone de prélèvement	Latitude N (degrés décimaux)	Longitude E (degrés décimaux)	Profondeur d'eau (m)	Longueur sédiment (m)
M O C O S E D 2 0 1 4	M14KC01	Bassin du Lofoten	69.15	7.73	3090	5.44
	M14KC02	Mer de Norvège	72.89	11.75	1812	9.19
	M14KC03	Marge de Barents	72.90	14.22	980	8.79
	M14KC04	Mer de Barents	72.90	19.47	423	6.17
	M14KC05	Mer de Barents	71.28	19.05	228	2.29
	M14KC06	Mer de Norvège	70.02	15.75	2166	4.97
	M14KC08	Mer de Norvège	71.29	13.97	1908	4.24
	M14KC09	Mer de Norvège	74.54	14.47	2003	4.83
	M14KC10	Mer de Barents	75.60	14.63	386	5.12
	M14KC11	Mer de Barents	74.83	17.28	290	4.7
	M14KC12	Mer de Barents	73.89	19.49	193	0.87
	M14KC13	Mer de Barents	71.94	17.67	316	3.12
	M14KC14	Mer de Norvège	70.95	15.75	1910.4	7.37
	M14KC15	Marge de Barents	71.98	14.96	1116	8.37

Mission	Carotte	Zone de prélèvement	Latitude N (degrés décimaux)	Longitude E (degrés décimaux)	Profondeur d'eau (m)	Longueur sédiment (m)
M O C O S E D 2 0 1 7	M17KC01	Mer d'Islande	67.61	-6.66	2625	9.16
	M17KC02	Jan Mayen	69.70	-5.08	3144	11.035
	M17KC03	Jan Mayen	70.18	-5.24	2750	20.66
	M17KC04	Jan Mayen	71.64	-7.00	2175	3.66
	M17KC05	Mer du Groenland	72.47	-14.78	1756	9.29
	M17KC06	Mer du Groenland	72.35	-13.97	1912	10.505
	M17KC07	Mer du Groenland	73.89	-9.18	3107	7.4
	M17KC08	Mer du Groenland	74.00	-6.36	3357	8.11
	M17KC09	Mer du Groenland	74.51	-6.44	3412	5.49
	M17KC10	Mer du Groenland	75.91	-9.00	1384	5.005
	M17KC11	Plateforme du Groenland	75.94	-12.97	276	4.12
	M17KC12	Plateforme du Groenland	75.95	-11.79	387	2.71
	M17KC13	Marge groenlandaise	78.00	-4.75	1723	2.165
	M17KC14	Détroit de Fram	79.22	-0.73	2674	9.17
	M17KC15	Détroit de Fram	79.33	0.59	1116	8.37
	M17KC16	Détroit de Fram	78.58	5.19	2296	9.12
	M17KC17	Détroit de Fram	78.38	5.75	1676	8.85

Table 2: Récapitulatif des carottes étudiées. La localisation des carottes est présentée en jaune sur la Figure 1.A.

L'ensemble des carottes de cette thèse (y compris celles non présentées dans ce manuscrit) a subi une analyse multiproxy suivant un protocole homogène, afin que les données soient comparables de la façon la plus rigoureuse possible. Les outils mis en œuvre sont détaillés dans la partie suivante. Ils permettent de reconstruire des conditions océanographiques de surface (température de surface de l'eau et salinité pour certaines, suivant l'utilisation de fonctions de transfert, une appréciation du couvert de glace de mer (étendu, pérenne, saisonnier, absent)) et de fond (processus sédimentaires, courants profonds, convections et rejet de saumures). Les analyses ont été conduites à une résolution intermédiaire (échantillonnages tous les 5 à 20 cm) pour la mission MOCOSED 2014, dans le but d'avoir une vision générale des conditions de sédimentation de l'est des mers nordiques, déjà très étudiées (e.g. [Faleide et al., 1996](#) ; [Mangerud et al., 1996](#) ; [Andreassen et al., 2008, 2014](#) ; [Aagaard-Sørensen et al., 2010](#) ; [Rebesco et al., 2011](#) ; [Montelli et al., 2018](#)). Elles ont été conduites de moyenne à très haute résolution (échantillonnage tous les 8 cm à 2 mm) pour les carottes de la mission MOCOSED 2017, afin d'affiner la caractérisation des conditions de sédimentation et paléoclimatiques dans l'ouest des mers nordiques. *Les Annexes 1 à 11 présentent une synthèse des analyses réalisées sur les carottes des deux missions.*

La stratigraphie des carottes est discutée dans le *Chapitre 3*. Afin d'établir une stratigraphie, l'ensemble des données acquises a été exploité, mais ce sont majoritairement les données isotopiques de l'oxygène et les abondances relatives en éléments chimiques (données **XRF**) qui se sont révélées utiles. Elles ont été complétées par des datations radiocarbone sur des séries ciblées, volontairement limitées du fait des problèmes liés à cet outil dans les bassins polaires (11 datations ont pu être réalisées).

Les diverses méthodes utilisées pour étudier en détail les carottes de cette thèse sont récapitulées dans le tableau synthétique présenté en [Table 3](#).

Mesures non destructives	Machine	Résolution/pas d'analyse	Informations obtenues	Interprétations
Radiographie rayon-X	Scopix X-ray processing tool	Continue	Image en nuances de gris, plus les niveaux sont sombres, plus le matériel est dense et inversement	Induration du sédiment, Structure interne du sédiment
Susceptibilité magnétique	Bartington MS2E	1 cm	Plus les valeurs sont fortes, plus le sédiment est riche en éléments ferromagnétiques	Source du sédiment, Nature des dépôts
X-ray Fluorescence (XRF)	Avaatech core scanner	1 cm	Les pics des divers éléments chimiques présents donnent la dominance de certains éléments par rapport aux autres. Par exemple, un pic de coups de Calcium va généralement impliquer une dominance de matériel carbonaté.	Nature des dépôts, Nature des flux (biogènes, terrigènes), Conditions redox sur le fond
Spectrophotocolorimétrie	Minolta Cm-2600d UV-visible (360-740 nm)	1 cm	Trois paramètres majeurs sont étudiés, L*, a* et b*. L* donne une information de couleur du noir au blanc, a* du rouge au vert et b* du bleu au jaune.	Conditions redox sur le fond, Nature des dépôts
Mesures destructives	Méthode	Résolution/pas d'analyse	Informations obtenues	Interprétations
Lames minces	Méthode décrite par Zaragosi et al. 2006	Prélèvement dans les zones d'intérêt	Vue en coupe d'une tranche de sédiment de 10 à 20 cm de longueur sur 5 cm de large pour 30 µm d'épaisseur	Structure interne du sédiment, Fabrication sédimentaire, Nature des dépôts
Lavages	Tamis 63 µm, 125 µm, 1 000 µm en lavage humide, tamis 250 µm et 400 µm en tamisage à sec	Pas max de 20 cm, min de 1 cm	Comptages et assemblages de foraminifères planctoniques 125-1 000 µm Comptages de foraminifères benthiques >250 µm Comptages de grains détritiques grossiers >250 µm	Source, Nature des dépôts, Nature des flux (terrigenes, biogenes), Influence calottes, Intensité des courants
Calcimétrie	Calcimètre Bernard	12 à 17 échantillons par carotte	Quantité de CaCO ₃ présente dans le sédiment, permet la calibration des données de calcium XRF	Nature des flux (détritiques, biogéniques), Nature des dépôts
Microgranulométrie	Microgranulomètre laser MasterSizer 2000	Pas max de 10 cm, min de 2 mm	Assemblage de tailles de grains	Intensité des courants, Nature des dépôts, Source du sédiment
Frottis	Quelques mg de sédiment sur une lame de verre	Moyenne de 1 frottis par demi-section	Identification des zones d'acmé de coccolithophoridés	Cadre chronostratigraphique
Datation ¹⁴ C	Sur <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> au laboratoire de Poznan	< 2 m de profondeur carotte	Datation radiogénique des sédiments	Cadre chronostratigraphique
δ ¹⁸ O	Thermo Scientific Kiel IV Carbonate Device connecté à un spectromètre de masse MAT253 isotope ratio	Pas max de 5 cm, min de 1 cm	Mesure des isotopes de l'oxygène et du carbone sur <i>N. pachyderma</i> et <i>C. wuellerstorfi</i>	Cadre chronostratigraphique, variations des courants de surface

Reconstruction des paléoclimats, de la paléocéanographie, des conditions de surface (présence/absence de glace de mer, d'icebergs) et des transferts sédimentaires

Table 3 : Tableau récapitulatif des outils et méthodes utilisés pour reconstruire les processus de dépôts et les conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques des mers nordiques.

II.2. Analyse sédimentaire multiproxy

Les carottes de cette thèse ont été analysées suivant un protocole homogène. Afin de suivre le protocole analytique, une carotte sédimentaire est prise à titre d'exemple, la carotte M17KC03, prélevée durant la mission MOCOSED 2017 en mer de Norvège, proche de Jan Mayen. Dans l'intérêt de la présentation à vocation méthodologique, seuls les 10 premiers mètres de sédiment sont présentés dans ce chapitre (Figures 26 à 34).

II.2.1. La photographie

Obtenir une image du sédiment à l'ouverture de la carotte permet de conserver une trace intemporelle de la couleur du sédiment et de ses structures visibles, l'ensemble pouvant disparaître du fait de l'oxydation au contact de l'air. Chaque carotte, immédiatement après ouverture, a été prise en photo à l'aide d'un appareil photo numérique haute résolution NIKON D5600, sans flash. Quatre à cinq photos ont été prises par demi-section, puis chaque demi-section a été reconstituée sous le logiciel Adobe Photoshop. Toutes les carottes de la mission MOCOSED 2017 ont été prises en photo deux fois, une fois en mer juste après l'ouverture, sur les demi-sections, une fois à terre au laboratoire EPOC, sur les plaquettes, trois à quatre mois après les prélèvements en mer.

II.2.2. La radioscopie SCOPIX

L'outil de radioscopie numérisée **SCOPIX** permet une visualisation directe de la structure interne du sédiment, et notamment des structures internes non visibles à l'œil (Figure 26). Cet outil combine un équipement de rayons X classiquement utilisé dans le domaine médical couplé avec un instrument de radioscopie haute définition. Le système développé par le laboratoire EPOC (Migeon et al., 1998) consiste en un chariot motorisé faisant avancer en continu la demi-section analysée. L'avancée du chariot est synchronisée avec la caméra linéaire. Les 31 carottes ont été soumises à cette analyse. Les carottes de la mission MOCOSED 2014 ont été analysées en 2014-2015 sur ce banc SCOPIX avec une caméra Hamamatsu ORCA 4096 niveaux de gris (1 280 x 1 024 pixels), à une résolution de 125 µm. Suite un changement du tube à rayons X et de la caméra en 2016, les carottes de la mission MOCOSED 2017 ont été analysées en 2017-2018 par la source rX microfocuse 130 KV – L9181-02 – HAMAMATSU connecté avec le système de détection X-ray TDI camera C10650 – HAMAMATSU, dont la résolution est de 48 µm.

Utiliser les rayons X permet d'obtenir une image fonction de l'atténuation du signal par absorption de celui-ci par les particules présentes dans le sédiment (Frigola et al., 2015). L'atténuation dépend essentiellement de la densité du sédiment, elle-même dépendant de la nature de ce-dernier (grains fins, grossiers, particules volcanoclastiques, siliceuses ou carbonatées), de sa teneur en eau et de sa porosité (St-Onge et al., 2007 ; Frigola et al., 2015). Les sédiments de forte densité absorbent davantage de rayons X, ce qui modifie le niveau de gris de l'image obtenue vers des teintes plus sombres. Dès lors, un changement de niveau de gris devient indicateur de la nature, de la densité et/ou de la porosité du sédiment observé. Cette méthode doit être couplée avec d'autres outils, tels que la mesure de la taille des grains, afin de mieux cerner l'information obtenue (St-Onge et al., 2007). Le banc **SCOPIX** présent au laboratoire EPOC permet une analyse des demi-sections de carottes sans traitement préalable du sédiment. Cependant, afin d'avoir une épaisseur constante de sédiment analysé et d'éviter par conséquent un biais, des plaquettes d'aluminium de la longueur de chaque section sont prélevées (ici, les sections sont de 1 m). Ces plaquettes, d'épaisseur constante de 1,5 cm, permettent d'obtenir une information régulière sur l'ensemble du sédiment analysé.

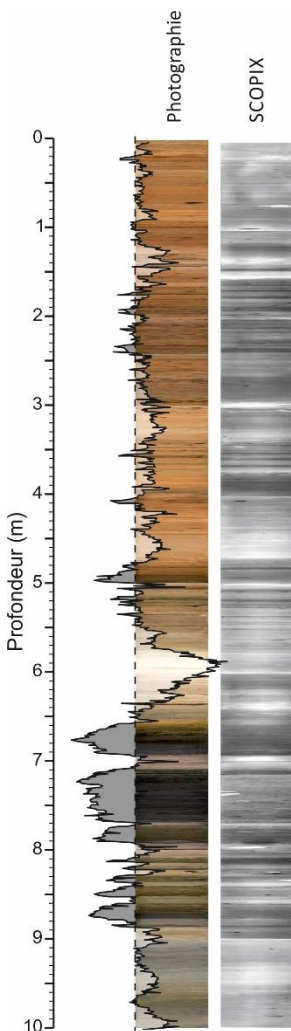


Figure 26 : Courbe de clarté L^* obtenue pour la carotte M17KC03 comparée à l'imagerie.

II.2.3. La spectrophotocolorimétrie

Le spectrophotocolorimètre **Minolta Cm-2600d UV-visible** portable permet de mesurer la couleur du sédiment et dispose d'un capteur de 1 cm de diamètre. Un fin film plastique incolore est disposé sur le sédiment afin de protéger le capteur lors de la mesure, prise tous les 1 cm sur chacune des 31 carottes sédimentaires.

Cet outil permet une mesure rapide de la colorimétrie des sédiments. L'espace colorimétrique $L^*a^*b^*$ a été choisi. La clarté (ou luminance), L^* , comprise entre 0 et 100 permet notamment d'identifier les niveaux de clarté variant du noir (0) au blanc (100). Cette variation de clarté du sédiment dépend de nombreux paramètres, tels que la teneur en carbonate (plus les sédiments sont clairs, plus ils sont riches en CaCO_3 et donc plus les valeurs de L^* seront fortes (e.g. Helmke et al., 2002), Figure 26). A l'inverse, plus le matériel est riche en matière organique ou en éléments détritiques sombres (basaltiques par exemple), plus le sédiment sera sombre, et plus les valeurs seront proches de 0 (e.g. Helmke et al., 2002, Figure 26). Ce paramètre a été utilisé pour aider à affiner la stratigraphie des carottes présentées dans cette thèse.

II.2.4. Biostratigraphie par les microfossiles calcaires

II.2.4.1. Comptages des foraminifères planctoniques et benthiques et des *Ice Rafted Detritus*

Afin de permettre l'observation du sédiment à l'échelle microscopique et d'en déterminer le contenu en éléments figurés, des échantillons de 0,8 à 1,4 cm de largeur (moyenne à 1 cm de largeur) ont été prélevés régulièrement sur 26 carottes. Les échantillonnages des carottes de la mission MOCOSED 2014 ont été fait avec un pas moyen de 20 cm, tandis que ceux des carottes de MOCOSED 2017 ont été faits avec un pas maximal de 8 cm, pouvant descendre jusqu'à 1 cm.

Les échantillons d'environ 8 g en moyenne ainsi prélevés ont été mis à sécher en étuve à 40°C. Ils ont ensuite été pesés à sec, puis tamisés à l'eau (ou « lavés »). Les tamisages ont été fait sur quatre tamis : deux tamis, de maille 125 µm et 1 000 µm, pour les 26 carottes échantillonnées. Deux tamis de maille plus grossière, 250 et 400 µm ont été rajoutés pour les carottes les plus longues (M17KC15 et M17KC03). La fraction 125-1 000 µm a été utilisée pour les comptages et assemblages de foraminifères planctoniques, pour les comptages de foraminifères benthiques, et pour les piquages (réalisés par Linda Rossignol-Malaizé) destinés aux mesures des isotopes de l'oxygène et aux datations ¹⁴C. Les fractions > 1 000 µm, 400 -1 000 µm et 250-400 µm ont été utilisées pour le comptage (et l'identification) des grains détritiques et des foraminifères benthiques.

En dehors des dépôts constitués uniquement de grains grossiers, généralement interprétés comme des dépôts de turbidites, le fait de retrouver des grains de taille, nature et émoussé variables dans des niveaux argileux implique une source de transport par la glace de ces éléments. Ces grains sont alors interprétés comme des *Ice Rafted Detritus (IRD)* (e.g. Ó Cofaigh et al., 2001). Dans cette étude, plusieurs limites ont été utilisées pour identifier ces **IRD**. Sur l'ensemble des carottes, tous les grains d'une taille > 1 000 µm sont interprétés comme étant des **IRD**. Dans les carottes M17KC03 et M17KC15, la limite de taille utilisée est située à 250 et 400 µm (e.g. Andrews, 2000)

.. Ces limites arbitraires ont été sélectionnées pour trois raisons : la première est que tout courant marin susceptible de transporter des grains d'une taille supérieure à 250 µm aurait vanné le fond et n'aurait pas permis le dépôt simultané d'argile avec ces grains. Ce qui permet donc de les interpréter comme issus d'un transport par la glace. La seconde est la contrainte de la taille des tamis disponibles. Enfin, la troisième raison est la faible différence de représentativité observée entre les comptages réalisés sur la gamme 400 – 1 000 µm et 250 – 1 000 µm. Entre ces deux gammes de tailles, les comptages d'un niveau ne modifient pas grandement les statistiques d'abondance de grains par rapport aux autres niveaux comptés. Ces assemblages, comptages et observations dans différentes gammes de tailles ont permis de mieux contraindre le contexte stratigraphique et paléoenvironnemental des mers nordiques.

L'étude des associations faunistiques a permis de mettre en évidence certaines périodes marquée par des influences d'entrées d'eaux atlantiques (e.g. Chauhan et al., 2014, 2016 ; Bylinskaya et al., 2016) : en effet, il est assez rare de retrouver des foraminifères planctoniques en grande quantité dans les carottes des mers nordiques, et d'autant plus rare de trouver des périodes marquées par d'autres espèces que le foraminifère planctonique *Neogloboquadrina pachyderma*. Ainsi, retrouver *Globigerina bulloides* en même temps que *N. pachyderma* s. implique une influence des eaux chaudes atlantiques dans la zone étudiée (e.g. Chauhan et al., 2014, 2016 ; Bylinskaya et al., 2016).

Les identifications et comptages des foraminifères benthiques de grande taille, compris dans la gamme >250 µm pour les carottes M17KC03 et M17KC15 et dans la gamme > 1 000 µm pour toutes les autres carottes, permettent également d'avoir une première approximation des conditions d'oxygénation et de nutriments sur le fond marin. Les foraminifères benthiques de grande taille sont généralement assez rares dans les carottes étudiées, et leur présence implique donc des conditions favorables de vie sur le fond de la mer, que ce soit par la composition des sédiments ou celle des masses d'eau environnantes (e.g. Jernas et al., 2018).

II.2.4.2. Les observations de coccolithophores sur frottis

II.2.4.2.a. Les coccolithophoridés, généralités et utilité stratigraphique

Les coccolithophoridés sont des haptophytes, organismes nanoplanctoniques (2-20 µm) phototrophiques se retrouvant dans tous les environnements marins du monde depuis le Trias (Eikrem et al., 2016).

La caractéristique principale des coccolithophoridés, algues unicellulaires, est leur squelette composé de nombreux coccolithes. Ce sont des plaques microscopiques de carbonate de calcium, de complexité structurale variable, servant à l'identification des différentes espèces (Sprengel et al., 2002 ; Eikrem et al., 2016). Les coccolithes ne font généralement que quelques micromètres de diamètre, néanmoins ils présentent un grand volume en raison de leur structure complexe (Lerman et al., 1974). Par conséquent, un transport efficace des coccolithes vers le fond marin passe par la consommation des coccolithophores par des brouteurs planctoniques (notamment les copépodes) et la décantation des coccolithes dans des pellets fécaux (Marshall & Orr, 1956, 1962 ; Roth et al., 1975 ; Honjo et al., 1975a ; Wiebe et al., 1976). Dans les pellets, les coccolithes se préservent parfaitement en raison de la présence d'une fine membrane entourant ces déjections, protégeant leur contenu de l'environnement extérieur – et donc de la dissolution (Honjo, 1976) (Figure 27).

Actuellement, dans les océans du monde, l'espèce la plus fréquente de coccolithophoridés est *Emiliania huxleyi* (Lohmann) Kamptner. Cette espèce abonde d'autant plus vers les hautes latitudes, jusqu'à former une flore monospécifique dans les eaux subarctiques et subantarctique (McIntyre & Bé, 1967). Cette

forme de coccolithophoridé aurait évolué à partir de *Gephyrocapsa protohuxleyi* et aurait commencé à dominer vers 278 ka BP (McIntyre, 1970 ; Thierstein et al., 1977).

Le rôle potentiel des coccolithophores pour les études paléoenvironnementales dans les mers nordiques a été mis en avant dans plusieurs travaux (e.g. Gard, 1988 ; Gard & Backman, 1990 ; Baumann & Matthiessen, 1992 ; Baumann et al., 2000 ; Giraudeau & Beaufort, 2007 ; López-Otálvaro et al., 2019). Ce sont des organismes présentant une large répartition géographique, abondants, et connaissant une évolution rapide depuis leur apparition au Trias supérieur (Giraudeau & Beaufort, 2007). Les changements de dominance de coccolithophores dans les océans ont une signification stratigraphique globale (Pujos & Giraudeau, 1993).

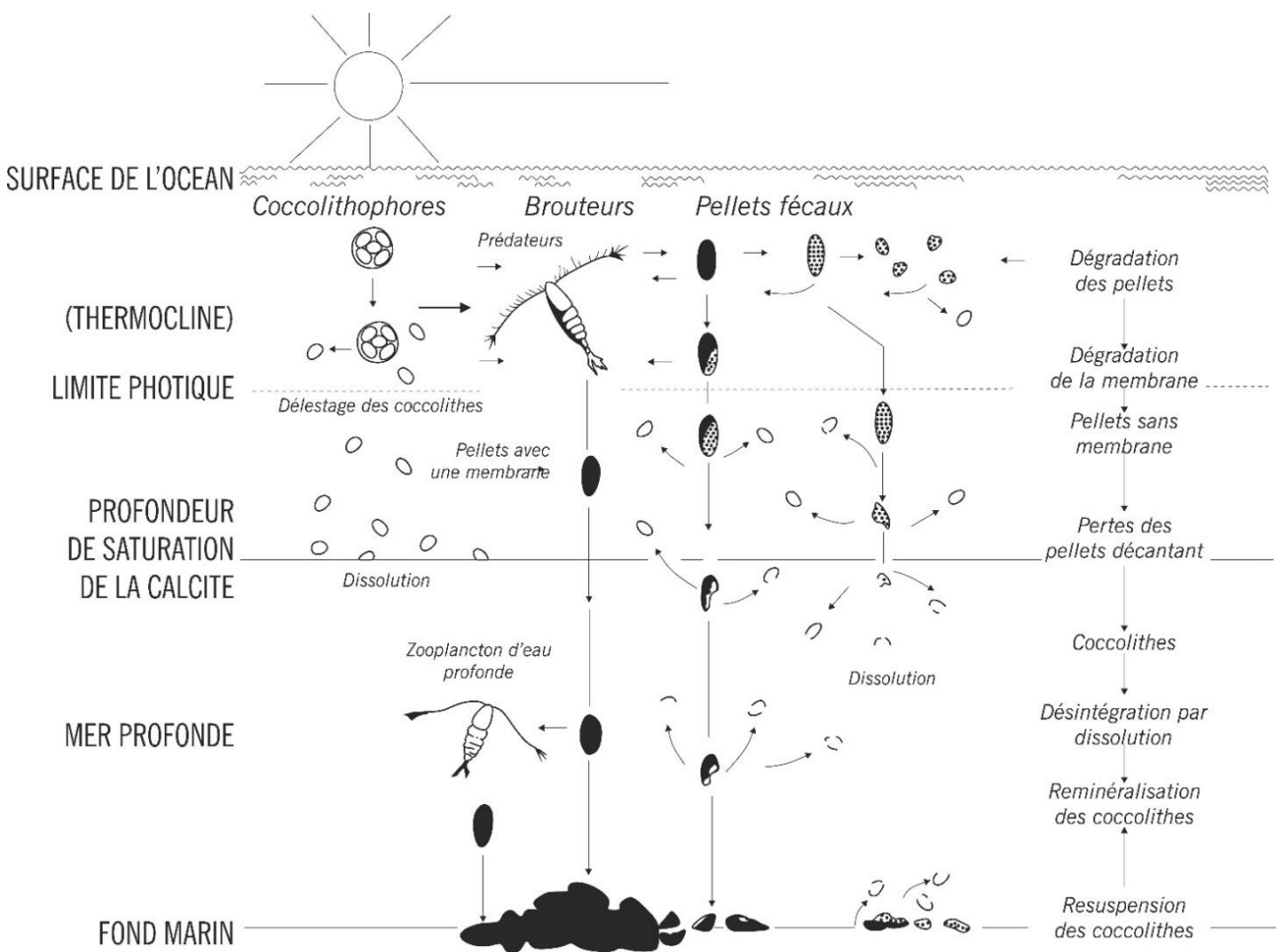


Figure 27 : Modèle des relations entre la production, le transport, la dissolution et le dépôt de coccolithes dans un océan profond ouvert. Pas à l'échelle (d'après Honjo, 1976).

Afin d'établir une stratigraphie pour le Pléistocène, le concept assez classique de la première occurrence/dernière occurrence (*first occurrence*, **FO**/*last occurrence* **LO**) des espèces est associé à la dominance dans les intervalles de certaines espèces ou catégories taxonomiques. La biochronologie, mise à jour par Wefer et al. (1998), donne les intervalles des zones d'acmé comme suit (cf. Figure 28) :

- Une zone d'acmé à petites *Gephyrocapsa* associées à *Reticulafenestra asanoi* et *Pseudoemiliana lacunosa*, couvre l'intervalle de temps 1 250 - 990 ka BP, entre la base du **MIS 44** et la base du **MIS 30**.
- Une zone d'acmé à *Gephyrocapsa caribbeanica* associée à *R. asanoi* et *P. lacunosa*, se retrouve entre 990 et 870 ka BP, entre la base du **MIS 30** et la base du **MIS 25**.
- Une zone d'acmé à petites *Gephyrocapsa* couvre l'intervalle de temps 870-590 ka BP, entre la base du **MIS 25** et la base du **MIS 15**. Durant cet intervalle, *Reticulafenestra asanoi* disparaît des assemblages de nannofossiles calcaires.
- Une nouvelle zone d'acmé à *Gephyrocapsa caribbeanica* recouvre l'intervalle de temps 590-260 ka BP, de la base du **MIS 15** à la base du **MIS 6**, mais sans *R. asanoi*. Durant cet intervalle, 460 ka BP, *Pseudoemiliana lacunosa* disparaît des assemblages de nannofossiles calcaires.
- Une zone d'acmé à *Gephyrocapsa aperta* recouvre l'intervalle de temps 260-140 ka BP, de la base du **MIS 8** au sommet du **MIS 6**. *Emiliana huxleyi* apparaît peu avant le début de cet intervalle, 278 ka BP.
- La zone d'acmé à *Emiliana huxleyi* couvre les derniers 90 ka BP (Thierstein et al., 1977), **MIS 1-4/5b**.

Les biohorizons ainsi identifiés sont marqués par la disparition de *Reticulafenestra asanoi* après 830 ka BP et celle de *Pseudoemiliana lacunosa* après 460 ka BP, mais aussi par l'apparition d'*Emiliana huxleyi* après 278 ka BP, et un changement de dominance entre *E. huxleyi* et *Gephyrocapsa caribbeanica* entre 85 et 73 ka BP (Thierstein et al., 1977). C'est donc cette biochronologie (établie par Wefer et al., 1998) pour le Néogène qui a été utilisée comme référence.

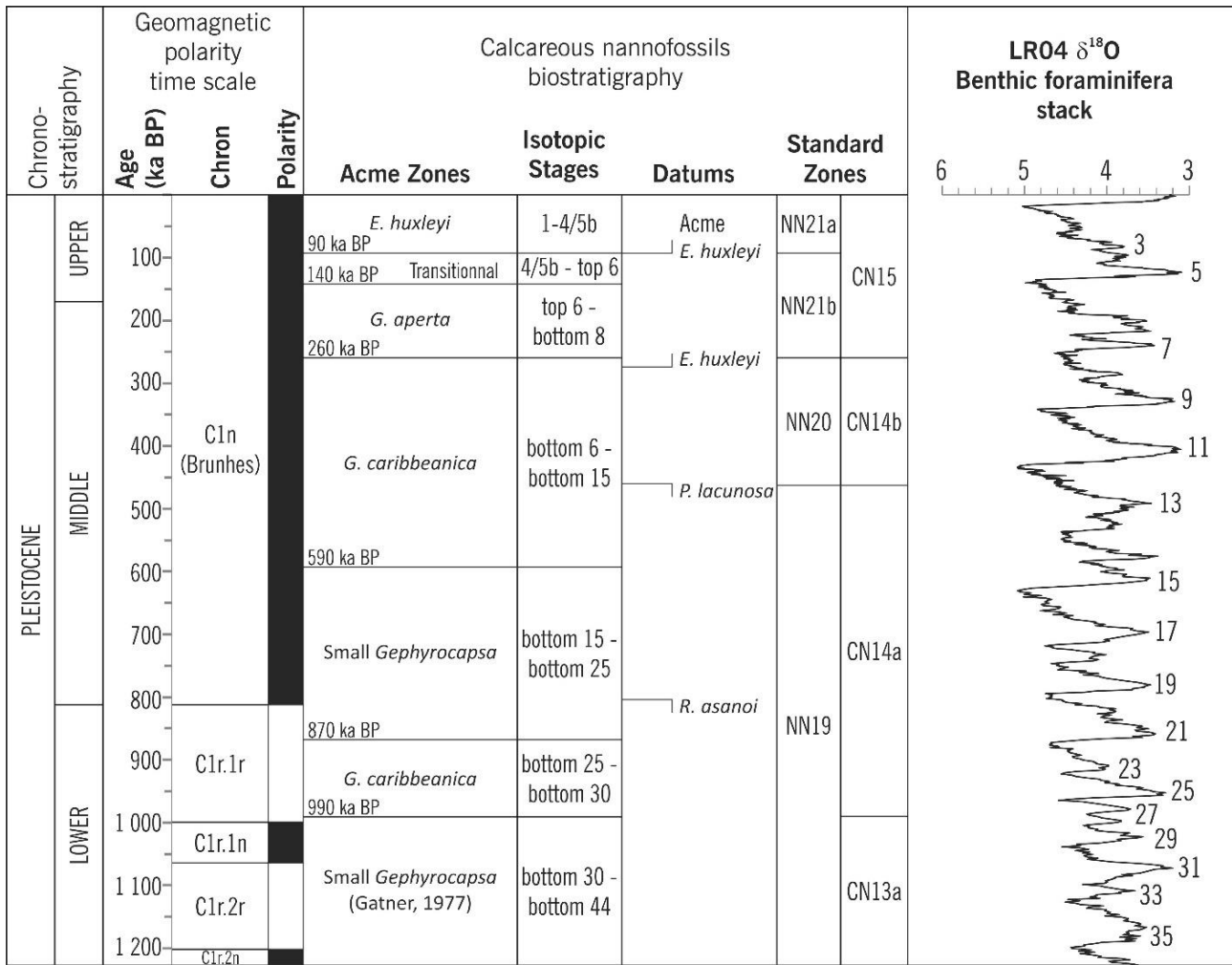


Figure 28 : Schéma zonal des acmés à coccolithophores pour le Quaternaire moyen et supérieur (modifié d'après Berggren et al., 1995 ; Wefer et al., 1998 ; Raffi et al., 2006 ; Giraudeau & Beaufort, 2007 ; Wade et al., 2011 ;).

II.2.4.2.b. Les échantillonnages

Des frottis ont été réalisés sur 12 carottes sédimentaires de la mission MOCOSED 2017, sans décider d'un pas constant, mais en sélectionnant des niveaux susceptibles d'apporter des informations stratigraphiques intéressantes. La sélection de ces niveaux s'est faite sur la base de la couleur et de la texture du sédiment. Ces frottis ont ensuite été indurés à l'aide du baume du Canada et observés sous un microscope avec un agrandissement x1 000.

L'observation de frottis permet d'avoir une vision simple et rapide des éléments composant le sédiment. Ils ont été utilisés dans le cadre de cette thèse afin d'avoir une information biostratigraphique sur la base des assemblages de coccolithophoridés et l'identification de zones d'acmé (Pujos and Giraudeau, 1993 ; Wefer et al., 1998a) (Figure 29). Jacques Giraudeau, au laboratoire EPOC, a ainsi pu observer chaque frottis prélevé et déterminer la présence/l'absence de coccolithophores, la dominance des espèces de coccolithophoridés, et les zones d'acmé pour les 12 carottes échantillonnées.

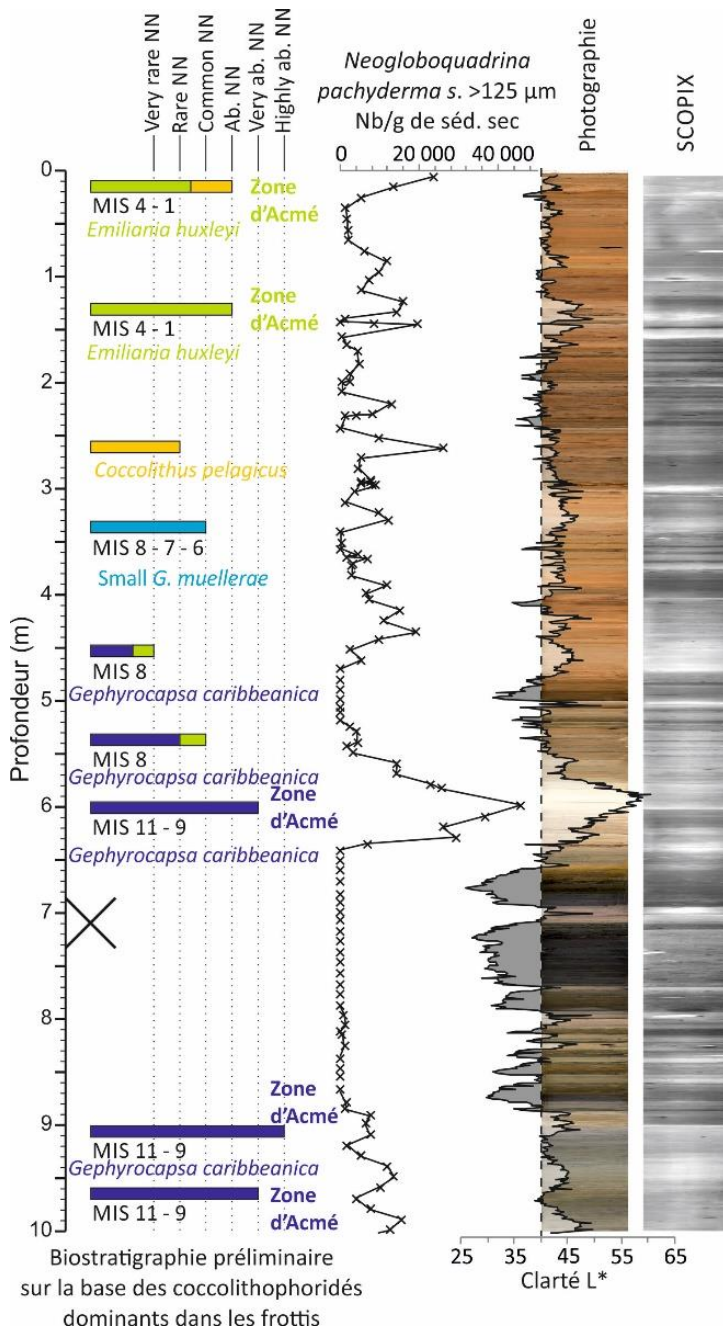


Figure 29 : Détermination d'une stratigraphie préliminaire sur la base des observations d'abondance de coccolithophoridés sur les frottis pour la carotte M17KC03 comparée à l'abondance du foraminifère polaire *N. pachyderma* et aux outils décrits par la Figure 26. La croix noire représente un niveau observé sans nanofossiles calcaires.

II.2.5. Caractérisation géochimique : la fluorescence X

La spectrométrie par fluorescence X (ou **XRF** pour *X-Ray Fluorescence*) est une analyse non destructive permettant d'obtenir rapidement une information sur la composition relative en éléments chimiques dans les sédiments. Ces mesures ont été réalisées sur les 31 carottes sédimentaires au sein du laboratoire EPOC sur le banc **XRF core scanner – Avaatech**. La taille de la cellule de mesure étant de 1 cm, un pas d'analyse de 1 cm a été choisi afin d'obtenir une mesure continue.

La donnée **XRF** permet d'avoir une quantification rapide et non destructive des éléments dominants qui composent les sédiments, et ce à haute résolution. Aucune préparation autre que le lissage de la surface de la section et l'utilisation d'un film Ultralen neutre pour protéger le détecteur n'est nécessaire.

Afin de mesurer un spectre d'éléments chimiques assez large, deux passages sont faits par la cellule de mesure pour chaque section analysée. Un premier passage est réalisé avec une tension rX de 10 kV. Cela permet d'obtenir des données sur les quantités relatives des éléments chimiques Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, et Mn. Ensuite, le second passage est fait avec une tension de 30 kV, permettant d'obtenir les informations sur les éléments chimiques plus lourds : Fe, Cu, Zn, Br, Rb, Sr et Zr.

L'ensemble des données obtenues est donné en « coups par secondes ». Les études menées par [Kido et al. \(2006\)](#) et [Böning et al. \(2007\)](#) rapportent que de fortes valeurs de Ca peuvent augmenter les effets de matrice sur le Fe, le Ti et le K : une part de la fluorescence X émise par le Fe et le Ti peuvent être absorbés par les forts pourcentages de Ca, alors qu'une augmentation de la fluorescence X du Ca peut causer une augmentation de l'excitation du K ([Hennekam & de Lange, 2012](#)). Il est possible de résoudre ce problème en normalisant chaque valeur par la somme des coups par seconde de l'ensemble des éléments chimiques mesurés (*sum*) ([Hennekam & de Lange, 2012](#)). Ceci aide aussi à réduire l'impact associé à l'hétérogénéité de la surface des sédiments et à la variabilité dans la concentration.

Dans le cadre précis de cette thèse, plusieurs ratios spécifiques ont été utilisés :

- Le rapport $^{XRF}\text{Ca}/\text{sum}$ (la donnée de calcium divisée par la somme de tous les éléments chimiques mesurés à chaque niveau). Le calcium retrouvé dans les sédiments peut avoir une origine détritique, par le transport de carbonates continentaux ou par érosion de roches contenant des plagioclases ([Rebolledo et al., 2008](#)), mais cette information détritique n'est généralement pas majoritaire loin des côtes et des estuaires. Le calcium peut également, et surtout, avoir une source biogénique marine, par la production primaire de microfossiles calcaires dans la colonne d'eau (e.g. [Rothwell & Croudace, 2015](#)). Afin de déterminer la nature du calcium mesuré par la donnée **XRF**, des mesures de carbonate de calcium ont été réalisées sur 17 niveaux, et mis en parallèle avec les données de ^{XRF}Ca (c.f. *partie suivante 2.6*). Le très fort parallèle entre ces valeurs de ^{XRF}Ca

et l'abondance du foraminifère planctonique *N. pachyderma* s. suggère un lien direct entre ces deux éléments.

- Le rapport $^{XRF}\text{Ti}/\text{sum}$ permet de donner une information sur les apports détritiques terrigènes dans les fonds marins. En effet, le titanium est un composé commun des roches telles que les gneiss ou les schistes, ce qui donne une source essentiellement continentale à cet élément (Croudace et al., 2015).
- Le rapport $^{XRF}\text{Sr}/\text{sum}$ est un marqueur d'une origine biogénique (Rothwell & Croudace, 2015). Il peut être issu de coraux d'eau froide (Grove et al., 2010), d'une forte abondance de ptéropodes dans les sédiments (Krinsley & Bieri, 1959), ou encore d'une augmentation d'organismes pélagiques aragonitiques (Rothwell et al., 2006). La relativement bonne covariance de ce rapport avec le rapport $^{XRF}\text{Ca}/\text{sum}$ et l'abondance de foraminifères benthiques et planctoniques suggère la dominance d'une signature biogénique de ces éléments Ca et Sr dans nos carottes (Figure 30). Dans le détroit de Fram, ce rapport permet notamment de mettre en exergue des niveaux contouritiques riches en microfossiles calcaires (cette étude).
- Les rapports $^{XRF}\text{Zr}/\text{sum}$ et $^{XRF}\text{Zr}/^{XRF}\text{Rb}$ sont généralement marqueurs de la présence de grains détritiques grossiers, parfois ignés (Rothwell & Croudace, 2015). Dans nos données, ces rapports suivent particulièrement bien les variations de granularité du sédiment (cf. partie II.2.7).

C'est notamment par l'intermédiaire de cet outil qu'une échelle stratigraphique a pu être réalisée sur l'ensemble des bassins des mers nordiques.

II.2.6. La calcimétrie

Les mesures de la teneur en carbonates ont été réalisées dans le but de mieux cerner la donnée de ^{XRF}Ca obtenue pour les carottes des missions MOCOSSED 2014 et 2017, et *in fine*, de calibrer cette donnée relative afin d'obtenir une courbe de pourcentage de carbonate dans les sédiments. La quantité de carbonate de calcium CaCO_3 présente dans le sédiment est mesurée à l'aide d'un calcimètre Bernard. Bien que cet outil puisse être utilisé comme indicateur stratigraphique, il n'a été utilisé dans cette étude que sur six carottes sédimentaires, cinq de la mission MOCOSSED 2017 et une de la mission MOCOSSED 2014. En effet, ces mesures ont été réalisées sur des valeurs basses, intermédiaires et hautes de calcium identifiés par les données **XRF**, à raison de 12 à 17 échantillons par carottes (Figures 30 et 31).

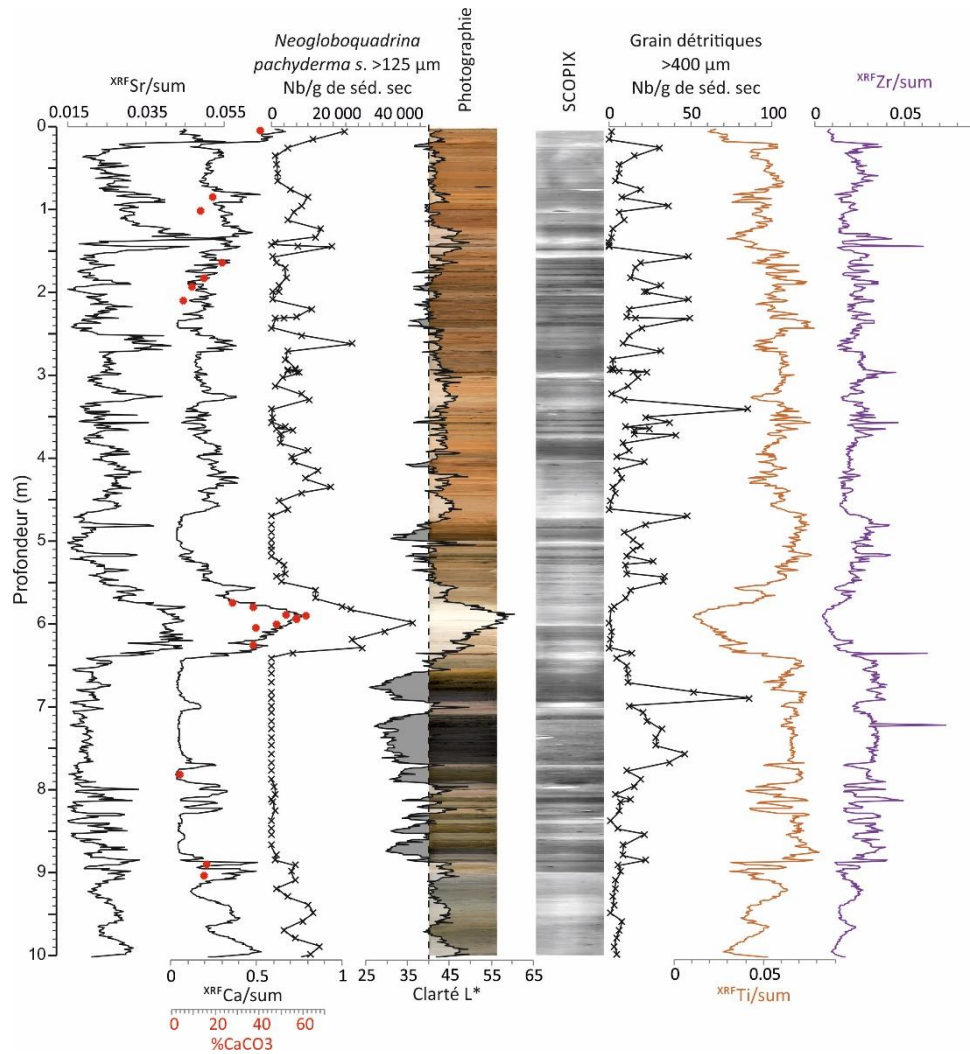


Figure 30 : Données XRF comparées aux outils de la Figure 29 et mesures de calcimétrie obtenues ponctuellement pour la carotte M17KC03 (points rouges).

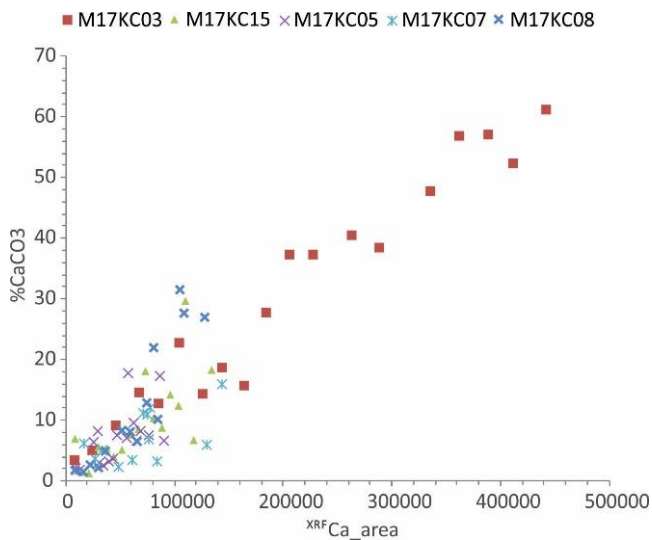


Figure 31 : Graphique de correspondance entre les données de carbonate de calcium mesurées au calcimètre Bernard et les données de calcium issues des mesures XRF pour les 5 carottes de la mission MOCOSED 2017.

Chaque niveau dont la proportion de carbonate de calcium a été mesurée est mis en correspondance dans un graphique avec la valeur de XRF_{Ca} associée (Figure 31). Lorsque les points permettent la création d'une droite de corrélation linéaire, il est considéré que le calcium mesuré par les données **XRF** correspond au $CaCO_3$ présent dans le sédiment. En utilisant l'équation de la droite de corrélation contrainte de passer par 0, il est possible de convertir la donnée **XRF** en coups/s en pourcentages de $CaCO_3$ dans le sédiment. Dans le cas de la M17KC03, cette équation est $y = 0.0001x$ et son R^2 est $R^2 = 0.944$.

II.2.7. La microgranulométrie laser

La mesure de la taille des grains a été réalisée à l'aide du microgranulomètre laser **Malvern MasterSizer 2000G** au sein du laboratoire EPOC. Ce microgranulomètre, basé sur le principe de la diffraction laser, permet la mesure de la taille des grains comprise entre 0,02 μm et 2 000 μm . Cette méthode calcule la taille des particules par la mesure de l'angle de diffraction. La mesure de la taille des grains va donc dépendre de l'angle par lequel la particule est mesurée. Ainsi, les argiles, qui présentent une structure en feuillets plats, peuvent être mesurées aussi bien par leur plus petit côté que par leur plus grand côté. Il est donc considéré que la taille des argiles est surestimée jusqu'à 10 μm (McCave & Tucholke., 1986). Afin de pallier ce problème, **la limite de classe entre les silts et les argiles est placée à 10 μm** pour l'ensemble des résultats présentés dans ce manuscrit.

Afin d'obtenir une information la plus précise possible, les carottes de la mission MOCOSED 2017 ont été échantillonnées avec un pas maximal de 2 cm, et une augmentation de la résolution jusqu'à 2 mm dans les zones d'intérêt (présentant par exemple de nombreuses lamines). La limite de la résolution est imposée par la largeur de la spatule de prélèvement, légèrement inférieure à 2 mm. Cette résolution élevée a permis de caractériser en détails certains faciès sédimentaires particuliers et d'identifier certains processus de dépôt.

La médiane granulométrique (**D50**) correspond à la taille des particules pour une masse cumulée de 50% des sédiments (Chamley et Deconinck, 2011). Elle permet d'obtenir une visualisation rapide de la taille des grains dans chaque niveau étudié, et donc d'avoir une première visualisation de la force du courant ayant transporté le matériel sur le fond. C'est pourquoi le **D50** est fréquemment utilisé afin d'avoir une vision globale des carottes. Néanmoins, l'utilisation de ce paramètre est fortement dépendante de la zone étudiée. En effet, dans les mers nordiques, un processus particulier, le transport par la glace, entraîne le dépôt de grains détritiques grossiers de tailles variées indépendamment de la force du courant. Ces grains ice-raftés (ou *ice-rafted detritus*, **IRD**), pouvant largement dépasser la taille des sables grossiers, ils impactent la mesure granulométrique (e.g. Chauhan et al., 2014).

Afin de pallier à ce problème et de remonter aux processus de dépôt, les courbes de fréquence granulométriques sont étudiées. Les courbes de fréquences indiquent, pour chaque niveau mesuré, le pourcentage de tailles de grains. Cela permet d'avoir une vue rapide et directe des différents modes granulométriques, et donc d'identifier les processus responsables du dépôt.

II.2.8. Les lames minces

Certaines sections sédimentaires présentent des structures visibles particulières, sous-tendant des processus de dépôts spécifiques. Afin de mieux comprendre les modes de dépôts, et d'atteindre le niveau de détail de la fabrication sédimentaire, des lames minces de sections sédimentaires indurées ont été réalisées (Figure 32).

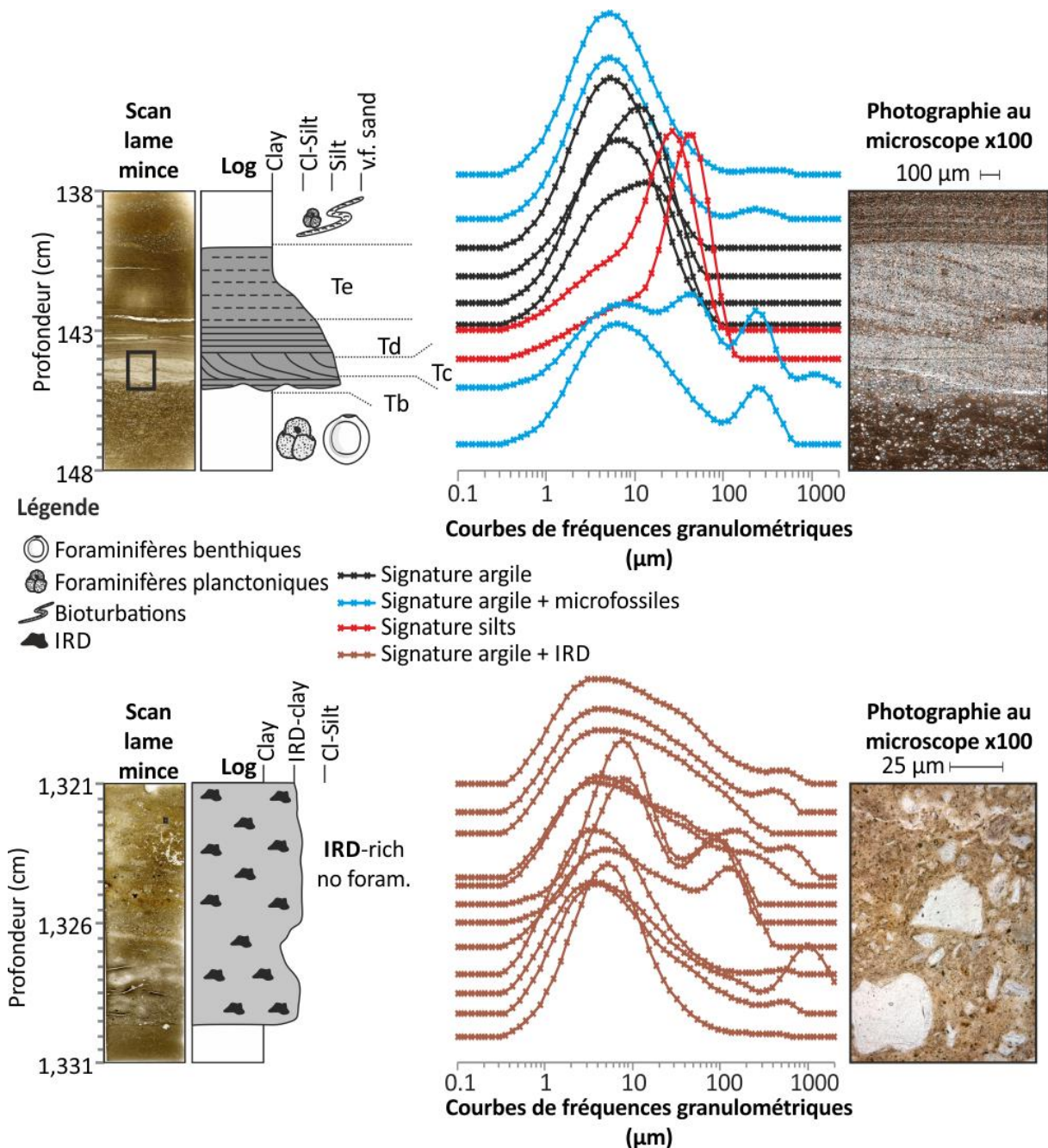


Figure 32 : Présentation de deux lames minces de la M17KC03.

Le laboratoire EPOC dispose d'un laboratoire de lithopréparation ayant mis au point un système d'induration des sédiments par l'intermédiaire d'un échange eau-acétone. Ce procédé, décrit en détail dans l'article de [Zaragosi et al. \(2006\)](#), permet de réaliser des lames minces de 10 cm de longueur et d'une épaisseur de 30 μm dans des sédiments meubles.

Ces lames minces sont analysées avec une station de microscopie numérique **Leica DM6000** avec un grossissement x100. Elles permettent d'avoir une visualisation détaillée de la fabrique du sédiment ([Figure 32](#)), de distinguer (et avec une précision inégalable par des méthodes indirectes) les lamines les plus fines, la nature minéralogique et les fractures micrométriques à millimétriques qui seraient par ailleurs indiscernables. Les lames minces permettent ainsi d'aider à la discrimination et à l'observation des faciès sédimentaires qui composent la sédimentation des mers nordiques.

II.2.9. La mesure de susceptibilité magnétique

La mesure de la susceptibilité magnétique a été réalisée à l'aide du **Bartington MS2E High Resolution Surface Sensor**, disposant d'un capteur de 1 cm de diamètre. Par conséquent, la mesure a été faite avec un pas de 1 cm pour avoir une mesure continue. Afin que la mesure puisse être prise sans risquer de contaminer le capteur, un fin film de plastique est disposé bien tendu sur le sédiment. L'analyse a été réalisée sur les 31 carottes de cette thèse. La mesure de la susceptibilité magnétique du sédiment se base sur les variations d'induction magnétique engendrées dans une bobine lors de la mesure sur le sédiment. Cette mesure est proportionnelle à la quantité d'éléments paramagnétiques et ferromagnétiques présents dans le sédiment. Dans le domaine marin, trois minéraux majeurs sont responsables d'une augmentation de la réponse du signal ([Kissel et al., 1997](#)) :

- La magnétite et ses dérivés ;
- Les sulfures ferromagnétiques ;
- Les minéraux argileux.

Dans l'environnement marin, l'information magnétique est souvent utilisée pour les reconstructions paléoclimatiques (e.g. [Kissel et al., 1997, 1998, 1999, 2008, 2018](#)). Il est essentiel de prendre garde à la dilution de ce matériel dans des sédiments diamagnétiques (tels que les quartz ou les carbonates), mais également à l'impact de la diagenèse du sédiment, dont les changements d'oxydo-réduction peuvent jouer un rôle sur la réponse magnétique ([Kissel et al., 1999](#)).

Dans les mers nordiques, les pics de susceptibilité magnétique sont généralement associés à des changements dans l'intensité et l'origine des courants profonds en fonction des périodes climatiques ([Kissel et al., 1999 ; Knies et al., 2009](#)).

II.2.10. Les datations ^{14}C

Cet outil est essentiellement utilisé pour toutes les chronostratigraphies plus récentes que 40 ka ^{14}C BP. Au cours de cette thèse, les datations radiocarbones ont été réalisées sur des tests de foraminifères planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma*, microorganisme calcaire le plus fréquent dans les sédiments des mers nordiques.

Afin de pouvoir exploiter les dates ^{14}C obtenues, l'effet réservoir de l'environnement marin est à prendre en compte. Mangerud et al. (1972) a montré que la variation globale de l'effet réservoir est due à un mélange des eaux remontant des fonds marins avec les eaux de surface. Ces eaux profondes qui remontent sont chargées en vieux carbonates inorganiques dont le ^{14}C a eu le temps de se désintégrer pendant son séjour sur le fond de la mer. Ce vieux carbone déjà partiellement désintégré induit un vieillissement des résultats, qu'il faut alors calibrer en appliquant une correction.

N'ayant pas de données précises sur les âges réservoirs des mers nordiques en particulier, le modèle correctif global Marine 20 (Stuiver et Reimer, 1993 ; hughen et al., 2020) a été utilisé avec le logiciel CALIB 8.1.0.

Six datations ont été effectuées par le laboratoire de Poznan pour les carottes de la mission MOCOSED 2017, et neuf datations ont été réalisées par Beta Analytic pour les carottes de la mission MOCOSED 2014.

II.2.11. Analyses isotopiques, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$

Les données isotopiques de l'oxygène (O) et du carbone (C) sont couramment utilisées dans les études sédimentologiques et paléoclimatiques pour définir la chronostratigraphie des sédiments.

Schématiquement et en quelques mots, le principe de leur utilisation repose sur le fait que les processus d'évaporation, précipitation et prise en glace des molécules d'eau induisent un fractionnement isotopique, ce qui conduit à une inégalité dans la quantité d'isotopes lourds de l'oxygène (^{18}O) entre l'océan et la cryosphère (Figure 33).

Ce processus implique que durant les périodes présentant de grandes calottes continentales et des glaciers étendus (périodes glaciaires), le ^{16}O est stocké dans les glaces, donne un océan enrichi en ^{18}O . Ces variations sont enregistrées par les tests d'organismes vivants tels que les foraminifères benthiques et planctoniques.

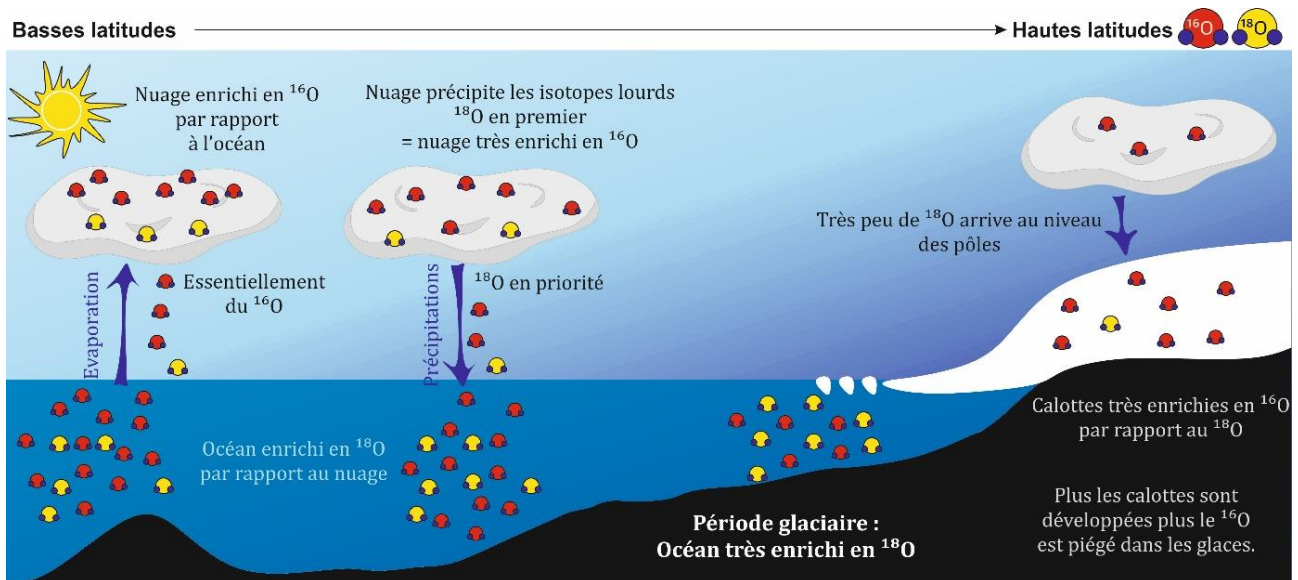


Figure 33 : Schéma synthétique du fractionnement isotopique de l'oxygène suivant le cycle de l'eau.

Les données de $\delta^{18}\text{O}$ permettent de reconstruire un cadre chronostratigraphique par corrélations graphique (pic à pic) avec des données de référence (telles que le LR04 ou des carottes déjà datées dans la zone étudiée e.g. Bauch et al., 2000 ; Lisiecki et Raymo, 2005 ; Wright et al., 2019). Les données de $\delta^{13}\text{C}$ permettent généralement de retracer les périodes de ventilation des eaux (Duplessy et al., 1988).

Dans ce but, les analyses isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été réalisées au sein du laboratoire EPOC, à la plateforme « Isotopie », sur un **Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS) MAT253, Thermo Fisher Scientific, Inc.**, couplé au préparateur **KIEL IV CARBONATE**. Les mesures ont été réalisées sur trois carottes sélectionnées de la mission MOCOSED 2017, les M17KC03, M17KC04 et M17KC15, sur des tests du foraminifère planctonique *Neogloboquadrina pachyderma* (125-250 μm). Les foraminifères benthiques *Planulina wuellerstorfi* (250-350 μm) de la M17KC03 ont également été analysés (Figure 34). Mais les conditions particulières régissant le domaine subarctique (telles que les rejets de saumures, les fontes saisonnières apportant des masses d'eau douce en surface, la faible productivité, etc.) biaisent les rapports isotopiques de l'oxygène, notamment dans la M17KC15 (située dans le détroit de Fram), altérant fortement le signal. De plus, la très faible abondance des microfossiles calcaires dans ces mers a induit un signal très épars, réduisant ainsi la résolution des analyses.

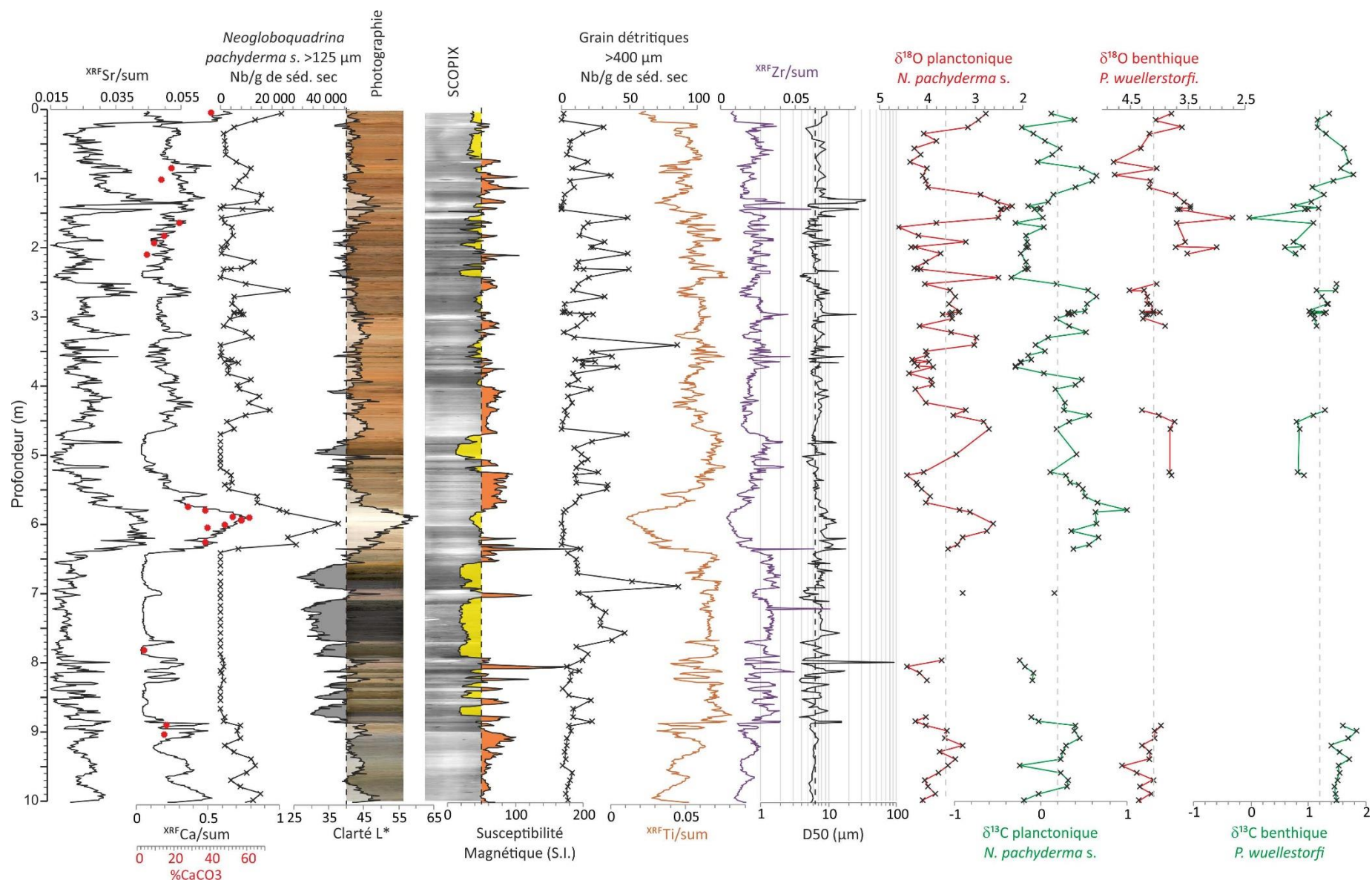


Figure 34 : Présentation de l'ensemble des proxies utilisés pour la carotte M17KC03.

Chapitre 3 : Stratigraphy in the Greenland/Iceland/Norwegian (GIN) seas: a multiproxy approach on the Pleistocene sediments

Marjolaine E. J. SABINE^{*(1)}, Frédérique EYNAUD⁽¹⁾, Sébastien ZARAGOSI⁽¹⁾, Jacques GIRAUDEAU⁽¹⁾, Maxime DEBRET⁽²⁾, Linda ROSSIGNOL-MALAIZE⁽¹⁾, Karine CHARLIER⁽¹⁾, Isabelle BILLY⁽¹⁾, Bruno MALAIZE⁽¹⁾, Jimmy DAYNAC⁽¹⁾, Elodie MARCHES⁽³⁾, Thierry GARLAN⁽³⁾

- (1) Laboratoire Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC) -UMR CNRS 5805, Université de Bordeaux, Allée Geoffroy Saint Hilaire, FR-33615 Pessac Cedex - France.
- (2) Département de Géosciences et Environnement - Morphodynamique Continentale et Côtière, Sciences et Techniques, Université de Rouen, FR-76821 Mont-Saint-Aignan Cedex – France
- (3) Service hydrographique et océanographique de la Marine (SHOM), 13 rue du Châtelier, CS 92803 –FR- 29228 Brest Cedex 2– France

Soumis à *Marine Geology* en janvier 2020, rejeté en mars 2020 mais avec une invitation à resoumettre, en cours de révision pour une re-soumission.

Ce chapitre propose une analyse stratigraphique de cinq carottes sédimentaires prélevées dans les mers nordiques, plus précisément dans les mers du Groenland, d'Islande et de Norvège, appelées ici les **GIN seas**. Une première échelle stratigraphique est obtenue pour **le dernier million d'années** sur la base d'une carotte de référence longue, la M17KC03, issue de la mission MOCOSED 2017. Puis un focus est présenté sur les derniers **450 ka BP** pour quatre autres carottes sédimentaires prélevées durant la même mission, les carottes M17KC01, M17KC02, M17KC14 et M17KC15 (*cf. Chapitre 2*). **Ce chapitre a été rédigé de façon à le soumettre à une revue internationale, la majeure partie de son contenu est donc en anglais, sous la forme d'un article intégrant les figures pour une meilleure lisibilité du manuscrit de thèse.** Sa structuration se divise en plusieurs parties :

- Une **introduction succincte** présentant les intérêts de l'étude des mers nordiques et de la difficulté que représente l'établissement d'une échelle stratigraphique robuste dans ces mers en raison du peu de préservation des microorganismes calcaires et des taux de sédimentation particulièrement faibles dans la majorité des bassins de ces mers ;
- Une partie décrivant les **matériels et méthodes** et présentant les données et les méthodes d'acquisition employée (*cette partie a déjà été présentée dans le chapitre 2*) ;
- Une partie présentant la **méthode de corrélation** utilisée entre les cinq carottes sédimentaires. Cette partie comprend :
 - Le détail de la méthode utilisée pour obtenir une **stratigraphie** pour la carotte M17KC03, la carotte la plus longue étudiée, en se basant sur les **données isotopiques de l'oxygène**.
 - Le détail de la méthode utilisée pour **corrélérer les quatre autres carottes** avec la M17KC03 en utilisant d'autres proxies que les données isotopiques de l'oxygène. Notamment l'utilisation des **données XRF et des données de comptages**, qui permettent de mettre en avant les alternances de périodes chaudes et froides ;
- Une partie présentant les **résultats et la discussion** dans l'objectif d'établir une échelle stratigraphique claire basée sur d'autres paramètres que les données isotopiques. Une téléconnexion a ainsi pu être mise en évidence entre les mers nordiques et les latitudes intermédiaires et basses ;
- Enfin, la **conclusion** synthétise l'ensemble des résultats discutés dans les parties précédentes.

Résumé en français du chapitre 3

III.1. Introduction

Les conditions hydrographiques et les taux de sédimentation faibles qui prévalent dans les mers nordiques (Groenland, Islande, Norvège, **GIN**) rendent difficile l'établissement d'échelles chronostratigraphiques. Ces mers sont particulièrement réactives aux changements climatiques en raison de la proximité des calottes continentales influençant fortement les conditions environnementales (e.g., Müller & Stein, 2014 ; Chauhan et al., 2014 ; Thibodeau et al., 2017 ; Becker et al., 2018). Les conditions de couvert de glace de mer, d'épaisseur de la zone photique, de la position de la zone de compensation des carbonates (*Carbonate Compensation Depth* -**CCD**, limite sous laquelle les carbonates sont dissous), vont fortement évoluer en fonction du climat. L'épaisseur et l'extension du couvert de glace de mer modifient les courants océaniques (dont les zones de convection profonde) et vice-versa. Les périodes de réchauffement vont induire de larges apports d'eau de fonte dans les mers nordiques, notamment par l'intermédiaire de la fonte des calottes, de la rupture des barrages de lacs glaciaires, ou encore par la reconnexion entre les rivières continentales et les bassins péri-arctiques. Tous ces éléments influencent la chimie de l'eau et donc la chimie des tests de foraminifères et autres microorganismes calcaires. Ces paramètres vont ainsi fortement influencer les valeurs isotopiques, les âges réservoirs et donc rendre des outils tels que le $\delta^{18}\text{O}$ et les datations radiocarbone difficiles à utiliser dans ces mers. Mais s'agissant d'environnements très réactifs aux changements climatiques et environnementaux, d'autres proxies doivent pouvoir être utilisés.

Ce chapitre propose et détaille ainsi une démarche méthodologique, basée sur une approche multiproxy, pour construire une échelle stratigraphique à la fois la plus robuste possible, mais aussi susceptible d'être établie à l'aide de traceurs alternatifs aux mesures géochimiques sur les carbonates (autres que le $\delta^{18}\text{O}$ ou les datations ^{14}C), outils de base de la climatostratigraphie, mais qui sont mis en défaut dans les contextes paléocéanographiques des mers nordiques. Pour cela, cinq carottes prélevées au cours de la mission MOCOSSED 2017 sont utilisées, trois dans la zone sud des **GIN seas**, au sud-est de Jan Mayen, et deux dans la zone nord des **GIN seas**, dans le détroit de Fram. Ces carottes ont été prélevées à des profondeurs importantes, et suffisamment loin des *trough mouth fans* (**TMF**) pour ne pas avoir été trop influencées par leur sédimentation. En effet, les **TMF** ont des taux de sédimentation pouvant atteindre plus de 400 cm/ka, ce qui ne permet pas d'enregistrer de longues périodes de temps. A l'inverse, la zone profonde, éloignée des sources directes de sédiment, permet d'enregistrer des périodes de temps beaucoup plus longues, avec des taux de sédimentation nettement inférieurs, tournant autour de 1 à 3 cm/ka.

III.2. Matériels et Méthodes

Cinq carottes sédimentaires sont utilisées : M17KC01, M17KC02, M17KC03, M17KC14, et M17KC15. Des analyses sédimentologiques ont été réalisées, notamment la spectrocromimétrie, la mesure de susceptibilité magnétique, la géochimie élémentaire par **XRF**, et l'échantillonnage de 588 niveaux tamisés à 125 et 1 000 μm . Les foraminifères planctoniques et benthiques ont été comptés pour chaque niveau, ainsi que les grains détritiques grossiers (assimilés à des **IRD**) dans la fraction $> 1\ 000\ \mu\text{m}$. Des frottis ont été réalisés avec l'identification des zones d'acmés à coccolithophoridés.

Sur la carotte la plus longue (M17KC03), des mesures du rapport $\delta^{18}\text{O}$ ont été réalisées sur des tests carbonatés planctoniques (échantillons monospécifiques de *Neogloboquadrina pachyderma*, **Nps**, gamme de taille 125-250 μm), mais seuls **161 niveaux sur 251** ont pu donner suffisamment de matériel. En complément, des mesures du $\delta^{18}\text{O}$ ont été faites sur l'espèce benthique *Planulina wuellerstorfi* (taille 250-350 μm) sur la même carotte, mais seuls **100 niveaux sur 251** ont donné suffisamment de matériel pour que les mesures puissent être réalisées.

Deux dates ^{14}C ont également été réalisées sur le sommet de la carotte uniquement (premiers 200 cm) en raison des faibles taux de sédimentation. La première, datée à **16,4 ka cal BP**, confirme notre stratigraphie, la deuxième est proche de la limite de la méthode de datation, à **44,3 ka cal BP** dans une zone interprétée comme faisant partie du **MIS 5** sur la base des acmés à coccolithophoridés. Ces dates ont été calibrées à l'aide du logiciel Calib 8.1.0 et de la correction Marine 20 (Stuiver & Reimer, 1993).

III.3. Résultats

III.3.1. Stratigraphie de la M17KC03

La stratigraphie de la carotte M17KC03 a été construite sur la base des acmés à coccolithophoridés et par comparaison (corrélation pic à pic) des données de $\delta^{18}\text{O}$ planctoniques de la carotte et du stack de référence du $\delta^{18}\text{O}$ benthique LR04 de Lisiecky & Raymo (2005). En effet, les données isotopiques acquises sur les foraminifères benthiques sont trop éparses (seulement 100 niveaux contenaient des *P. wuellerstorfi* sur 251 niveaux échantillonnés) pour permettre de les utiliser à des fins de corrélation stratigraphique. Les corrélations pic à pic ont été faites à l'aide de 41 pointeurs : la M17KC03 enregistre un peu plus de **1 000 ka BP** d'histoire sédimentaire des mers nordiques (Figure 36).

Le taux de sédimentation moyen se situe entre 1 et 3 cm/ka, mais un interglaciaire ressort dans le lot, le **MIS 11**, qui présente un taux de sédimentation de 19 cm/ka (Figure 37).

III.3.2. Corrélation entre la M17KC03 et les autres carottes de la mission MOCOSED 2017

La même méthode de corrélation pic à pic a été utilisée entre les carottes de la mission MOCOSED 2017 et la carotte M17KC03 sur la base des données de colorimétrie et sur le rapport $^{XRF}\text{Ca}/\text{sum}$. Entre 7 et 14 points clés ont été utilisés selon les carottes pour obtenir une corrélation en fonction de la profondeur. L'avantage de pouvoir utiliser les données de la carotte M17KC03 en profondeur et non en âge pour les corrélations tient au fait de la nature du dépôt sédimentaire et de la distorsion qu'impose toute mise en âge des courbes. En faisant des corrélations entre carottes en fonction de la profondeur, il n'y a pas l'effet artificiel de la compression ou de la dilation dû à la mise en âge, seule va jouer la sédimentation directe dans les carottes (Figures 41 à 45).

III.4. Discussion/Conclusions

III.4.1. Une stratigraphie cohérente dans les GIN seas

La stratigraphie établie permet donc de remonter à l'histoire sédimentaire des **GIN seas** jusqu'à 500 ka BP et, avec la M17KC03, jusqu'à 1 Ma BP. Des signatures typiques des périodes glaciaires, de déglaciation et interglaciaires sont identifiées :

- Les périodes glaciaires sont marquées par des valeurs élevées des rapports Sr/Ca et Ti/Ca, ainsi que par des **IRD** plus fréquents que durant les périodes interglaciaires (Figure 47).
- Les périodes de transition/déglaciation sont marquées par des taux de sédimentation particulièrement forts, aussi bien au nord qu'au sud des **GIN seas**, et avec des abondances d'**IRD** élevées (Figure 47).
- Les périodes interglaciaires sont marquées par des valeurs fortes de tous les proxys reliés à la production carbonatée de surface, donc le Ca/sum, le Ca/Sr, l'abondance de foraminifères planctoniques, et des valeurs de luminance élevées (Figure 48).

Bien que des tendances puissent se retrouver, chaque période climatique présente des caractéristiques particulières. Par exemple, les **MIS 9** et **7** sont caractérisés par des valeurs modérées du rapport Sr/Ti en comparaison des valeurs obtenues pour les **MIS 11** et **5**, reconnus pour être les interglaciaires les plus chauds des derniers 500 ka BP (e.g., Huber et al., 2000 ; Helmke & Bauch, 2002).

L'ensemble des analyses et interprétations permettent de mettre en avant plusieurs résultats majeurs (le détail des réflexions se trouve dans le chapitre en anglais) :

- Dans les **GIN seas**, la préservation du calcium et/ou les pics de chaud, se produisent plutôt durant des interglaciaires présentant une fonte limitée durant l'été ;

- Les valeurs élevées de Ti/Ca et Sr/Ca sont associées aux grandes quantités d'IRD observées dans les sédiments. Nous les avons interprétées comme des marqueurs de la taille des calottes ou de leur mode de déstabilisation : plus les valeurs de ces rapports sont élevées, plus les calottes ont été étendues et/ou plus leur débâcle a été intense ;
- Les fortes valeurs des rapports Ti/Ca et Sr/Ca et la plus grande abondance d'IRD dans les carottes de la zone nord des **GIN seas**, dans le détroit de Fram, suggèrent des débâcles plus régulières et des icebergs plus fréquents dans cette zone au cours des derniers 450 ka BP que dans le sud des **GIN seas**, au sud de la *Jan Mayen Fracture Zone*.

III.4.2. Les mers nordiques à une échelle orbitale : forçages, téléconnexion et typicité ?

Les résultats obtenus pour la M17KC03 considérés à une échelle plurimillénaire (d'ordre orbital) suggèrent des similitudes entre le fonctionnement des hautes latitudes, des latitudes intermédiaires et des basses latitudes. Ces similitudes détectées dans la variabilité climatique long-terme appuient l'existence d'une téléconnexion sur un continuum latitudinal entre les bassins de l'océan Atlantique, dont ceux des mers nordiques (Figure 49).

Au **MIS 11**, un pic de carbonates particulièrement fort est enregistré dans les carottes sud de la mission MOCOSED 2017. Ce pic se retrouve dans d'autres carottes et forages des mers **GIN** et est interprété comme une période de production carbonatée exceptionnelle dans les eaux de surface des mers nordiques (e.g., Helmke & Bauch, 2002 ; Helmke et al., 2005; Kandiano et al., 2012, 2016, 2017). Durant cet interglaciaire, les conditions de surface sont supposées plus froides que durant le **MIS 1**, en raison notamment d'une couche d'eau de fonte en surface épaisse et persistante durant le début du **MIS 11** (Kandiano et al., 2012). Cette couche d'eau de fonte aurait induit des conditions de couvert de glace de mer hivernale et des conditions d'eau libres durant l'été très favorables aux microorganismes, donnant des productions carbonatées intenses durant cet interglaciaire (e.g. Kandiano et al. 2012, 2016, 2017 et références associées). Les données obtenues pour les carottes sud de la mission MOCOSED 2017 vont dans le sens de cette hypothèse et lui apportent un point d'appui supplémentaire.

III.1. Introduction

Stratigraphy is the backbone of every sedimentological investigation. For the Pleistocene, determining the interplay of glacial and interglacial periods is a pre-requirement to any palaeoceanographic and palaeoclimatologic reconstructions. In the North Atlantic (**NAtl**), thanks to the increase recovery of long marine archives over the last five decades, some coherent protocols have emerged crossing multiproxy data to refine age scales at their most reliable possible degree (e.g., [Chapman & Shackleton, 1998](#); [Helmke et al., 2002](#); [Channell and Hodell, 2013](#); [Martrat et al., 2014](#); [Hodell et al., 2008](#); [2015](#); [Caricchi et al., 2020](#)). These provide useful and widely used tools for stratigraphic correlation and dating, giving much more comprehensive palaeoclimatic studies, especially regarding the coupling between ocean and other reservoirs. Those dating protocols give access to phasing or dephasing and to the processes and feedbacks involved in such dynamics at orbital scales. In the **NAtl**, a consensus exists regarding the sedimentary typicality of interglacials (and conversely glacials) with high carbonate contents (associated to high contents of calcareous microfossils and whiter sediments), low terrigenous supplies (ice-rafted debris -IRD included) and low stable isotopic benthic oxygen ratio occurring at that times and defining plateau during warmth optima (e.g. [Bauch et al., 2000](#); [Knies et al., 2009](#); [Bylinskaya et al., 2016](#)).

The establishment of a robust stratigraphy in the northernmost basins of the **NAtl**, i.e. the Greenland/Iceland/Norwegian (**GIN**) basins, is still, however, a prime challenge because of the meagre sedimentation rate (1 to 3 cm/ka out of the channels and troughs (e.g. [Laberg et al., 2000](#))), microfossils scarcity and the strongly variable climatic conditions in those areas through time. As a crucial component of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (**AMOC**), the **GIN** seas are strongly reactive to global climatic changes and conversely can drive part of those changes (e.g., [Müller & Stein, 2014](#); [Chauhan et al., 2014](#); [Thibodeau et al., 2017](#); [Becker et al., 2018](#)). The alternation of glacial and interglacial periods at the orbital scale implies major environmental shifts in the **GIN** seas which move from cold polar to milder subpolar climates respectively. Drastic changes thus occur with impacts on diverse components of this complex oceanographic system: e.g., on the thickness and lateral extension of the surrounding ice-sheets, the sea-level, the sea-ice cover extension and duration, the water column structure and dynamics (including the pathway of currents, deep, intermediate and surface as well), and also the photic zone thickness (e.g., [Broecker et al., 1990](#); [Samtleben et al., 1995](#); [Andrews, 2000](#); [Blindheim et al., 2000](#); [Rahmstorf, 1999, 2002, 2013](#); [Sejrup et al., 2011](#)). Those subpolar seas are additionally strongly affected by the dissolution of pelagic carbonates, with the lysocline or Carbonate Compensation Depth (**CCD**) which can be very close to the surface according to regional environmental and climatic conditions (e.g., [Huber et al., 2000](#) and references therein; [Henrich et al., 2002](#)). Thus, the sediment cores from those seas generally present several intervals of calcareous microfossils-free sediments ([Bylinskaya et al., 2016](#); [Chauhan et al., 2016](#); [this study](#)). This total absence might be explained by specific environmental conditions (such as a perennial sea-ice cover or cold

and fresh surface currents over the studied area (e.g. Huber et al., 2000), or by a substantial dissolution (at the bottom by post-depositional dissolution or in the whole water column). The influence of variable sea-surface conditions, with seasonally driven freshwater advection, melting ice and/or sea-ice and brine rejection, can also modify the water $\delta^{18}\text{O}$ ratio and, in consequences, the foraminifera test chemical composition, making difficult the use of the $\delta^{18}\text{O}$ solely to construct a reliable stratigraphic scale (e.g., Hillaire-Marcel and de Vernal, 2008; Rohling, 2013). In summary, works conducted in the **GIN** seas are often hampered by all these limitations, and published stratigraphies exceeding the ^{14}C measuring limits can be questionable.

This study was conducted on a series of new long marine cores with the aim to further document the paleoceanographical history of the **GIN** seas in a consolidated stratigraphical approach, taking into account a panel of few selected proxies (in complement to the classical $\delta^{18}\text{O}$ tool) with the possibility of core correlation over the studied region. With this article, we finally provide a practical tutorial to use as a paleoclimatic and stratigraphic guideline in this sub-boreal domain. This work is based on five sediment cores retrieved during the MOCOSED cruise on the R/V *Pourquoi Pas ?* in 2017, and on reference archives from the subpolar North Atlantic. The MOCOSED 2017 cores were selected because of their geographical position along contrasted contexts of the **GIN** seas, in order to illustrate and construct a coherent regional scenario of climate induced changes in those basins. Also, their distant position from the surrounding trough mouth fans (**TMF** can have an average sedimentation rate much higher, until 400 cm/ka according to e.g. Baeten et al., 2014) gives more chance to register the most possible prolonged period. The analyses were performed following the same methodological protocol in order to obtain comparable datasets to be crossed core by core. The following paragraphs: (1) detail our approach and discuss its suitability to address stratigraphical problems classically met by paleoceanographers in the subboreal and boreal realms; and (2) discuss time intervals that our study recovers in the **GIN** seas at the light of other long records retrieved in this basin but also in the North Atlantic.

III.2. Materials and methods

This study is based on five sediment cores retrieved with a CALYPSO piston corer on the R/V *Pourquoi Pas ?* during the MOCOSED cruise in September 2017. Cores M17KC01, M17KC02, and M17KC03 were retrieved from the southern **GIN** seas (south of Jan Mayen Fracture Zone) in the Norwegian/Icelandic seas. Cores M17KC15 and M17KC14 were retrieved from the central Fram Strait in the northern **GIN** seas (Figure 35, Table 4).

	Core	Type	Elevation (m)	Length (m)	Latitude N (decimal degrees)	Longitude E (decimal degrees)	Year	Location	References
Reference cores	ODP site 644	sediment	-1227	238.4	66.667	4.567	1985	Voring basin	<i>e.g. Fronval et al., 1995</i>
	ODP site 985	sediment	-2788	129.44	66.942	-6.450	1996	Northeastern Iceland Sea	<i>e.g. Channell et al., 1999</i>
	M23414	sediment	-2196	9.08	53.530	-17.000	1991	Rockall Plateau	<i>e.g. Helmke et al., 2001</i>
	PS1243	sediment	-2721	7.67	69.380	-6.510	1984	Norwegian Sea	<i>e.g. Bauch et al., 1997</i>
	MD99-2277	sediment	-2800	36.65	69.250	-6.321	1999	Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian Sea	<i>e.g. Hjelstuen et al., 2005</i>
	MD01-2448	sediment	-3460	28.8	44.780	-11.275	2001	Bay of Biscay	<i>e.g. Toucanne et al., 2009</i>
	MD03-2705	sediment	-3000	37	18.097	-21.153	2003	Eastern Tropical Atlantic Ocean	<i>e.g. Jullien et al., 2007</i>
NGRIP	ice core	2917		71.500	-42.320	1999-2003	Centre Greenland Ice Sheet	<i>e.g. Ruth & Wagenbach, 2003</i>	
Studied cores	M17KC01	sediment	-2625	9.16	67.612	-6.659	2017	Norwegian Sea	
	M17KC02	sediment	-3144	11.035	69.701	-5.079	2017	Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian Sea	
	M17KC03	sediment	-2750	20.66	70.176	-5.240	2017	Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian Sea	<i>This paper</i>
	M17KC14	sediment	-2674	9.17	79.215	-0.727	2017	Fram Strait	
	M17KC15	sediment	-3095	8.46	79.334	0.591	2017	Fram Strait	

Table 4 : List of the marine cores and deep-sea drillings as well as the ice core used in this study.

III.2.1. Sedimentary analyses

The cores were divided in 1-m sections on board. Each open section was analysed with the spectrophotometer Minolta Cm-2600d UV-visible at a 1-cm step interval on each sediment core with a 10 nm increment over the 360-740 nm bandwidth. The lightness (L^*) scale from 0 to 100, can be compared to the grey-scale reflectance and can be used as a paleoclimatic indicator, as does the colour a^* , indicative of red-green colour of the sediment (i.e., Chapman & Shackleton, 1998; Debret et al., 2011, see Table 5). Sediment samples were collected and analysed for sedimentological characteristics and microfossil content, including coccolithophorids and planktonic and benthic foraminifera.

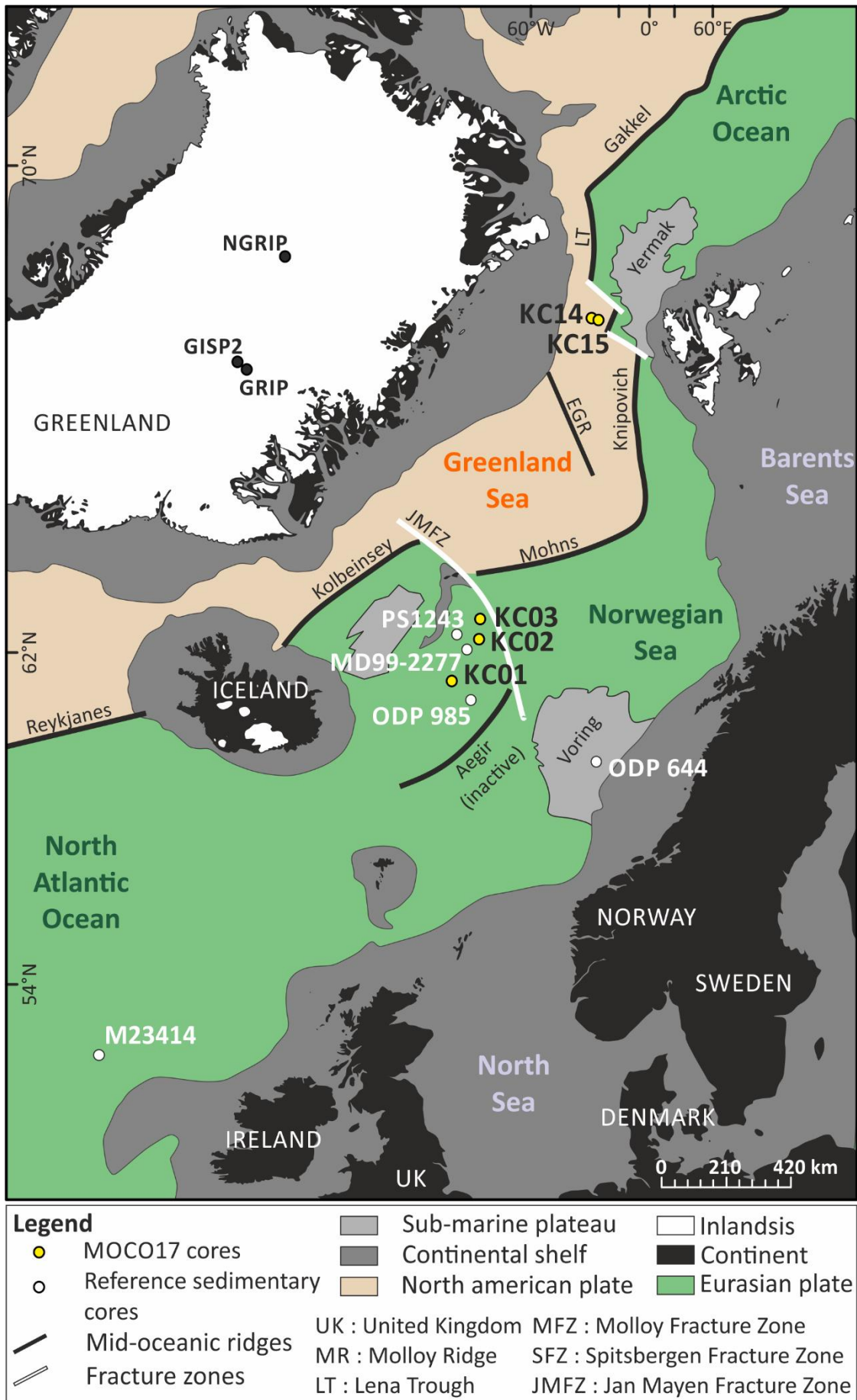


Figure 35 : Physiographic map of the North Atlantic and location of marine cores and drillings studied and/or discussed in the text.

Parameters	State of art/Stratigraphical interpretation and usage	Threshold of interest	Key references
Lightness L*	Lightness L* (Black/white variation) is the capacity of sediment to reflect the light. Light (/white) sediments traduce a high carbonate content and few dilution by the terrigenous components, they are attributed to warm climatic periods.	Values > 57 are usual during interglacials (<i>this study</i>)	<i>Bauch et al., 2000; Chapman and Shackleton, 1998; Debret et al., 2011</i>
Colour a*	a* (red/green variation) is primarily controlled by the deposition of Fe and Mn-rich components, like red-colored hematite minerals.	Low values can highly be correlated to iron in the sediment	<i>Nagao and Nakashima, 1992; Helmke et al., 2002</i>
Ca/sum XRF ratio	Ca is part of marine carbonates but also derives from reworked carbonaceous material (depending upon the age of the weathered rocks).	Values > 0.3 are usual during interglacials (<i>this study</i>)	<i>Richter et al., 2006; Rothwell and Croudace, 2015; Kaboth-Bahr et al., 2019</i>
Ti/Ca XRF ratio	Ti is derived from continental rocks. In sediment, it is interpreted as a continental detrital material.	Values < 0.5 are linked to strong planktonic content (<i>this study</i>)	<i>Richter et al., 2006; Rothwell and Croudace, 2015; Kaboth-Bahr et al., 2019</i>
Sr/sum XRF ratio	Sr is used by calcifying organisms at the same time as Ca, making of this element a marker for biogenic origin when co-varying with Ca.	Southern GIN seas : Values > 0.03 are usual during interglacials Northern GIN seas : Values > 0.015 are usual during glacials (<i>this study</i>)	<i>Richter et al., 2006; Rothwell and Croudace, 2015; Kaboth-Bahr et al., 2019</i>
Sr/Ti XRF ratio	Sr being biogenic, Ti being detritic, the ratio between both is representative of biogenic production.	Southern GIN seas : Values > 0.5 are usual during interglacials (<i>this study</i>)	<i>Richter et al., 2006; Rothwell and Croudace, 2015</i>
Sr/Ca XRF ratio	If Sr and Ca do not present the same pattern, their origin is different.	Northern GIN seas : Values > 0.25 are usual during glacials (<i>this study</i>)	<i>Richter et al., 2006; Rothwell and Croudace, 2015</i>
Absolute abundance of planktonic foraminifera (#/g)	High abundance of planktonic foraminifera implies favorable conditions for primary production and relatively warm and salty waters in the studied area	> 5 individual/g of dry sediment is usual during interglacials (<i>this study</i>)	<i>e.g. Chauhan et al., 2014; Bylinskaya et al., 2016</i>
LLG (#/g)	Large Lithic Grains corresponds to sediment coarser than 1,000 µm, with different size, morphology and nature. They are interpreted as ice-rafter detritus brought to the studied site by drift-ice.	> 2 LLG/g of dry sediment is usual during glacials (<i>this study</i>)	<i>e.g. Bauch et al., 2002; Bylinskaya et al., 2016</i>
% > 125 µm of sediment	Coarse sediments are usually interpreted as the result of strong current transport or drift-ice transport.	Southern GIN seas : Values > 15% are usual during interglacials Northern GIN seas : Values > 10% are usual during glacials (<i>this study</i>)	<i>e.g. Bauch et al., 2002; Bylinskaya et al., 2016</i>
MS	The MS signal traduces the magnetic properties of sedimented particles: it depends of the magnetic source distance (advection from Iceland or other magnetic provinces for instance) and of the pathway of the currents which have played on sites. Its use in the Pleistocene sediments of the GIN seas has lead to the construction of north hemisphere reference stack (NAPIS)	-	<i>Kissel et al. 1997</i> <i>Stoner et al. 2004</i>

Table 5 : List of the sedimentary parameters and proxies used in this study and their significance.

X-ray fluorescence (**XRF**) core-scan analyses were performed at a 1-cm-step resolution on each core, using an Avaatech instrument at 10 and 30 kV setting. For the purpose of this study, the Ca, Ti, Sr and Fe contents were especially significant (coherently to what is known for these elements, see [Table 5](#)) and the following sentences justify why shortly. The two southernmost cores, M17KC01 and M17KC02, present a

prevalent calcium content in the sediment which is usually a marker of the calcareous primary production (e.g. Richter et al., 2006; Hodell et al., 2008). The M17KC03 presents iron as prevalent element, followed by calcium. Then, in the two northernmost cores, M17KC14 and M17KC15, from the central Fram Strait, iron and siliceous are prevalent in the sediment. In a recent study, Carbonara et al. (2016) used Ca/Ti ratio from a mid-depth sediment core from the Kveithola trough, southern Svalbard, to describe biogenic carbonate sedimentation. Consequently, they interpreted **XRF** calcium content as strictly related to a biogenic content. This interpretation seems coherent with our results (see following sections). In that way, the Ca/sum ratio, with “sum” corresponding to the sum of all the elements registered during the measurements for each level, are interpreted as calcareous biogenic materials. Strontium (Sr) is usually fixed by marine microorganisms at the same time as Ca, making this element a biogenic marker for the marine primary production specifically (e.g. Richter et al., 2006). Titanium (Ti) is prevalent in detrital material (Richter et al., 2006; Rothwell & Croudace, 2015) and is used to identify terrigenous input (Carbonara et al., 2016).

III.2.2. Micropalaeontological analyses

The five sediment cores were sampled taking into account the sedimentological facies changes with a maximum 5-cm-step, giving a total of 588 samples. Those sediment samples were dried in a heat chamber at 40°C, weighed, wet sieved using two sieves, 125 µm and 1,000 µm. The sieve 125 µm is chosen because this size is considered as keeping enough planktonic foraminifera to be representative of the adult faunal assemblage. The sieve 1,000 µm is used because, within the **GIN** seas, each large lithic grain >1,000 µm is considered as brought to the deepest environments by glacial processes (sea ice and icebergs loading). Those large lithic grains are thus interpreted as ice-rafted debris (**IRD**) in the following. The sieved material 125-1,000 µm and > 1,000 µm was dried and weighed and the <125 µm sediment was not kept. The planktonic foraminifera were counted through the 125-1,000 µm fraction and the **IRD** were counted through the > 1,000 µm fraction.

Stable isotope ratios were measured on the M17KC03 foraminifera populations, both on benthic and planktonic specimens. The measurements were done following standard laboratory techniques at the *EPOC (Environnement et Paléoenvironnement Océaniques et Continentaux) Laboratory Isotopic Platform* with a Thermo Scientific Kiel IV Carbonate Device connected to a MAT253 isotope ratio mass spectrometer. All the measurements were calibrated on the Pee Dee Belemnite isotope standard (**PDB**). The $\delta^{18}\text{O}$ analytical precision is better than 0.08‰. The planktonic $\delta^{18}\text{O}$ signal has been obtained on monospecific samples of *Neogloboquadrina pachyderma* (**Nps**) using 8-16 specimens (selected from the 125-250 µm size). Because of the lack of microfossils in some levels, **only 161/251 samples have produced reliable isotopic measurements** (Figure 36.b and 36.e). The last two meters of sediment were totally free of calcareous microfossils.

Similar measurements were done on monospecific samples of the benthic species *Planulina wuellerstorfi* (selected from the 250-350 μm size). A +0.64 ‰ correction factor was applied to *P. wuellerstorfi* $\delta^{18}\text{O}$ values, according to previous calibration studies (Shackleton & Opdyke, 1973; Duplessy et al., 1984). The lack of microfossils limited the measurements to **only 100/251 samples** (Figure 36.c and 36.d). Because of unexpected values, six points were double measured, the points 6, 56, 95, 157, 262 and 281 cm depth in the core. Each measurement was reproducible. However, the discontinuous specimen recovery over the core did not allowed us to produce a complete robust signal. Considering published works in the same area, we decided to follow approaches introduced by previous authors, i.e. to rather rely on planktonic measurements for the construction of isotopic stratigraphic frameworks (see Bauch et al., 2000; Helmke & Bauch, 2002).

Coccolithophorids were used to establish a preliminary biostratigraphy based on coccolithophorids acme zones (CAZ) (Figure 36.a) (e.g. Pujos and Giraudeau, 1993; Wefer et al., 1998a). Smears were collected on almost each sections of the cores, without a precise step rather determined by lithological changes. 10 smears were collected from the M17KC14, 9 were collected from the M17KC15, 22 from the M17KC03, 13 from the M17KC02 and 9 smears were collected from the M17KC01, for a total of 63 smears analysed. Each level selected was chosen in function of the sediment texture and colour. The smears were observed under a standard light with a microscope magnification x1,000. The quantitative variations of different calcareous nanofossils species permit the identification of specific periods of time (Thirstein et al., 1977). Thus, Thirstein et al. (1977) describe *Pseudoemiliana lacunosa* disappearance after 450 ka BP, *Emiliena huxleyi* appearance 275 ka BP, and they determine a change in dominance between *E. huxleyi* and *Gephyrocapsa caribbeanica* between 85 and 73 ka BP. The biostratigraphy of the Neogene period defined by Wefer et al. (1998b) was used as a reference framework.

III.2.3. Data analytical procedures

Core M17KC03 (20.66 m long, southern **GIN** seas) recovers the temporally longest record. For that reason, it has been used as the reference core. Parameters were thus correlated core per core, fixing recurrent tie-points which were identifiable in a maximum of cores. All the core-to-core correlations were done using the AnalySeries software (Paillard et al., 1996). It facilitates the correlation of different graphical data (curves) peak-to-peak, and/or transition-to-transition, with the generation of tie-points. We considered scrupulously, all along the process, the stratigraphical framework of the coccolithophorids acme zones described in Figure 36.a as a basic timeline.

In complement, to strengthen our approach, we conducted two radiocarbons dating on the reference core M17KC03. They were measured on monospecific samples of **Nps** selected in the 125-1000 μm fraction (Table 6). Those dating were calibrated using the Calib 8.1.0 software, with the Marine 20 calibration set (Stuiver & Reimer, 1993; Heaton et al., 2020). Those dates were integrated in our correlations and confirmed the established stratigraphy (Figure 36).

Sample reference	Material	Depth (cm) in core	Conventional radiocarbon age (a BP)	Error (yr)	Calibrated dates (cal ka BP) CALIB 7.0.2 Calibration set: Marine 13		
					1 sigma ranges [sart:end] relative area	2 sigma ranges [sart:end] relative area	Mid age (1 sigma)
M17KC03	Bulk planktonic foraminifera 125 - 100 μm	26 cm	14050	± 40	[16031 : 16262]	[15912 : 16386]	16147
M17KC03	Bulk planktonic foraminifera 125 - 100 μm	124 cm	41210	± 490	[42916 : 43753]	[42657 : 44148]	43335

Table 6 : Radiocarbon dates obtained from the M17KC03 sedimentary core. Calibrated with CALIB 7.0.2. software, with the marine reservoir correction database Marine 13 (Reimer et al., 2013).

III.3. Core to core correlation

III.3.1. M17KC03 stratigraphy

Our interpretations regarding stratigraphy was based on the **Nps** $\delta^{18}\text{O}$ record and its correlation with the benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack **LR04** (Lisiedcki & Raymo, 2005; Lisiecki et al., 2008). This correlation is shown on Figure 36, both in depth and age, to provide an objective view of the obtained tuning.

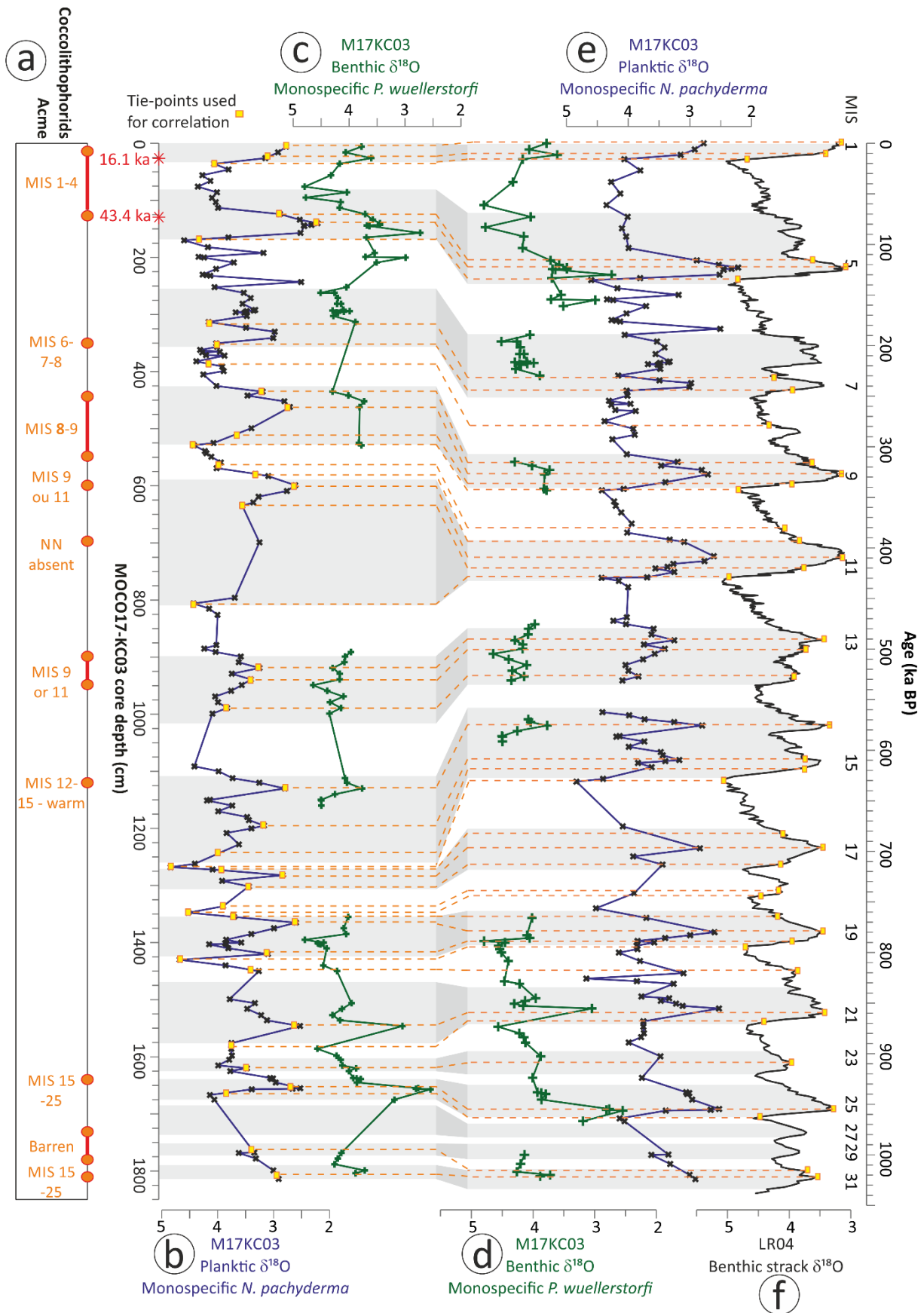


Figure 36 : M17KC03 age model based on planktonic $\delta^{18}\text{O}$ correlated with the benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack LR04. (a) identified Coccolithophorids acme zones. (b) M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (Nps.) vs. core depth, (c) M17KC03 benthic $\delta^{18}\text{O}$ (*P. wuellerstorfi*) vs. core depth, (d) M17KC03 benthic $\delta^{18}\text{O}$ vs. age, (e) M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ vs. age, (f) benthic stack $\delta^{18}\text{O}$ LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005).

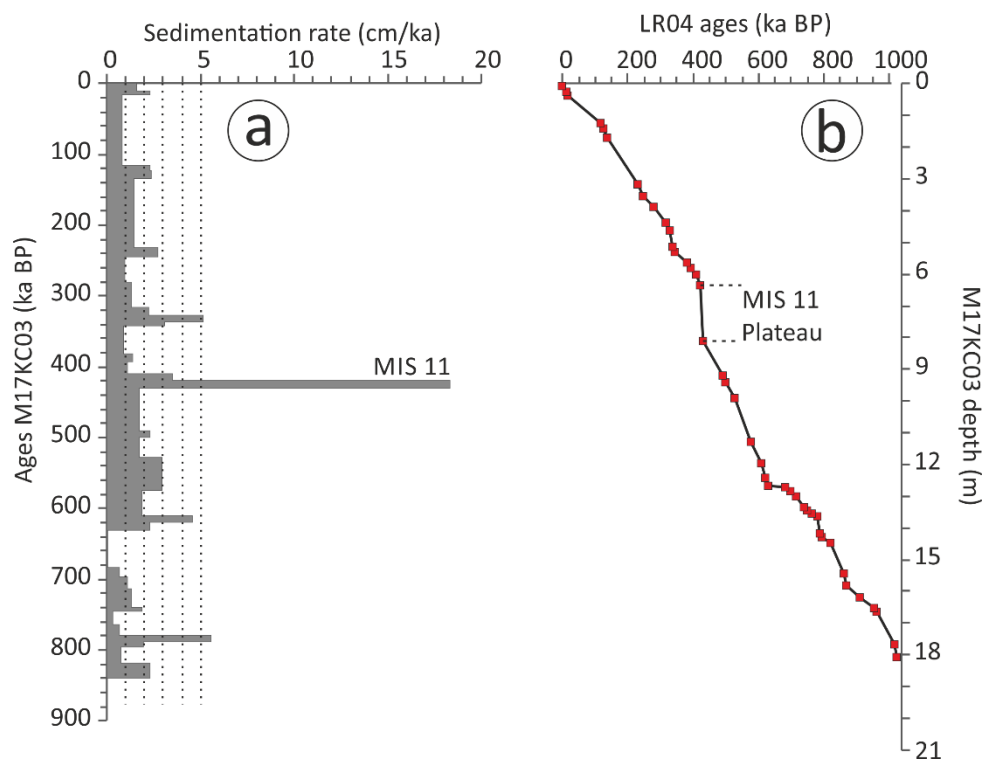


Figure 37 : M17KC03 age model. (a) Sedimentation rates. (b) Correlation between M17KC03 and LR04.

Forty-one tie-points were used to correlate both records (Table 7 [Erreur ! Source du renvoi introuvable.](#), Figure 36 and 37), carefully taking into account the CAZ information. This correlation, using to independent microfossil tools, gives an age of around 1,000 ka BP to the first 19 meters of the M17KC03 sediment core.

According to this chronostratigraphy, the sedimentation rate values are low, around 3 cm/ka, except for the Marine Isotopic Stage (MIS) 11 record which is the thickest of the core, presenting a sedimentation rate of 19 cm/ka and for the MIS 16 which is almost absent (Figure 37). The MIS 11 thickness explains the plateau observed on the age model (Figure 37.b). This anomaly strongly questioned our correlation at a first glance, but was constrained by the CAZ (Figure 36.a). We consider the possibility of a *Pseudoemiliana lacunosa* disappearance occurring during the MIS 13 instead of the MIS 11 in the GIN seas, explaining the MIS 9-11 CAZ defined until 9.5 m depth in the sediment core (Thierstein et al., 1977; Pujos et Giraudeau, 1993).

Tie-points	M17KC03	LR04
	Core-depth (cm from the top)	Age (ka BP)
1	6	0
2	24	11
3	37	17
4	124	116
5	140	123
6	170	135
7	317	232
8	353	245
9	388	280
10	436	316
11	463	328
12	512	337
13	529	343
14	564	381
15	583	394
16	601	411
17	635	420
18	810	430
19	919	491
20	942	501
21	990	528
22	1130	576
23	1196	610
24	1243	620
25	1268	631
26	1273	680
27	1282	697
28	1337	741
29	1365	780
30	1400	790
31	1403	800
32	1423	824
33	1547	856
34	1576	868
35	1617	890
36	1626	928
37	1654	954
38	1667	964
39	1769	1000
40	1785	1016
41	1807	1022

Table 7 : Table presenting the forty-one tie-points resulting from the correlation of M17KC03/LR04 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record with the stack benthic $\delta^{18}\text{O}$ record LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) using the Analyseries software.

To validate the obtained stratigraphy, the dated M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ was compared with the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record of the dated core **PS1243** (the closest core) (Bauch et al., 2000), the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record of the **ODP site 644** (Eldholm et al., 1987; Myhre & Eldholm, 1988), and the **North GRIP** $\delta^{18}\text{O}$ ice core data (Gkinis et al., 2014). This comparison shows that the data measured on core M17KC03 are coherent with those measured at the three reference records over the considered intervals (Figure 38).

Multiproxy data from the M17KC03 core (Figure 39), now put in age, have been compared with other datasets from reference records. Unsurprisingly, the Ca/sum ratio correlates well with the benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack **LR04** (Figure 39.A) (Lisiecki & Raymo, 2005). A slight delay is however observed between interglacial peaks and Ca/sum ratio peaks during some intervals. The Ca/sum ratio correlates also quite well with the **ODP site 985** CaCO_3 (Figure 39.B) (Jansen et al., 1996). The delay observed between the **ODP site 985** curve at 400 ka BP can be explained by the chronostratigraphy: this latter was established in 1999 by Raymo et al. on the basis of magnetostratigraphy and on dinocysts, and shows a delay with the benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack **LR04** curve.

The L^* is impressively reproducible over 450 ka BP between the M17KC03 core and the **PS1243** and **M23414** sediment cores (Figure 39.C, 39.D) (Bauch et al., 2000; Helmke et al., 2002). In the same way, the colour a^* is very well correlated between the M17KC03 and the **PS1243** (Figure 38.E) (Bauch et al., 2000).

All those correlations taken together reinforce and validate our approach to establish the M17KC03 stratigraphy.

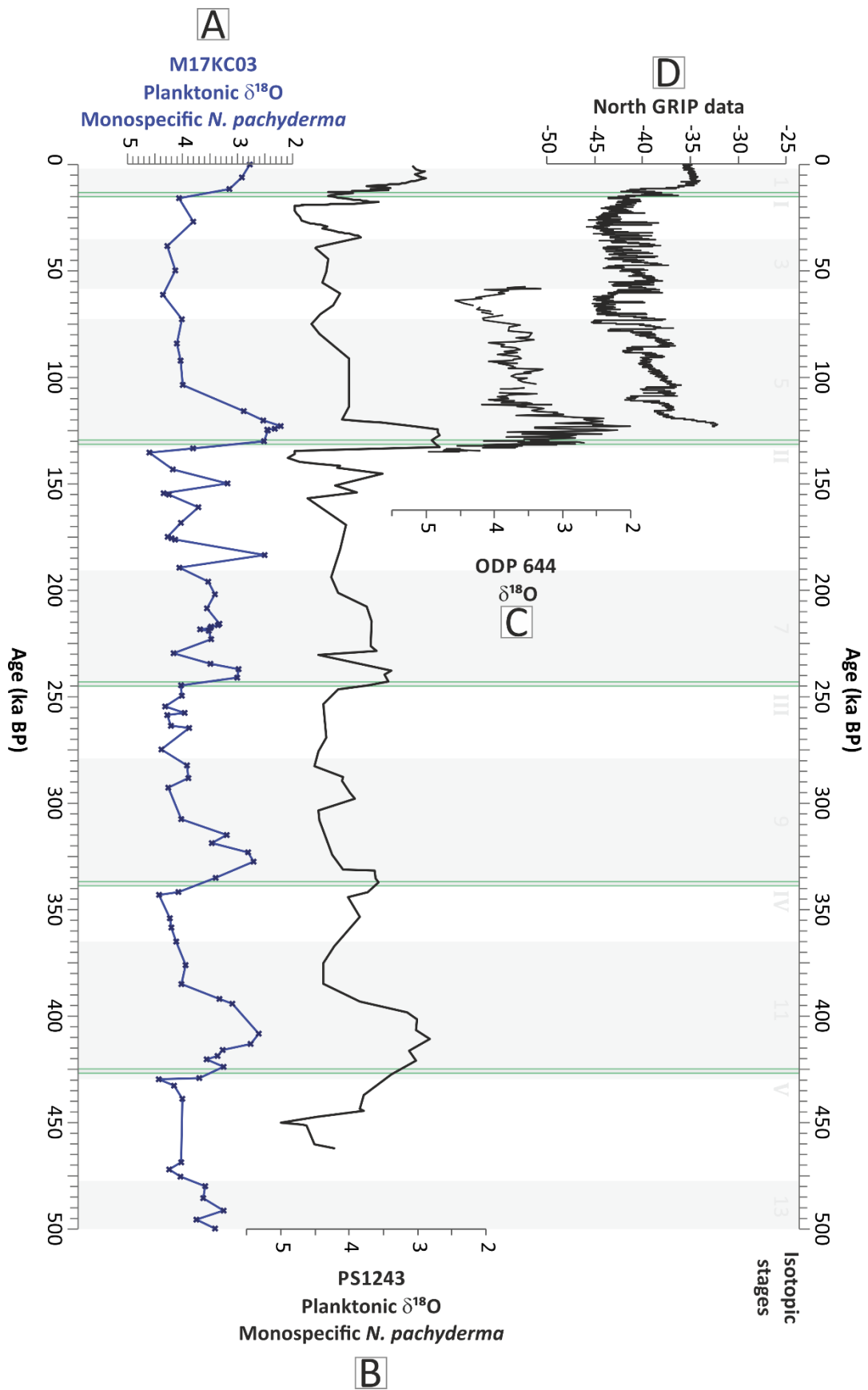


Figure 38 : (A) M17KC03 age model based on the planktonic *Nps* $\delta^{18}O$ compared with the (B) planktonic *Nps* $\delta^{18}O$ of the PS1243 sediment core (C) planktonic $\delta^{18}O$ measurements of the ODP site 644,, and (D) with North GRIP $\delta^{18}O$ data (Eldholm et al., 1987; Myhre & Eldholm, 1988; Bauch et al., 2000; Gkinis et al., 2014).

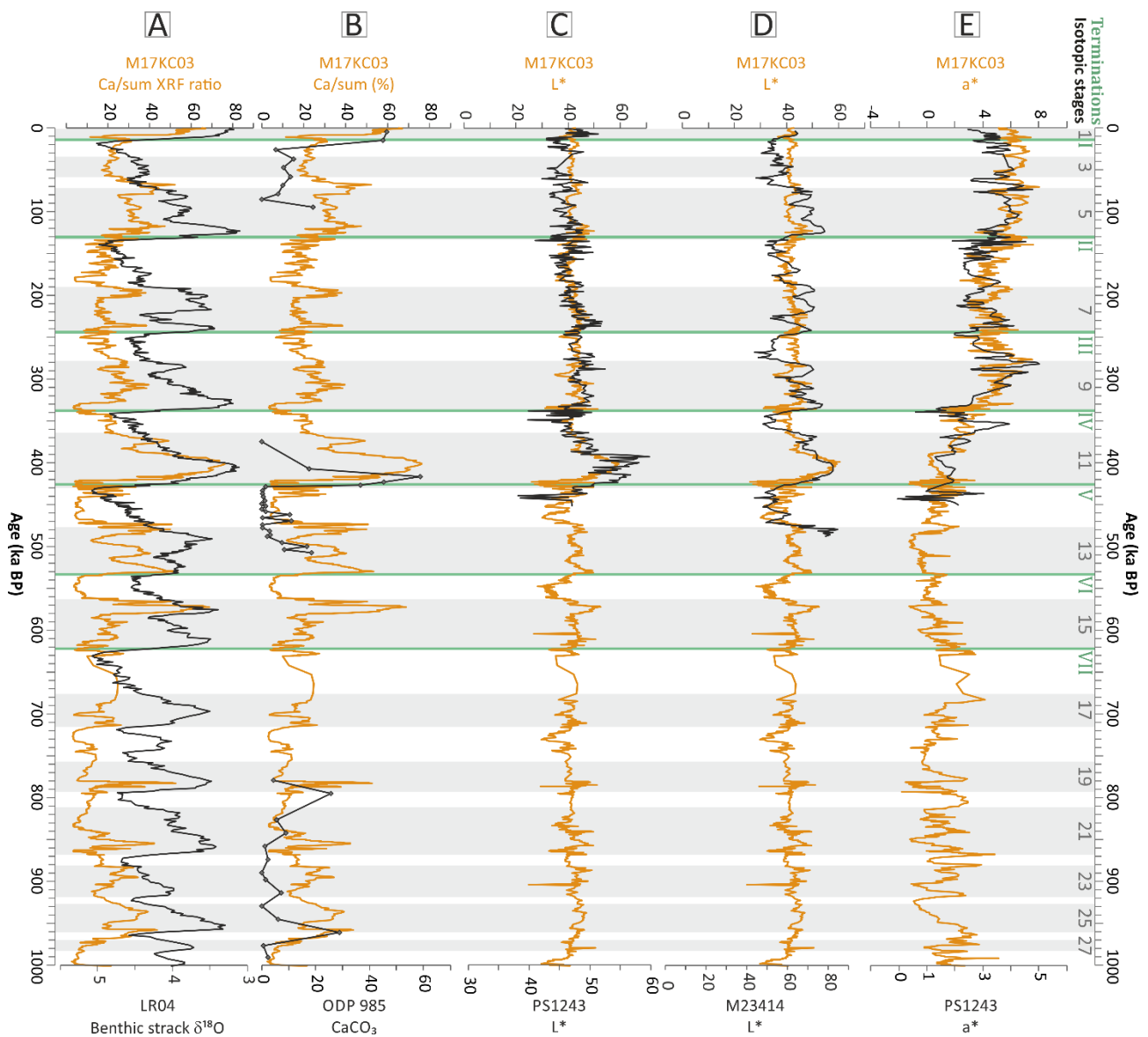


Figure 39 : Comparison of various data from reference cores and our studied core M17KC03 in the vicinity of the GIN seas. (A) Ca/sum ratio in M17KC03 (orange curve) compared with the $\delta^{18}\text{O}$ LR04 benthic stack (black curve, [Lisiecki & Raymo, 2005](#)). (B) Ca/sum ratio and carbonate concentration record in M17KC03 (orange curve) and ODP site 985 (black curve ([Raymo et al., 1999](#))), respectively. (C) lightness parameter L^* in M17KC03 (orange curve) and PS1243 (black curve, [Bauch et al., 2000](#)). (D) Lightness parameter L^* in M17KC03 (orange curve) and M23414 (black curve, [Bauch et al., 2000](#)). (E) Colour parameter a^* in M17KC03 (orange curve) and PS1243 (black curve, [Bauch et al., 2000](#)). Note that we used comparable X scales to strengthen the correlations.

III.3.2. MOCOSED 2017 core-to-core in depth-correlations

The six multiproxy parameters listed in [Table 5](#) were used for the depth to depth correlations, generating 7 to 14 common tie-points ([Table 8](#) and [Figure 40](#)) between the considered cores. M17KC01 and M17KC02 (southern **GIN** seas) data are very similar to the M17KC03 sediment core taken as a reference. M17KC14 and M17KC15 (northern **GIN** seas) show less similarity and only three different parameters presented here allowed us to produce a good correlation between the northern and southern **GIN** basins (*see below*).

Pointers	Reference Core	Correlated cores			
	MOCO17-KC03	MOCO17-KC01	MOCO17-KC02	MOCO17-KC14	MOCO17-KC15
	quote (cm)	quote (cm)	quote (cm)	quote (cm)	quote (cm)
1	4	4	4		4
2	23.1	21.0	47	4	31
3	78.8	67.3	155.5	9.5	100
4	256.3	219.0	379.5	60	305.5
5	475.0	426.0	600	259.5	583
6	555.3	525.6	692	419	681.5
7	647.4	603.6	801	810	750.8
8	707.7	672.1	850.5	905	771.8
9	769.8	701.2	901		793.5
10	802.9	737.9	934		814
11	823.0	772.5	955.5		834.5
12	882.2	838.9	972.5		
13	922.3	866.7	1060.6		
14	975.5	913.9			

Table 8 : Tie-points used for correlating M17KC03 with the four other MOCOSED 2017 cores.

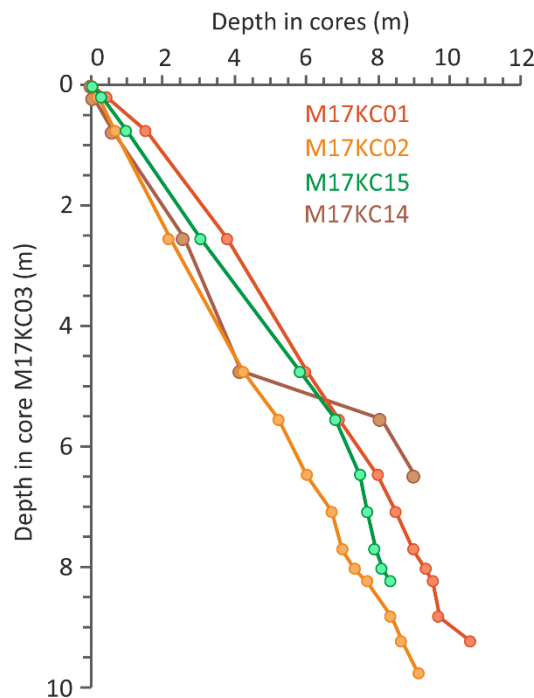


Figure 40 : Depths in cores M17KC01, M17KC02, M17KC14 and M17KC15 using the 14 tie-points with reference to their depth in core M17KC03.

The first used parameter, the Ca/sum ratio, shows a very good match between the five sediment cores (Figure 41). A very high peak of Ca/sum is identified around 5-7 m depth in the cores M17KC03, M17KC02, M17KC01, M17KC15 and around 9 m depth in the core M17KC14. The Coccolithophorids Acme Zones locate this positive excursion between the MIS 11 and 9 for the three southern cores (Figure 41). The two northern cores are almost barren of coccolithophorids (Figure 41).

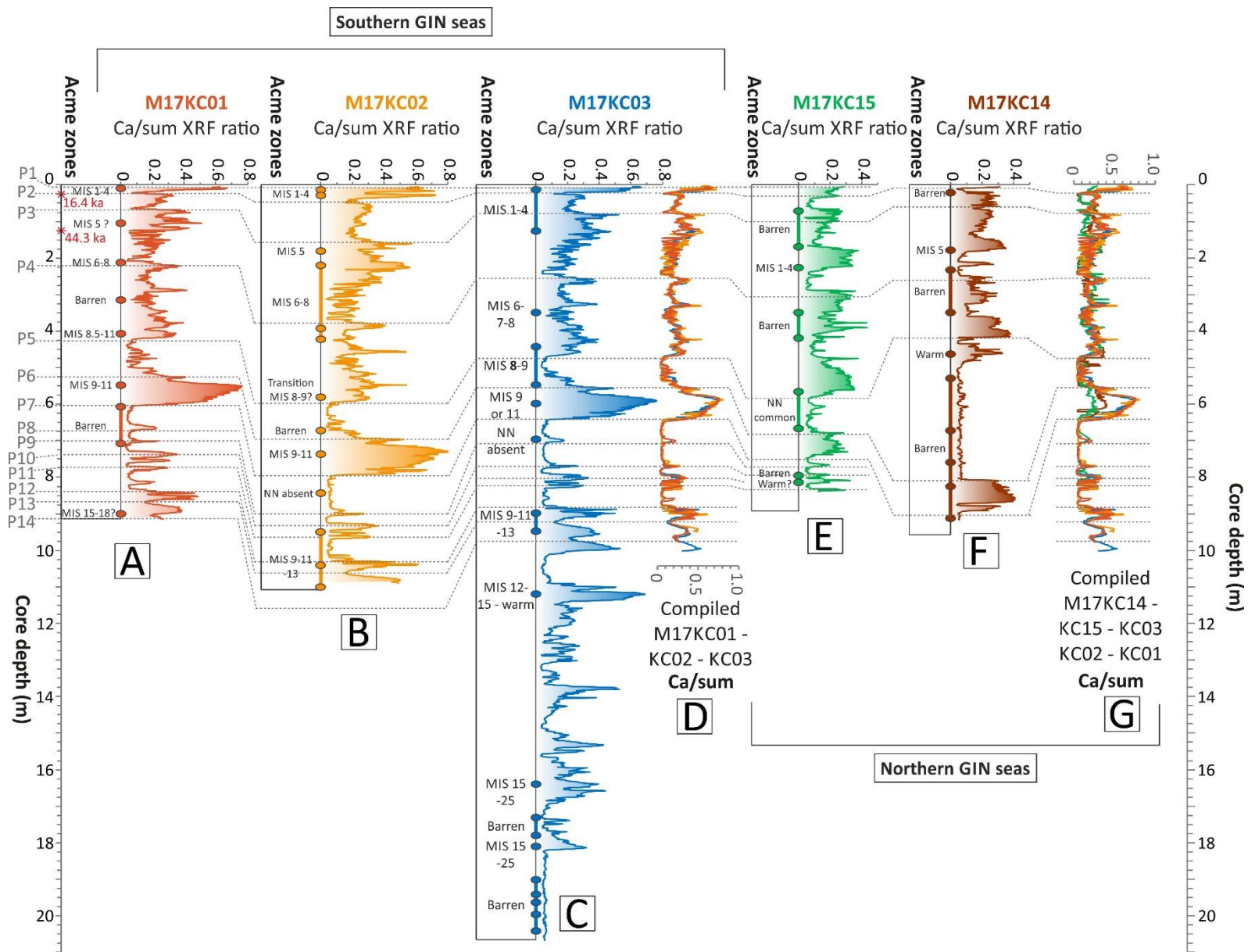


Figure 41 : Ca/sum XRF records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones (CAZ) are presented on the left side of each curve. (A) $^{XRF}Ca/sum$ in M17KC01 (red curve). (B) $^{XRF}Ca/sum$ ratio M17KC02 (orange curve). (C) $^{XRF}Ca/sum$ ratio in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Stack $^{XRF}Ca/sum$ ratio in cores M17KC01, M17KC02 and M17KC03 vs. core depth in reference core M17KC03. (E) $^{XRF}Ca/sum$ ratio in M17KC15 (green curve). (F) $^{XRF}Ca/sum$ ratio in M17KC14 (brown curve). (G) Stack $^{XRF}Ca/sum$ ratio in the five MOCO17 sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03.

The Ti/Ca ratio is one of the easiest parameters to correlate through the entire **GIN** seas (**Figure 42**). Around 4-3 m depth in the southern cores, a succession of short positive peaks defines the **MIS 6-8** according to the **CAZ**.

Chapman & Shackleton (1998), Bauch et al. (2000), and Debret et al. (2011), among others, demonstrated the importance of the lightness (L^*) as a paleoclimatic indicator with whitest sediments marking warmest periods and darkest sediments marking coldest ones. Here, this parameter depicts good match for the three southern cores (**Figure 43**). The correlation is less obvious between the two northern cores, but the L^* variations are similar. The **CAZ MIS 6-8**, around 4-3 m depth, presents a low L^* , indicative of dark sediments, whereas the **CAZ MIS 9-11**, around 6 m depth in sediment, presents very high L^* values, characteristic of whiter sediments.

The Sr/sum ratio parameters depict good parallelism through the southern **GIN** seas (**Figure 44**). Similarly to the Ca/sum ratio, there is a high peak of Sr/sum identified around 5-7 m depth in the cores M17KC03, M17KC02, M17KC01, showing the **CAZ MIS 9-11**. Reversely, the **CAZ MIS 8** shows low values of Sr/sum ratio.

Finally, planktonic foraminifera count, in this article depicted by their absolute abundances in the sediment (number of specimens per gram of dried sed.), reveal a very good regional consistency (**Figure 45**). Some coherent peaks are identified through the southern cores. Around 2-1 m depth in the sediment, a positive peak is dated from **MIS 5** according to the **CAZ**, and the strongest abundance peak, around 6 m depth, marks the **CAZ MIS 9-11**.

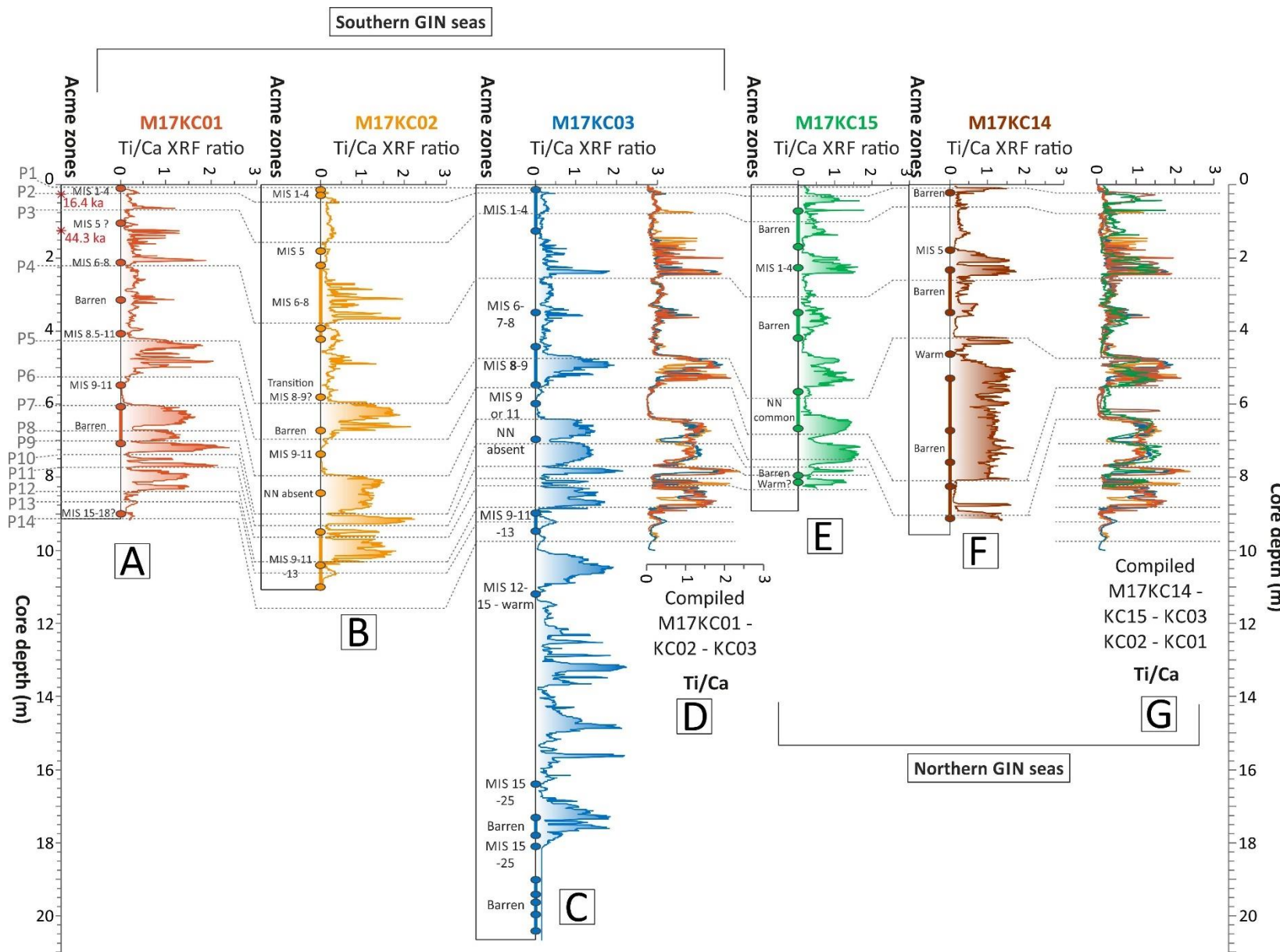


Figure 42 : $XRF Ti/XRF Ca$ ratio records from the five MOCO17 sedimentary cores (presented in depth) along a south-north gradient. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones (CAZ) are presented on the left side of each curve. (A) $XRF Ti/XRF Ca$ ratio in M17KC01 (red curve). (B) $XRF Ti/XRF Ca$ ratio in M17KC02 (orange curve). (C) $XRF Ti/XRF Ca$ ratio in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Stack $XRF Ti/XRF Ca$ ratio in cores M17KC01, M17KC02 and M17KC03 vs. core depth in reference core M17KC03. (E) $XRF Ti/XRF Ca$ ratio in M17KC15 (green curve). (F) $XRF Ti/XRF Ca$ ratio in M17KC14 (brown curve). (G) Stack $XRF Ti/XRF Ca$ ratio in the five MOCO17 sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03.

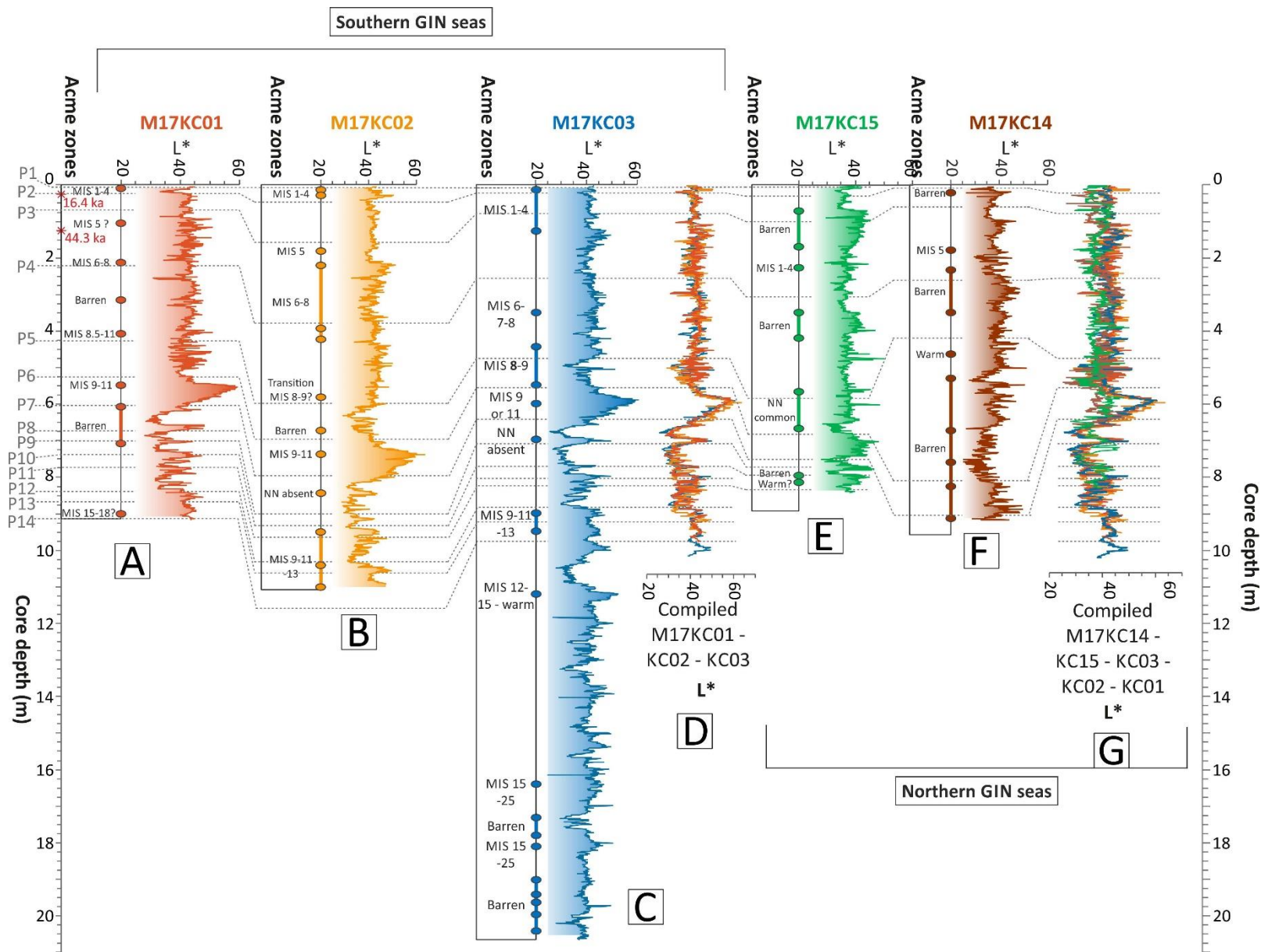


Figure 43 : Lightness L* records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones (CAZ) are presented on the left side of each curve. (A) Lightness L* in M17KC01 (red curve). (B) Lightness L* in M17KC02 (orange curve). (C) Lightness L* in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Compilation of the three firsts sedimentary s (M17KC01, M17KC02 and M17KC03) presented here in correlated depth. (E) Lightness L* in M17KC15 (green curve). (F) Lightness L* in M17KC14 (brown curve). (G) Stack L* in the five MOCO17 sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03.

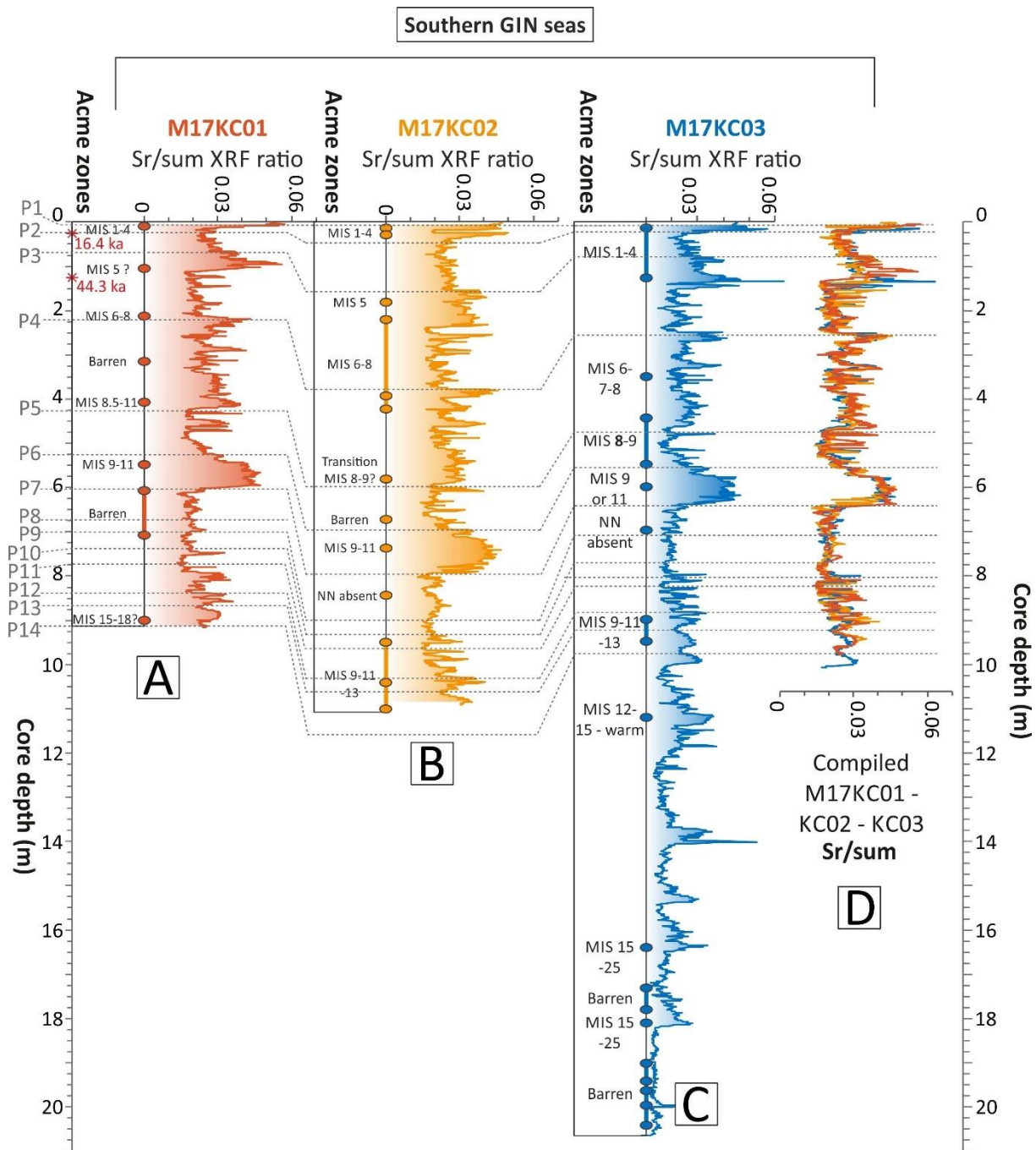


Figure 44 : Sr/sum ratio records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones (CAZ) are presented on the left side of each curve. (A) Sr/sum ratio in M17KC01 (red curve). (B) Sr/sum ratio in M17KC02 (orange curve). (C) Sr/sum ratio in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Stack Sr/sum ratio in the three southern MOCO17 sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03.

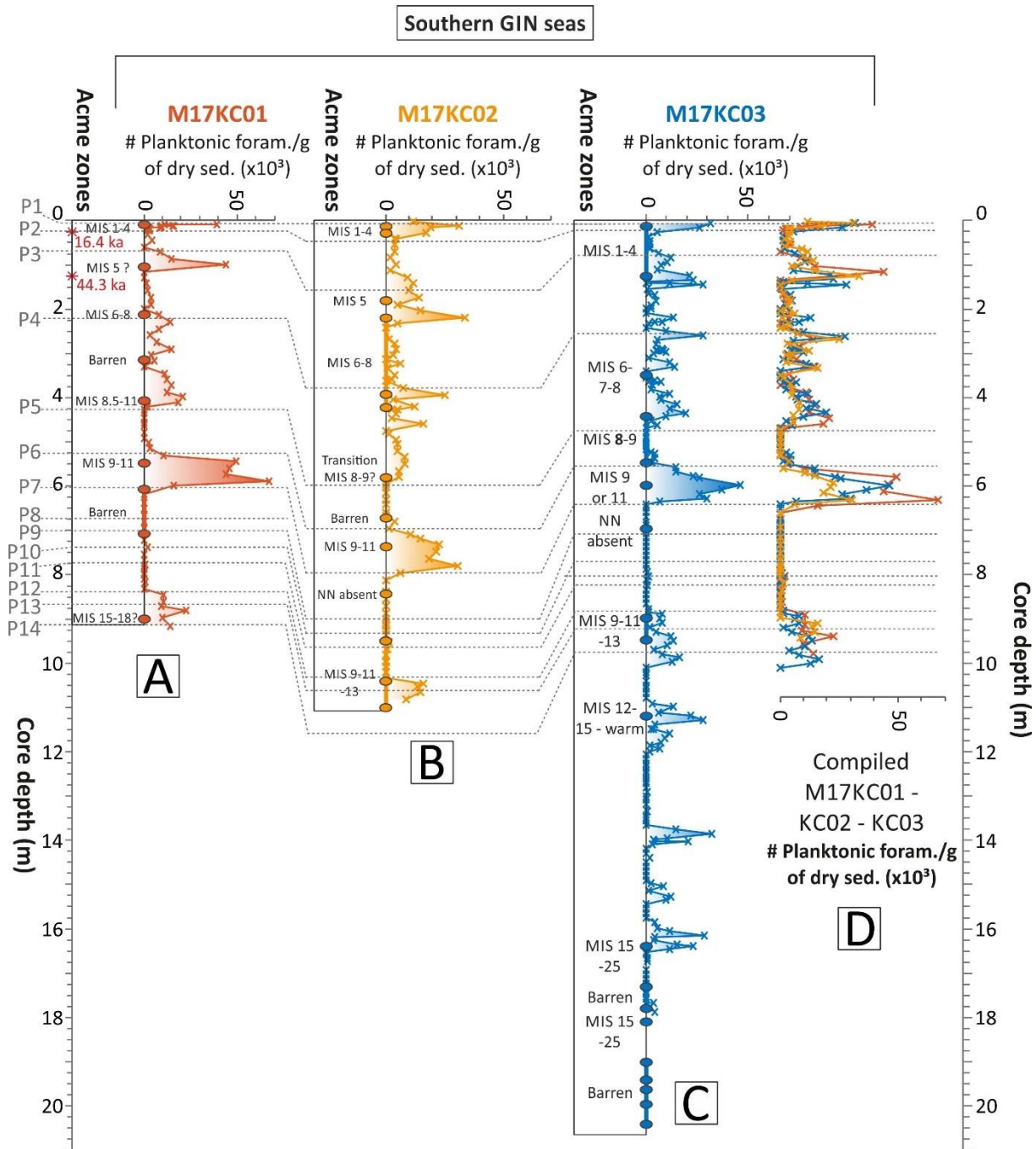


Figure 45 : Planktonic foraminifera counting per gram of dry sediment (#Plank./g) records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones (CAZ) are presented on the left side of each curve. (A) #Plank./g in M17KC01 core (red curve). (B) #Plank./g in M17KC02 core (orange curve). (C) #Plank./g in M17KC03 core (blue curve, reference curve). (D) Stack of the three southern sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03.

III.4. Discussion

III.4.1. Coherent stratigraphy over GIN seas

The studied cores have been correlated on the basis of the age model first established on the core M17KC03 (*paragraph III.3.1*) ([Figure 46](#) to [Figure 48](#)), providing the depositional history over the last 500 ka BP, thus since the end of the Mid-Pleistocene Transition (**MPT**).

The comparison of the multiproxy record during this time interval reveals strong regional patterns with typical signatures over glacials (**G**) as well as terminations (**T**) and interglacials (**IG**), worth to be noted here as potential stratigraphical landmarks in the **GIN** seas. The pulses of sedimentation rates during terminations are synchronous with maximum of obliquity and summer and winter insolation at 65°N ([Figure 46](#)). A latitudinal gradient is observed in the Ti/Ca and Sr/Ca ratio with northern records being much more imprinted by such high values during the nearly complete duration of glacials ([Figure 47.B](#) and [47.D](#)). The possible causality of such a sedimentary specificity in the **GIN** seas will be discussed in details (*section III.4.2*), taking into account other pan-Atlantic similar long records and potential forcings.

Over the last 1,000 ka BP, each **IG** records evidences of highest positive excursions in the set of selected parameters we have used for correlation ([Figures 47](#) and [48](#)). The main outstanding and coherent feature for the investigated **IG** is their record of signatures typifying a dominant calcareous content (obvious with all related indices, i.e.: Ca/sum, Ca/Sr, L* for the entire **GIN** seas and Sr/sum, Ti/Ca, Sr/Ti, and absolute concentrations of foraminifera for the southern **GIN** seas, [Figures 47](#) and [48](#)). A gradient is clearly expressed in the set of cores we have used, with more pronounced positive excursions recorded in the southern **GIN** seas. This feature (i.e., high calcareous amounts during **IG**) is of course not a surprise for subpolar basins and was at the basis of stratigraphical approaches for many cores from the northern North-Atlantic (e.g. [Helmke & Bauch, 2002](#); [Lucchi et al., 2013](#); [Carbonara et al., 2016](#)). However, tie points generated for core to core correlation, if chosen on the basis of Ca proxies, were dated thanks to the crossing of the M17KC03 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ signal compared with the **LR04** and constrained by **CAZ**. Our findings thus confirm a better preservation of carbonates during **IG**, either related to enhanced carbonaceous pelagic production, and/or minored dissolution processes as well.

Each **IG** is however strictly different from the other and some high values occur also at **IG/G** transitions (and **G/IG** conversely). At orbital scale, the Ca/sum, Ca/Sr, L*, planktonic foraminifera counting and Sr/Ti signatures recorded for **MIS 9** and **MIS 7** show moderate excess in amplitude in comparison to **MIS 11** and **5** ([Figures 47](#) and [48](#)). This variation in the amplitude probably reflects some kind of threshold in the warming intensities, necessary to generate a better preservation of carbonates (e.g., [Huber et al., 2000](#); [Helmke & Bauch, 2002](#)). The modulation of the amplitude from a **MIS** to another echoes observations done in

comparable long records from the proximal Atlantic (Channell et al., 2012). Interestingly, in the **GIN** sediments, except for the sedimentation rate rises (Figure 46), the modulation does not seem to be a direct imprint of insolation forcings (documented here by winter and summer values at 65°N, and summer insolation at 90 °N). No coherent pattern occurs even if for the last 500 ka BP, Ca/sum highest values (i.e., peaks, interpreted as warm events after Bauch and collaborator's works, light green bands on Figure 48) are related to high obliquity values before 500 ka BP and rather to low ones after, and also, to low or decreasing summer insolation at 90°N and winter insolation at 65°N. This observation tends to suggest that Ca preservation/warmth peaks in the **GIN** seas may occur during polar conditions with limited melting during summer (with impacts on the bottom and surface circulation and on the existence of polynyas).

As previously introduced, Glacials are featured by high Ti/Ca, Sr/Ca values (Figure 47), and by high **IRD** amount (Figure 47) but again (as also seen during **IG** but with conversely low values), each of them depicts different ranges in the recorded amplitudes. Over the last 1,000 ka BP, the most prominent signals are related to **MIS 6**, **MIS 12** and **MIS 18**. The **MIS 6** is known to be marked by a large geographical extension of European ice-sheets (e.g., Svendsen et al., 2004; Ehlers & Gibbard, 2007), **MIS 12** by a very intense decay of ice-rafted material up to the Iberian margin latitudes (Ehlers & Gibbard, 2007; Kandiano et al., 2012; Rodriguez-Tovar et al., 2015), and for **MIS 18**, the oldest, by the lying of the Brunhes-Matuyama reversal, previous the firsts Heinrich Like Events really identified in the boreal seas (Channell et al., 2010; Naafs et al., 2013). Interestingly, the Saalian glaciation attributed to **MIS 6** has been suggested by modelling exercises (Colleoni et al., 2016), following geological evidences on the sea-floor (e.g., Hughes et al., 1977; Jakobsson et al., 2010, Jakobsson et al., 2016), to be characterized by one of the largest extensions of boreal ice-shelves over the Arctic domain. Few constrains exist on the dimension of **MIS 12** ice-sheets (related to the Elsterian/Anglian glaciation) but evidences of large terrigenous advection to the boreal Atlantic have already been documented, and this period has been described as one of the most severe Glacials of the Quaternary (Toucanne et al., 2009b; Wagner et al., 2017; Koutsodendris et al., 2019). The data presented in this paper suggest major changes and reorganizations in the drainage configuration of boreal ice-sheets at that time, potentially calling for mechanistic effects related to a post-MPT period, initiated with **MIS 16**, after which Heinrich events began to appear under a context of largest thickness of ice-sheets and glacial durations (Hodell et al., 2008; Naafs et al., 2013). We could thus make an extrapolation in the interpretations and suggest that Ti/Ca and Sr/Ca values -associated to high amount of **IRD** in the **GIN** seas are proportional to the boreal ice-sheet sizes and/or decay modes. This latter extrapolation is coherent with the regolith layer hypothesis (Willeit et al., 2019) which supports a change in the intensity and modality of glacial erosion after **MIS 18**.

If we detect some coherent timings of Ti/Ca high values from a core to another, peaks are however not perfectly synchronously recorded and some appear to be isolated on specific intervals. This is especially the case when comparing the northern and southern basins, as for instance during glacial terminations.

Termination IV, before **MIS 9**, is restricted to a narrow time period in the southern basin in comparison to what is recorded for northern records. Does this observation sign continuous terrigenous advections (from ice-sheets) during **MIS 10** in the north whereas it does occur more briefly in the south? Or following the argumentation of [Hodell et al. \(2008\)](#) for the initiation of Heinrich events, does it mean that glacial purges are related to critical thresholds in the size of ice-sheets (or even ice-shelves?), and thus that northern glaciers were thicker, as proposed by [Hughes et al. \(1977\)](#) and [Jakobsson et al. \(2016\)](#)?

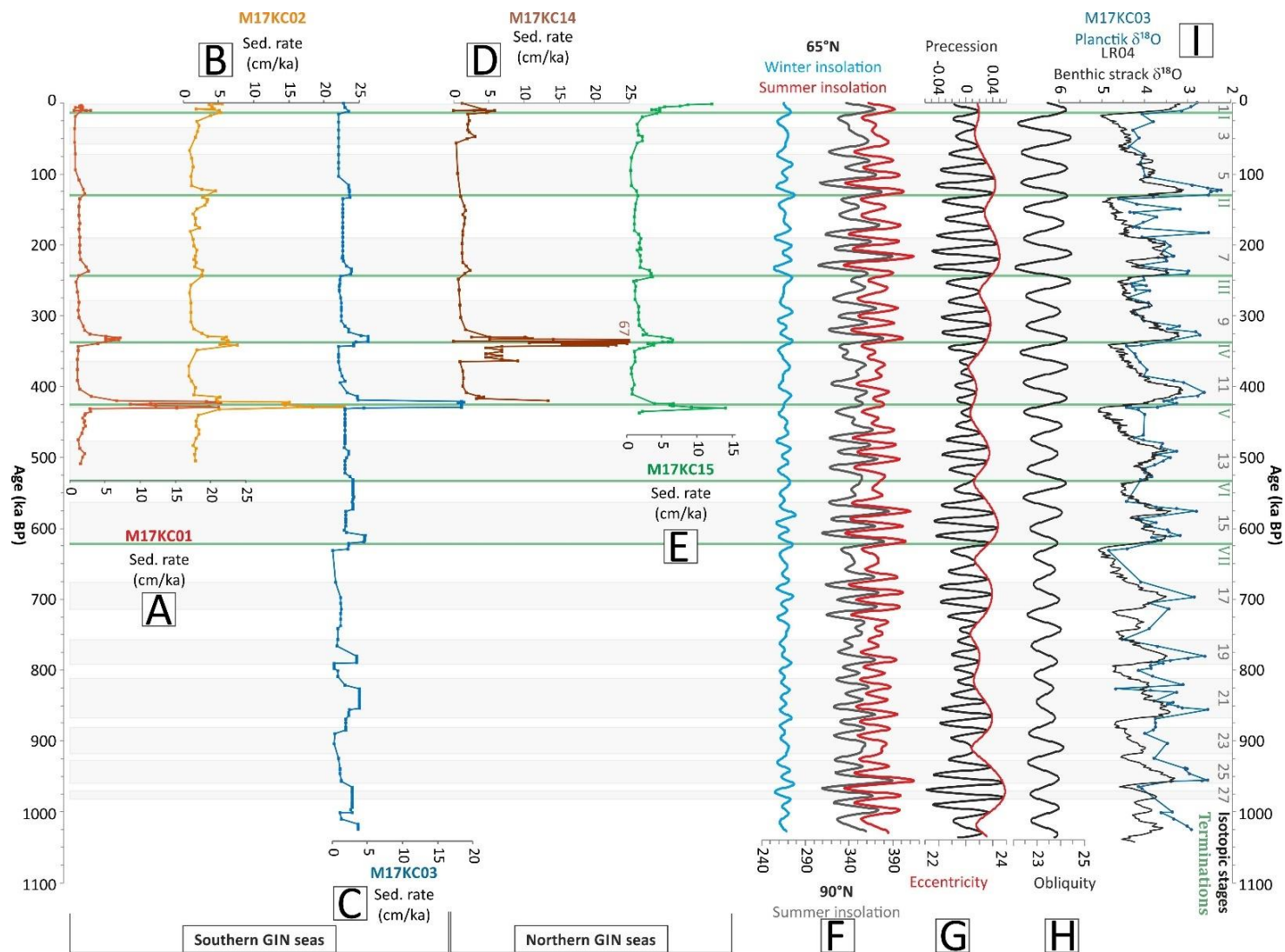


Figure 46 : Sedimentation rates in the five sediment cores from MOCOSÉD 2017. (A) Sedimentation rate in M17KC01. (B) Sedimentation rate in M17KC02. (C) Sedimentation rate in M17KC03. (D) Sedimentation rate in M17KC14. (E) Sedimentation rate in M17KC15. (F) Winter insolation at 65°N (light blue curve, from *Laskar et al., 2004*) and summer insolation at 65°N and 90°N (respectively red curve and dark grey curve, from *Laskar et al., 2004*). (G) Precession parameter (black curve) and eccentricity parameter (red curve) from *Laskar et al., 2004*. (H) Obliquity parameter (black curve) from *Laskar et al., 2004*. (I). Benthic stack LR04 (black curve) and M17KC03 planktonic $\delta^{18}O$ (light blue curve).

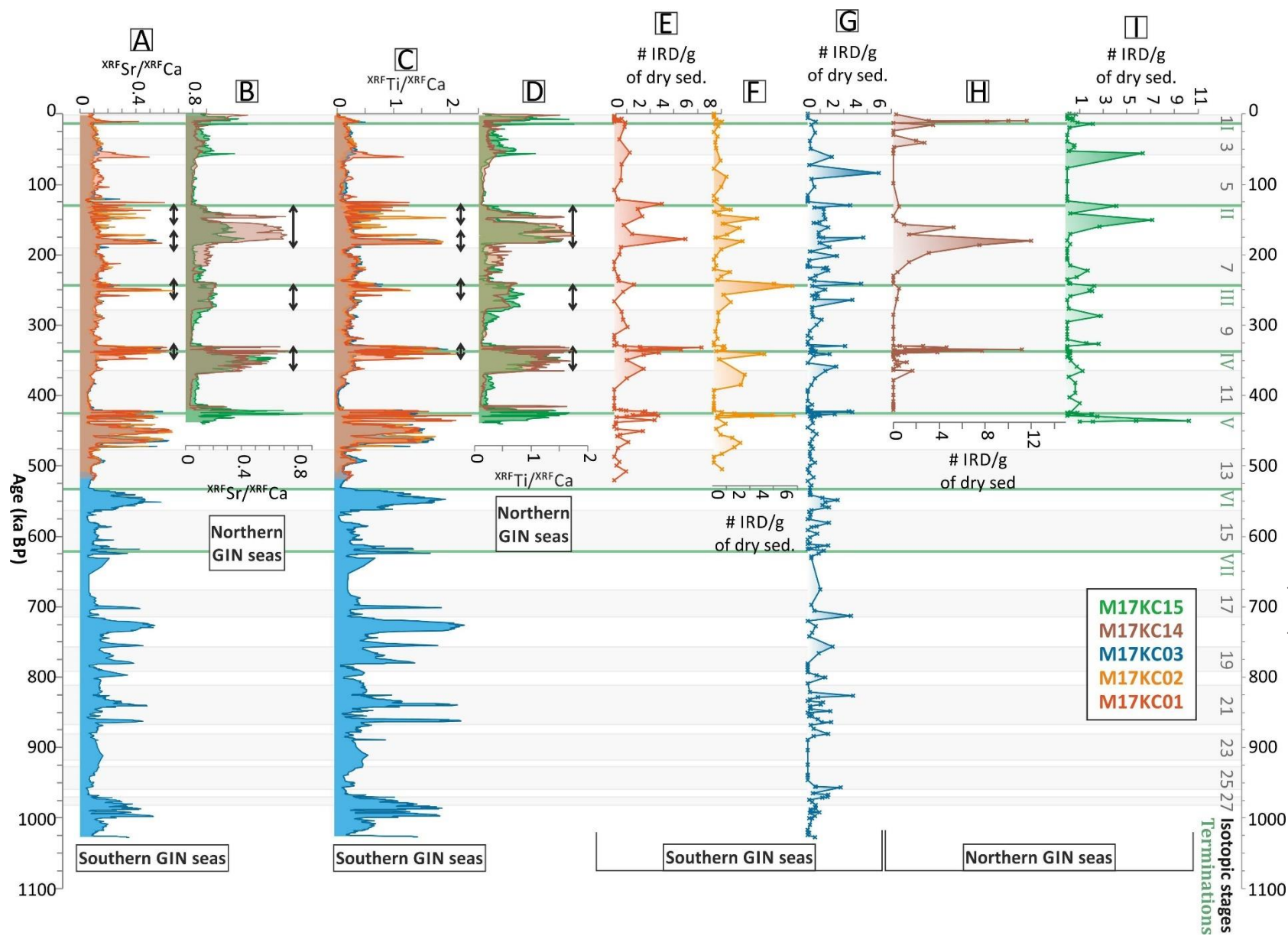


Figure 47 : Multiproxy compilation for the five MOCOSED 2017 sedimentary cores in age. (A) Southern cores $XRF Sr/XRF Ca$ compilation. (B) Northern cores $XRF Sr/XRF Ca$ compilation. (C) Southern cores $XRF Ti/XRF Ca$ compilation. (D) Northern cores $XRF Ti/XRF Ca$ compilation. (E) M17KC01 IRD counts per gram of dry sediment. (F) M17KC02 IRD counts per gram of dry sediment. (G) M17KC03 IRD counts per gram of dry sediment. (H) M17KC14 IRD counts per gram of dry sediment. (I) M17KC15 IRD counts per gram of dry sediment.

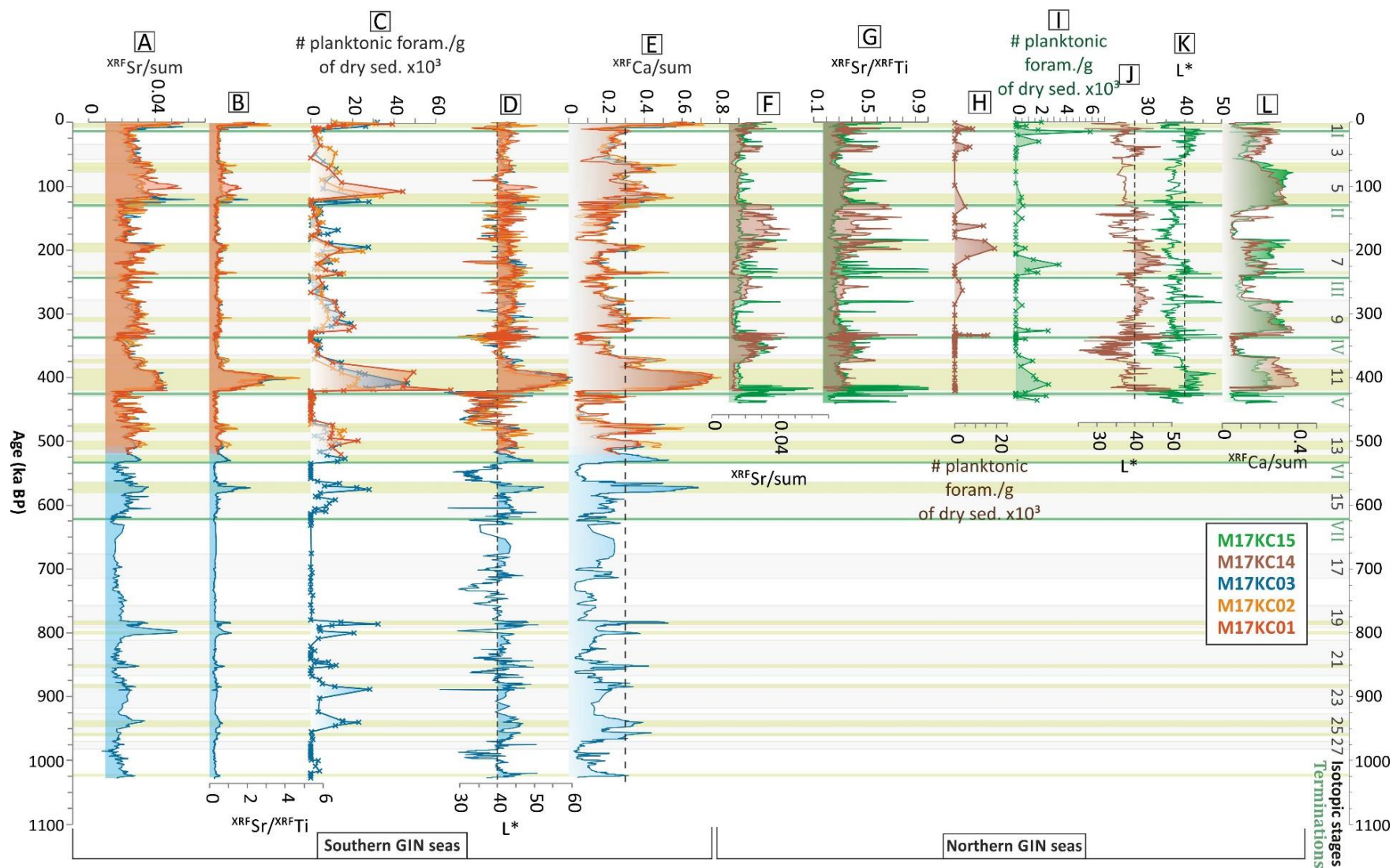


Figure 48 : Multiproxy compilation for the five MOCOSSED 2017 sedimentary cores in age. (A) Southern cores Sr/sum compilation. (B) Southern cores Sr/Ti compilation. (C) Southern cores planktonic foraminifera counts compilation. (D) Southern cores lightness compilation. (E) Southern cores Ca/sum compilation. (F) Northern cores Sr/sum compilation. (G) Northern cores Sr/Ti compilation. (H) M17KC14 planktonic foraminifera counts per gram of dry sediment. (I) M17KC15 planktonic foraminifera counts per gram of dry sediment. (J) M17KC14 lightness. (K) M17KC15 lightness. (L) Northern cores Ca/sum compilation.

III.4.2. The GIN seas at orbital scales: forcings, teleconnections and typicality?

The temporal cover of our study, which thanks to core M17KC03, extends over 1,000 ka BP with no detected major gap, offers the possibility to test teleconnections existing in between the **GIN** seas and the changes at hemispheric and global scales. Over the last decade, long and well-resolved records, covering the **MPT** at least, have been produced in several basin of the North Atlantic and worldwide. Even if the comparison is sometime hampered by stratigraphical issues, changes marking the last 22 marine isotopic stages can be discussed robustly when limiting our observations to plurimillennial trends. We have thus selected some records along a latitudinal gradient from the tropics to the temperate belt to tentatively identify forcings driving the modulation of the recorded signals in the **GIN** seas, with a focus on the calcareous sedimentation especially. [Figure 49](#) thus compiles those records, together with the **EPICA dome C** methane record, the latter being considered as representing a global signal, thanks to the short residence time of the greenhouse gas in the atmosphere, and furthermore coeval with changes in the hydrological budget in spite of diversified sources (e.g. [Landais et al., 2005](#); [Tzedakis et al., 2006, 2009](#); [Parrenin et al., 2012, 2013, 2015, 2017](#) and reference therein).

This compilation highlights striking phasing when considered the Ca peaks (values of the ratio Ca/sum overpassing 0.3 in the **GIN** seas, see pink bands on [Figure 49](#) and light green bands on [Figure 48](#)), suggesting that not only our constructed age scales are robust, but also that recorded changes really traduce pan-Atlantic modulations with warmings detected in the **GIN** seas corresponding to global warmings and pulses of high methane atmospheric contents. This latter observation could be in favour of a strong link in between boreal ice-sheet retreats and methane source changes, already observed at the scale of Heinrich events (e.g., [Tzedakis et al., 2006, 2009](#)). One very interesting result is the strong correlation of our calcium excursion with the percentage of biogenic silica registered in the Lake Baikal ([Figure 49.I and 49.J, Prokopenko et al., 2006](#)). In between **MIS 14** and **MIS 1**, nearly all the peaks of Ca detected echo maxima of Ca content in other southern records and occur during **IG**. The discrimination is less obvious in the tropical records where a continuous pelagic and planktonic production of carbonate does occur. The combination of detrital carbonates to the Ca signal is especially expected in the Ruddiman belt ([Ruddiman & McIntyre, 1981](#); [Bond et al., 1993](#); [Hemming et al., 2002](#); [Hodell et al., 2008](#); [McCave & Andrews, 2019](#)), thus potentially affecting the **MD01-2448** record, but regarding the **GIN** seas, our observations tend to infer an overprint from the biogenic carbonate production. Currently, detrital Ca sources around the **GIN** basins are restricted to North-East Greenland and Siberia areas ([Spencer et al., 2011](#); [Andrews et al., 2017](#)). However, Sr/Ca ratios correlates well with the Ti/Ca ones ([Figure 47](#)). The correlation between Ti/Ca and Sr/Ca can be explained by the enhanced detrital/continental supplies which dilute partially the bio-productivity and thus the link between calcium and strontium. In the northern **GIN** seas, the reduced primary production coupled to the vicinity of

Greenland and Svalbard are responsible of the same mechanism to a larger scale: the Sr in calcareous foraminifera is negligible in the bulk sediment fraction, making only the detrital Sr as a marker in the sediment. This explains the two different patterns showed by Sr/sum ratio values during interglacials for the last 500 ka BP: a positive correlation with the Ca/sum peaks, thus to biogenic production, in the southern **GIN** seas (Figure 48); and a negative correlation between those parameters in the northern **GIN** seas (Figure 48). Moreover, high Sr amounts most probably call for a detrital source in or around the Fram Strait when ice-sheets are at their maximum extension, maybe linked with coastal related deposits thus submitted to glacier erosion. This hypothesis is corroborated in the Figure 48 which presents a positive correlation between planktonic foraminifera amount in the southern **GIN** seas and Sr/Ti ratio. This correlation exists in the northern **GIN** seas, but with a very little amplitude, implying rather a detrital source for the Sr.

Interestingly, carbonate excursions in the **GIN** seas were previously related to **IG** rather to **G** (Helmke & Bauch, 2002). The latter authors noted enhanced carbonate dissolution during **IG** in relation to more productive sea-surface waters which in return conducted to more aggressive corrosion processes at the bottom. Their observations were especially well illustrated with **MIS 11**, with a high index of weight loss for *N. pachyderma* shells noted for cores retrieved in the vicinity of the Jan Mayen Island. Surprisingly using the same and other proximal marine archives, they also observed a high Ca content during **MIS 11** (e.g., Helmke & Bauch, 2002; Helmke et al., 2005; Kandiano et al., 2012, 2016, 2017), similarly to what we have in the M17KC03 core (Figure 47 and 48). This “carbonate shoot” was also detected in several **ODP** drillings from the south-eastern **GIN** seas by Henrich et al. (2002), the latter author attributing this feature to “*an extraordinary high carbonate production in surface waters*”, in a post-**MPT** context of growing carbonate contents preserved in the youngest sediments. Further extensive works conducted by the same research group (e.g. Kandiano et al. 2012, 2016, 2017 and references therein) on the **MIS 11** oceanographic conditions lead them to conclude that this stage was cooler in the **GIN** seas than today. They explained those lower Sea Surface Temperature (**SST**) values by intense and steady melting of the Greenland Ice-Sheet (**GIS**), even after the end of the Termination V, 420 ka BP. This melting would imply the formation of a thick and south-western extended fresh surface water in the **GIN** seas, until 68°N and, at least, underlying the **MD99-2277** core site at 6°W (Kandiano et al., 2012). The meltwater surface layer would favour a large-extent of winter sea-ice cover even during the **MIS 11 sensu stricto** (ss) (410-398 ka BP, Kandiano et al., 2012), enhancing the summer primary productivity and increasing the carbonate export to the bottom (Kandiano et al., 2012, 2016). **MIS 11** is a period of high sea-level (6-9 m above the modern level, Raymo & Mitrovica, 2012) implying a larger collapse of polar ice sheets during this interglacial. Hillaire-Marcel & De Vernal (2008) and Reyes et al. (2014) also demonstrated a peculiar artefact in southern Greenland at this time: the southern **GIS** totally melted, allowing the development of a boreal forest according to their findings. It is interesting to note that our “carbonate shoot” maximum occurs at 406 ka BP, during the **MIS 11 ss**, at the time of the highest **SST** recorded in the **GIN** seas (Kandiano et al., 2012). Our study thus validates their model with a large delay

before the onset of the **MIS 11 ss** and the development of a high primary productivity in the **GIN** seas. All those observations converge to make **MIS 11** a key period regarding climate modulations within the boreal basins: a change does happen in the water column which favored a better preservation of carbonates at that time and during recent **IG**.

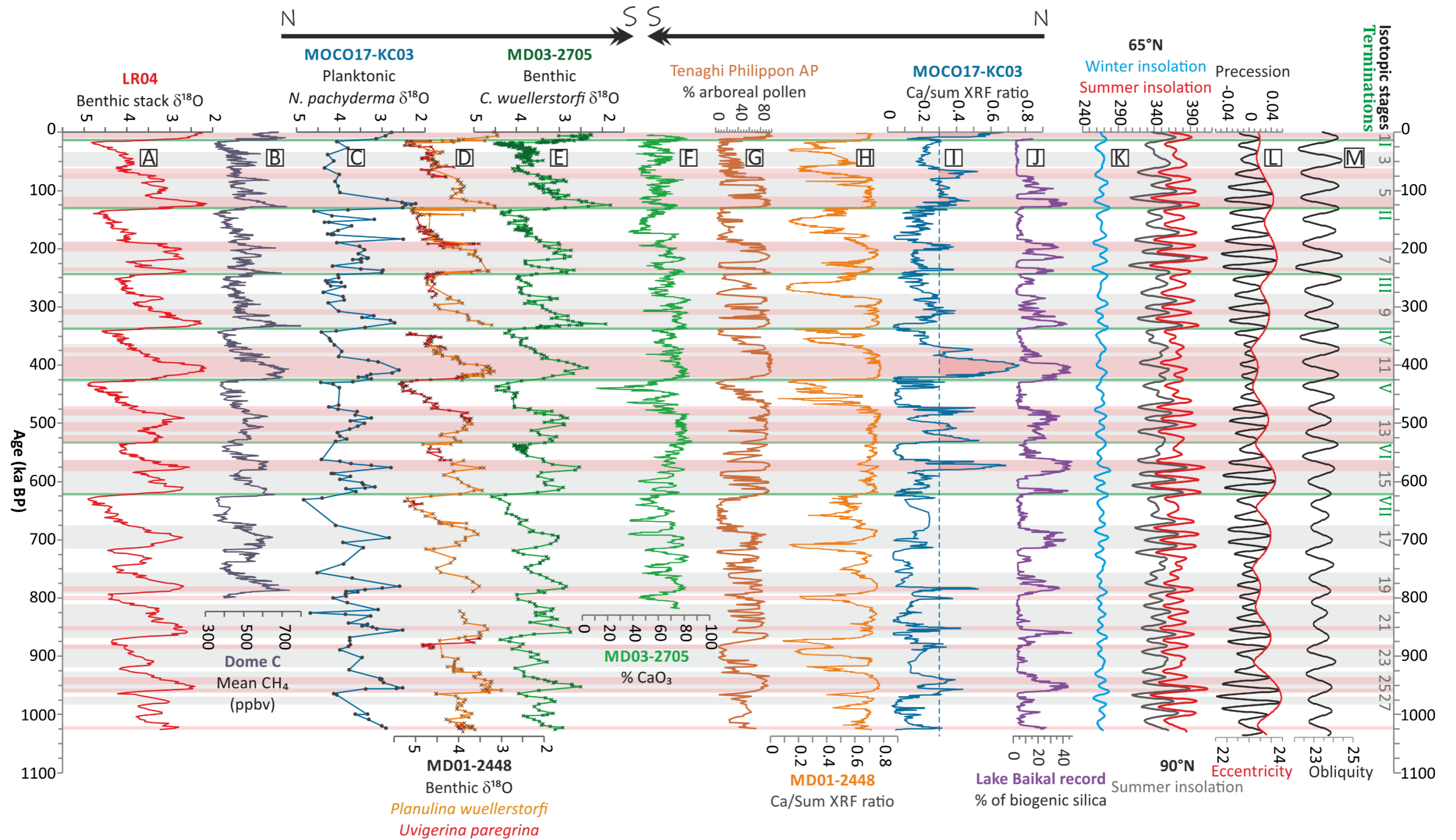


Figure 49 : Pan Atlantic comparison in between high and low latitudes. Grey bands correspond to interglacial periods from [Lisiecki & Raymo, 2005](#). Pink bands correspond to M17KC03 Ca/sum ratio >0.3. (A) $\delta^{18}O$ LR04 benthic stack (black curve, [Lisiecki & Raymo, 2005](#)). (B) Dôme C mean CH_4 values from Antarctica (ice core, [EDC, 1999](#)). (C) M17KC03 monospecific planktonic $\delta^{18}O$, GIN seas (blue curve, this study). (D) Compilation of two benthic $\delta^{18}O$ from the sedimentary core MD01-2448, Bay of Biscay, mid-latitude (orange curve for *P. wuellerstorfi*, red curves for *U. paregrina*; [Toucanne et al., 2009](#)). (E) Monospecific *P. wuellerstorfi* benthic $\delta^{18}O$ from the sedimentary core MD03-2705, west-Africa, low latitude (green curve, [Malaizé et al., 2012](#)). (F) Carbonate percentage in the core MD03-2705 west-Africa, low latitude (green curve, [Malaizé et al., 2012](#)). (G) Percentage of arboreal pollens from Greece, Tenaghi Philippon AP ([Tzedakis et al., 2006](#)). (H) Ca/sum ratio from the MD01-2448 core, Bay of Biscay, mid-latitude (yellow curve, [Toucanne et al., 2009](#)). (I) Ca/sum ratio from the M17KC03, GIN seas (blue curve, this study). (J) Percentage of biogenic silica in the sediment from the Lake Baikal ([Prokopenko et al., 2006](#)). (K) Winter insolation at 65°N (light blue curve, from [Laskar et al., 2004](#)) and summer insolation at 65°N and 90°N (respectively red curve and dark grey curve, from [Laskar et al., 2004](#)). (L) Precession parameter (black curve) and eccentricity parameter (red curve) from [Laskar et al., 2004](#). (M) Obliquity parameter (black curve) from [Laskar et al., 2004](#).

III.5. Conclusions

Our study allowed the determination of a coherent stratigraphic framework for recent sediments (last 500 ka BP at least) over the whole GIN seas. We demonstrated that taking into account the same systematic series of proxies, age scales can be constructed robustly. In those polar basins which suffer from low sedimentation rates and carbonate dissolution, the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ can, but not solely, be used to generate age control points: it should be used in combination with additional proxies, especially elemental ratios obtained after XRF core-scanning and the stratigraphical control of coccolithophore acme zones are recommended tools. Correlation to the benthic stack LR04, followed by a core to core extrapolation, revealed coherent patterns in the sedimentation of the GIN seas at orbital scales: interglacials versus glacials are clearly modulated at least along the last 1,000 ka BP by cryospheric-oceanic-climatic tight interactions and their signals can even be linked to the middle and low latitude similarly long archives, showing a good match in the global climatic teleconnections between high and lower latitudes.

The sedimentation rates obtained from the stratigraphical framework highlight the Terminations by recording sharp rises, and especially for the Termination V which presents the strongest sedimentation rates (around 19 cm/ka) of the whole record from north to south.

Thanks to the set of studied cores distributed in the GIN seas from the south-eastern Jan Mayen plateau to the Fram strait, we have identified a N-S gradient over the last common history of our archives, i.e. over 500 ka BP, with more intense glacial conditions in the northern GIN seas than in the southern GIN seas (especially expressed throughout XRF ratios and those implying the Titanium). In the same way, we have noted a deconvolution of the Sr and Ca signals in the sediment with, for the southern GIN seas, the Sr which seems to be linked to the Ca and the biogenic production, whereas in the northern GIN seas, the Sr is dissociated from the Ca and planktonic foraminifera, but presents a ratio around 1 with the Ti, giving a more detrital origin of the northern Sr.

The interglacial MIS 11 is quite peculiar in the southern GIN seas. Indeed, it is strongly highlighted by the biogenic signals, making this warm period the most prominent of the last 1,000 ka BP. Interestingly, at 406 ka BP, a huge carbonate spike is recorded in the cores, during the MIS 11 *sensu stricto*, recognized with full-interglacial conditions in the northern hemisphere, and with an extended winter sea-ice cover in the GIN seas (Kandiano et al., 2012, 2016). Conversely, in the northern GIN seas, this very warm interglacial is under-represented, implying different N-S oceanographic conditions and processes, explained by the different vicinity of the ice-front. Those features make this warm period a very interesting one to investigate further in the GIN seas for future studies.

The two glacials **MIS 12** and **MIS 6** are particularly prominent in our cores. Those stages are already known as intense glacials, with very extended ice-sheets over Europe and North America, and with some proof of ice-streams extension over the Arctic Ocean ([Jakobsson et al., 2016](#); [Wagner et a., 2017](#); [Koutsodendris et al., 2019](#)). Our data strongly support those arguments because of the intense terrigenous discharges associated to those glacials, interpreted as the result of the high amount of detrital material produced by the extremely extended ice-sheets.

Chapitre 4 : Paleoceanographic and palaeoclimatic reconstructions of the central Fram Strait for the last 440 ka BP – A multiproxy approach based on the long sedimentary piston core M17KC15

Marjolaine E. J. SABINE^{*(1)}, Sébastien ZARAGOSI⁽¹⁾, Frédérique EYNAUD⁽¹⁾, Jacques GIRAUDEAU⁽¹⁾, Linda ROSSIGNOL-MALAIZE⁽¹⁾, Marie-Claire PERELLO⁽¹⁾, Bernard MARTIN⁽¹⁾, Karine CHARLIER⁽¹⁾, Isabelle BILLY⁽¹⁾, Jimmy DAYNAC⁽¹⁾, Bruno MALAIZE⁽¹⁾, Elodie MARCHES⁽²⁾, Thierry GARLAN⁽²⁾

(1) Laboratoire Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC) -UMR CNRS 5805, Université de Bordeaux, Allée Geoffroy Saint Hilaire, FR-33615 Pessac Cedex - France.

(2) Service hydrographique et océanographique de la Marine (SHOM), 13 rue du Châtellier, CS 92803 –FR- 29228 Brest Cedex 2– France

Prêt à être soumis à *Sedimentology* ou *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Ce chapitre présente une reconstruction des conditions environnementales, sédimentaires, paléoclimatiques et paléocéanographiques du nord des mers nordiques, avec notamment un focus sur le détroit de Fram pour les derniers 440 ka BP. Elle se base sur les connaissances bibliographiques de la zone, mais aussi sur les résultats de cette thèse concernant les carottes sédimentaires M17KC15 et M17KC03, issues de la mission MOCOSSED 2017 (cf. *Chapitre 2*). **Ce chapitre a été rédigé de façon à le soumettre à une revue internationale, la majeure partie de son contenu est donc en anglais, sous la forme d'un article intégrant les figures pour une meilleure lisibilité du manuscrit de thèse.** Sa structuration se divise en plusieurs parties :

- Une **introduction** générale, apportant une vision globale des connaissances actuelles de la zone du détroit de Fram et de son intérêt pour reconstituer les paléoenvironnements et paléoclimats.
- Un **contexte régional**, lui-même divisé en trois parties :
 - o Une première retraçant les conditions tectoniques de formation et d'ouverture du détroit de Fram (*partie déjà abordée dans le chapitre 1.3*) ;
 - o Une seconde, remettant en perspective les conditions océanographiques et courantologiques modernes dans les mers nordiques et le détroit de Fram (*partie déjà abordée dans le chapitre 1.4*) ;
 - o Une troisième et dernière partie donnant des points clés de l'histoire paléoclimatiques de la zone du détroit de Fram, avec notamment un court descriptif des particularités géomorphologiques liées à la glace lors des périodes glaciaires.
- Une description du **matériel** et des **méthodes** utilisées pour analyser la carotte sédimentaire M17KC15 et son environnement (*partie déjà abordée dans le Chapitre 2*).
- Une présentation de la méthode **stratigraphique** ayant permis de définir une échelle d'âge pour la carotte M17KC03 et d'en déduire par corrélation que la carotte M17KC15 enregistre les derniers 440 ka BP (*partie déjà abordée dans le Chapitre 3*).
- Une présentation des **résultats** obtenus avec notamment l'identification et la description de quatre faciès sédimentaires dominants.
- Une **discussion** de ces résultats, permettant de mettre en exergue huit modèles conceptuels de fonctionnement paléoclimatique et paléocéanographique de la zone du détroit de Fram en fonction des périodes glaciaires, interglaciaires et des déglaciations.
- Enfin, la **conclusion** permet de synthétiser les principaux résultats de notre étude.

Résumé du Chapitre 4 en français :

La carotte sédimentaire M17KC15 a été prélevée dans le centre du déroit de Fram à 3 095 m de profondeur. Les corrélations stratigraphiques réalisées entre la carotte M17KC03, récupérée dans le centre des mers nordiques, à proximité de la zone de Fracture de Jan Mayen, et la carotte M17KC15 ont permis de définir son échelle d'âge. Les 8,40 premiers mètres de sédiments enregistrent 440 ka BP d'histoire sédimentaire et paléoclimatique de cette zone, la plus boréale des mers nordiques. Cette carotte se situant au cœur d'un carrefour entre trois grandes calottes de glace de la dernière période glaciaire, la calotte du Groenland, la calotte du Svalbard et Barents et la calotte Arctique, elle permet d'enregistrer les variations d'extension et d'activité de ces-dernières en fonction du temps, des courants et de l'évolution du climat.

Il est intéressant de noter que les Terminaisons, ou périodes de déglaciations, sont sur-représentées dans la carotte. En effet, elles sont marquées par les taux de sédimentation les plus élevés, entre 14 et 6 cm/ka. Les périodes glaciaires et interglaciaires, quant à elles, présentent des taux de sédimentation de l'ordre de 1 à 2 cm/ka maximum.

La carotte M17KC15 a permis d'identifier quatre faciès sédimentaires majeurs :

1. Le **faciès sédimentaire 1** correspond à un dépôt contouritique. Son enregistrement implique l'existence et la persistance d'un courant de contour dans la partie profonde du centre du déroit de Fram, à plus de 3 095 m de profondeur. Ce faciès se retrouve de façon plus abondante durant les périodes interglaciaires, mais est également présent, bien que de moindre importance, durant les périodes glaciaires, et durant certaines Terminaisons.
2. Le **faciès sédimentaire 2** correspond à une succession de très fines séquences turbiditiques silteuses (d'épaisseur millimétrique à centimétrique) induites par la formation de panaches turbides sur les marges du déroit. Ce faciès se retrouve uniquement durant les périodes interglaciaires. Ces panaches turbides peuvent se former suivant deux processus :
 - Une période de fonte des calottes, donnant des panaches d'eau de fonte chargées en matières en suspension. Ces eaux froides et turbides sont denses et plongent (processus hyperpycnaux).
 - Une période froide avec prise en glace de l'eau de mer. Cela entraîne la formation de panache d'eau dense, très salées, qui vont cascader sur le fond et éroder ce-dernier, se chargeant ainsi en particules, et évoluant en courant de turbidité.
3. Le **faciès sédimentaire 3** correspond à une coulée de débris glaciéniques, de couleur très sombre. Ce type de dépôt implique des débâcles d'icebergs massives durant les grandes phases de déglaciation et de fonte rapide des calottes. Ce faciès se retrouve presque exclusivement durant les périodes de déglaciation.

4. Le **faciès sédimentaire 4** correspond au bruit de fond sédimentaire de la carotte. C'est la sédimentation classique des mers nordiques. Ce sédiment se compose d'argiles de décantation, parfois accompagnées de microfossiles calcaires, et fréquemment de débris transportés par la glace (**IRD**) de tailles et d'abondance variées. Ce faciès se retrouve aussi bien durant les périodes glaciaires qu'interglaciaires et marque la dérive régulière d'icebergs par le détroit, ainsi que des périodes de couvert de glace de mer étendu et pérenne.

Sur la base de l'alternance de ces 4 principaux faciès sédimentaires, mais aussi de nombreux paramètres tels que la taille des grains, le taux de carbonate de calcium, l'abondance relative d'éléments chimiques tels que le Ca et le Sr (données **XRF**), les données isotopiques de l'oxygène et du carbonate, les abondances de foraminifères benthiques et planctoniques, et les abondances de grains détritiques grossiers > 400 µm (interprétés comme des **IRD**), huit modèles conceptuels de fonctionnement de la zone du détroit de Fram ont été établis, et certains points clés ont pu être mis en avant.

Ainsi, durant les périodes glaciaires, il semble que les eaux atlantiques aient continué à remonter jusque dans la zone du détroit de Fram, même durant les glaciaires les plus intenses. De même, la présence de dépôts contouritiques, bien que de faible épaisseur, durant ces périodes implique une persistance des courants de fond malgré un couvert de glace de mer étendu et de très grandes quantités de glace dérivante.

Les Terminaisons peuvent présenter plusieurs réponses au réchauffement. Une phase de débâcle intense peut se produire dans le cas d'un recul et d'une fonte rapides des calottes. Il peut y avoir une fonte plus lente, accompagnée de glace de mer en été, d'icebergs, et de convection dans la colonne d'eau. Enfin, la déglaciation peut donner de telles quantités d'eau de fonte que l'eau de surface se retrouve dessalée et stratifiée sur une épaisseur pouvant dépasser la limite de la zone photique, 200 m sous la surface, et induire la formation d'un couvert de glace de mer pérenne. Un tel phénomène empêche alors la production planctonique de surface, mais également la décantation d'**IRD**, puisque la glace de mer empêche la dérive d'icebergs dans la zone. **Il est intéressant de noter que, selon nos résultats, la Terminaison I, évoluant de façon très similaire à la Terminaison V, ne semble pas encore terminée aujourd'hui. Pour ce secteur, nous ne serions donc pas encore dans l'interglaciaire Holocène, mais dans la dernière phase de la déglaciation Holocène.** Il est également possible que le sommet de la carotte M17KC15 n'enregistre pas la dernière phase de l'Holocène, et donc qu'il manque la fin de la déglaciation et le début de l'interglaciaire Holocène.

Enfin, les derniers **440 ka BP** ont enregistré trois types d'interglaciaires différents : (1) des interglaciaires très chauds, comme le **MIS 11**, sans couvert de glace de mer saisonnier à proximité du détroit, et un couvert de glace de mer saisonnier épars et limité vers le sud ; (2) des interglaciaires moins chauds avec un couvert de glace de mer saisonniers étendu, induisant la formation des panache d'eau dense ; (3) des interglaciaires plutôt froids avec des calottes encore étendues et des dérives d'icebergs assez régulières mais accompagnées de convection. Tous les interglaciaires sont cependant marqués par une intense activité des

courants de surface (eaux polaires vers le sud par l'ouest du détroit et eaux atlantiques vers le nord par l'est du détroit) et la présence de courants de fond dans le détroit de Fram.

IV.1. Introduction

The Fram Strait is the most crucial gateway between the Arctic ocean and its surrounding basins. It is 620 km wide between Greenland and Svalbard, and its deepest part, called the Lena Trough, is 300 km wide and until 3,000 m deep. This narrow corridor is opening at an average rate of 10 mm/yr (DeMets et al., 1990; Jokat et al., 2016). It marks the boundary between the North American plate on its eastern part and the Eurasia plate on its western part since the Fram Strait opening initiation throughout the lower Oligocene (i.e., Chron 13, 33.3 Ma) (Eiken et Hinz, 1993; Jokat et al., 2016, Figure 50).

Perennial oceanic exchanges between the Arctic Ocean and the Nordic seas initiated only in the upper Miocene, after the magnetic Chron 5, 9.8 Ma (e.g. DeMets et al., 1990; Laberg et al., 2005; Engen et al., 2008). Then, this strait became the deepest gateway through which the Arctic Ocean exchanges water masses with the boreal North Atlantic, and conversely (e.g. Howe et al., 2007). Since, northward routing warm Atlantic Waters (**AW**) reach the marginal ice zone (**MIZ**) in the eastern part of the strait, giving heat to the atmosphere and proportionally cooling the surface water masses along their path. This cooling increases their density, contributing to the strength of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (**AMOC**) (e.g. Eiken & Hinz, 1993; Fahrbach et al., 2001). The **AW** thus subduct under Arctic waters to enter the Arctic Ocean (Jones, 2001).

In this region, radiative forcings and feedbacks are at play combining both the oceanic, cryospheric and atmospheric reservoirs. The Arctic and peri-arctic cryosphere exhibit currently a seasonal cycle and significant interannual variability (e.g. Lu et al., 2017). It implies strong sea-ice cover dynamics which temporally and spatially vary in extent, thickness and density (e.g. Gebhardt et al., 2011; Lu et al., 2017). Arctic sea-ice is considered as highly reactive to the modern warming climate, as it rapidly both retreated and thinned over the last decades (e.g. Parkinson & DiGirolamo, 2016; Castellani et al., 2018). Concomitantly, the northward influx of Atlantic Waters, together with the iceberg, sea-ice and meltwater southward export volume throughout the Fram Strait, considerably changed. Thus, this area is considered among the most sensitive to climate changes (Hald et al., 2004; Pachauri et al., 2007). Studying the palaeoceanographical and sedimentation changes occurring along glaciation-deglaciation cycles thus provides a way to better evaluate processes at play in contrasted sets of time-scales and environmental situations. It improves our understanding of the changes in ice-sheet extension, sea-ice development, iceberg drifts and current changes occurring in this region according to climate changes.

Previous palaeoceanographical studies have essentially focused on the Yermak Plateau (e.g. ODP legs; Chauhan et al., 2014) and the Svalbard margin. In this paper, we focus on a central Fram Strait sedimentary record thanks to the study of one long archive (Calypso piston sedimentary core M17KC15) retrieved east of the Molloy Ridge. The stratigraphic and palaeoenvironmental reconstructions proposed here are derived

from the study of complementary and diversified palaeoceanographical tools, such as microgranulometry, X-Ray Fluorescence (**XRF**) core scanner analysis, X-ray imagery, planktonic foraminifera assemblages, calcium carbonate measurements and large lithic grains counts. The purpose of this study is to discuss the Quaternary sedimentation and stratigraphy since the marine isotopic stage (**MIS**) **12**, **440 ka BP**, and to present a reconstruction of the changes in the boreal environment from this period to the upper Holocene.

IV.2. Regional Setting

IV.2.1. Geological framework

The northern Nordic Seas geological history evolved slowly since the Late Cretaceous and the final breakup of the Laurasia supercontinent. The Norwegian-Greenland Sea has opened up since the magnetic anomaly Chron 24B, during the lower Eocene (**53.5 Ma**). A divergence began at the magnetic Chron 13 (lower Oligocene, **33.3 Ma**) and the Lena Trough started opening. During the lower Miocene (**21-15 Ma**), the Molloy Ridge opened, and the continental bridge demised, resulting in the connexion between the Gakkel Arctic ridge and the Mid-Atlantic ridge (Engen et al., 2008; Kleinspehn & Teyssier, 2016). Thus, a Fram Strait corridor (the future Lena Trough) has gradually deepened. However, it is probably only since the magnetic Chron 5 (**9.8 Ma**, upper Miocene) that perennial oceanic exchanges initiated (Engen et al., 2008). Then, the Lena Trough became the deepest and the most crucial gateway between the Arctic Ocean and the boreal North Atlantic Ocean (Engen et al., 2008) (Figure 50.A).

IV.2.2. Modern oceanographic framework

Presently, two main and opposite surface and intermediate currents characterise the Nordic Seas, the northward currents (also called Atlantic Waters, **AW**) and the southward currents (also called Polar Waters, **PW**) (Figure 50.A).

The North Atlantic Current (**NAC**), in the eastern part of the seas, is flowing northward from the North Atlantic Ocean (e.g. Gjevik, 1996; Alendal et al., 2005). This warm and salty current splits in two branches north of Norway. One is shallow, the Norwegian Coastal Current (**NCC**), and runs eastward onto the Barents shelf along the Norwegian coast. The second is deeper and continues northward along the Barents Sea upper slope, and becomes the West Spitsbergen Current (**WSC**) (e.g. Schlichtolz & Houssais, 1999; Saloranta & Haugan, 2004). This current is warm enough ($T > 2^{\circ}\text{C}$ (Hopkins, 1991)) to preserve ice-free waters in winter in the eastern part of the Fram Strait (Pachauri et al., 2007). In the southern Fram Strait, the **WSC** splits into

two branches, one overturns westward and flows southward in intermediate depth, the second continues northward (Swift & Koltermann, 1988). In the northern Svalbard, this **WSC** is once more divided into two branches. The Svalbard Branch (**SB**) is deflected along the eastern Svalbard margin, on the Yermak plateau (**YP**). The Yermak Branch (**YB**), deeper, runs northward in the Arctic Ocean along the western **YP** margin (e.g. Schlichtholz & Houssais, 1999; Chauhan et al., 2014). All those flows are generally simplified as Atlantic Waters (**AW**).

The East Greenland Current (**EGC**) (20-30 cm/s velocity after Foldvik et al., 1988) flows southward along the East Greenland continental slope, in the western Nordic Seas. This very cold ($0^{\circ}\text{C} < T < 2^{\circ}\text{C}$ after Hopkins, 1991) and fresher surface current flows through the western Fram Strait, carrying ice (both sea-ice and drifting icebergs), and originates from the Arctic Ocean (e.g. Bourke et al., 1987; Foldvik et al., 1988; Fahrback et al., 2001; Ślubowska-Woldengen et al., 2008). It runs along the east Greenland margin, and splits into two branches near the Jan Mayen Island, giving the overturn Jan Mayen Current (**JMC**), flowing northward in the Greenland Sea Gyre (**GSG**) (Foldvik et al., 1988). The other branch, still **EGC**, continues its flowing southward along the Greenland margin to the Denmark Strait. North of Iceland, another branch splits from the **EGC** to join the East Irminger Current (**EIC**), flowing westward (Ślubowska-Woldengen et al., 2008). All those flows are generally simplified as Polar Waters (**PW**).

The dynamics of those flows are supported by deep water formations in the Greenland-Norwegian Sea (Rahmstorf, 2013). The substantial heat release from **AW** in the atmosphere, induces a diving of those water masses in the Norwegian Sea (Hansen & Osterhus, 2000). Those waters are mixed with the cold and fresh **PW** in the Greenland and Iceland seas, forming the Arctic Intermediate Water (**AIW**) (Aagaard et al., 1985). North of the Greenland Sea ridge (**GSR**), convection occurs, and those waters are mixed with the southward Arctic Ocean Deep Water (**AODW**), forming the Greenland Sea Deep Water (**GSDW**). The **GSDW** migrates to the east in Norwegian sea basin, mixing with more **AODW** and giving the Norwegian Sea Deep Water (**NSDW**) (e.g. Swift & Koltermann, 1988; Laberg et al., 2005; Buhl-Mortensen et al., 2012).

During Pleistocene-Holocene times, the sea-ice cover was inconstant over the northern Nordic Seas and the Fram Strait. Indeed, the interaction between Polar Waters and Atlantic Waters monitors the sea-ice formation in this area (Bylinskaya et al., 2016). Likewise, the deep-water formation processes in the Nordic Seas intrinsically depend upon climatic conditions and stages. During cold phases, brine rejection is among the primary process that feeds the production of deep waters (Ivanov et al., 2004), while deep convection in the open ocean occurs preferentially during warm phases, as presently (Dokken & Jansen, 1999).

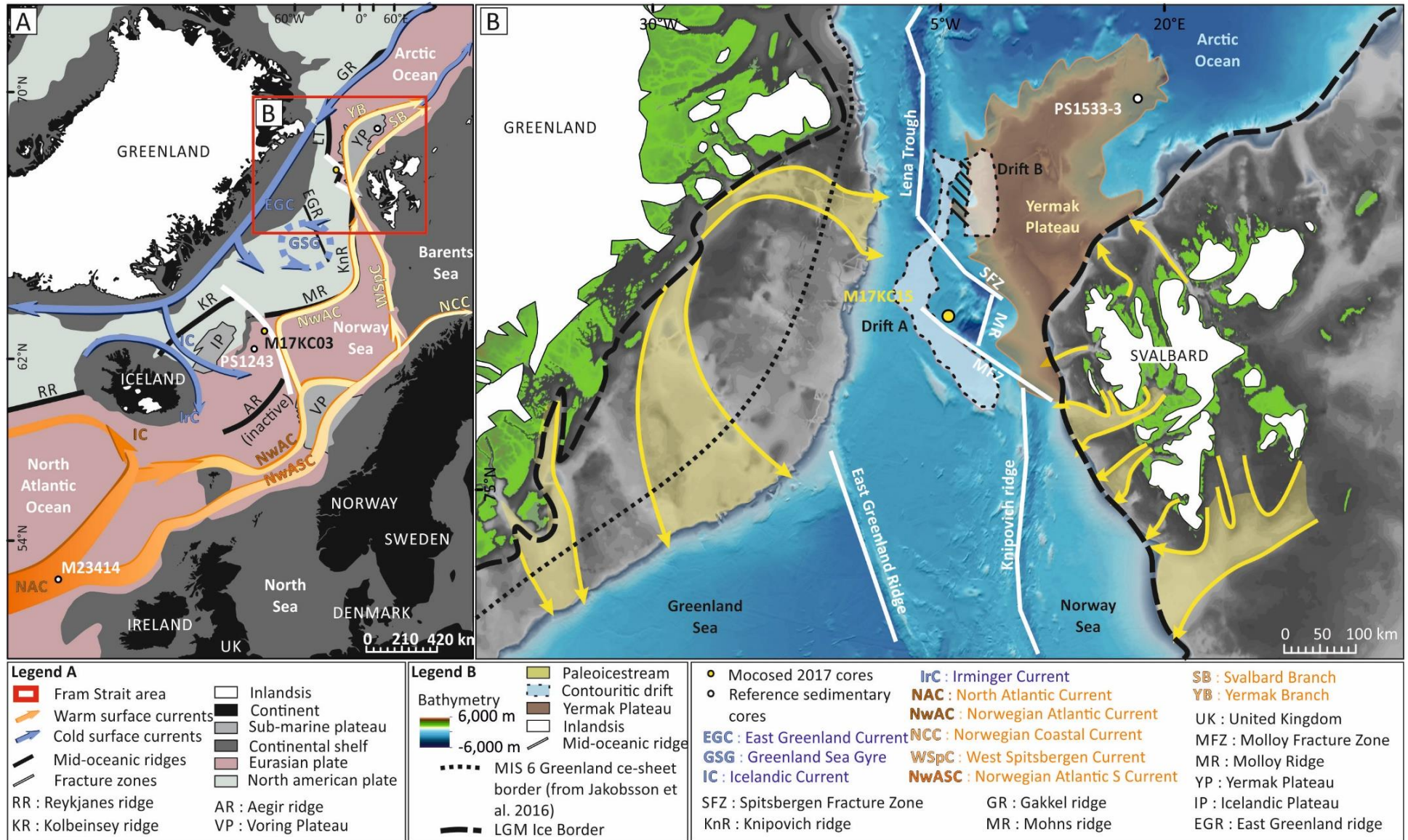


Figure 50: Environmental maps of the Nordic Seas. (A) Nordic seas' general map presenting the location of the sedimentary cores used for this study. (B) Focus on the Fram Strait Area and the bottom-sea's morphology (modified from e.g. Aagaard et al., 1981; Müller and Roest, 1992; Hald et al., 2004; Hustoft et al., 2009; Chauhan et al., 2014; Bylinskaya et al., 2016).

IV.2.3. Paleoclimatic framework

Past glacial cycles and changes in ice-sheet extent in boreal domains impact the hydrographic conditions and the sedimentary processes occurring in the Fram Strait (Chauhan et al., 2016). Hughes et al. (1977) and Jakobsson et al., (2016) proposed a complete overlapping of the Arctic Ocean by the confluence of huge ice-shelves during the Würm (last glacial period) and the Marine Isotopic Stage 6 (MIS 6). The presence of deep plough marks 1,200 meters of water depth (mwd) on the top of sea-mounts and further than the shelf edge in the eastern side of the strait, on the YP, argues this supposition (Dove et al., 2014; Jakobsson et al., 2016; Patton et al., 2016). These bedforms are oriented from the central Arctic toward the Fram Strait, which implies the convergence of wide ice-shelves and/or huge icebergs from the Arctic to the Fram Strait area (Jakobsson et al., 2016). The dropstone grain-size in the sedimentary records depends on the nature and origin of the ice which carried them: modern Arctic sea-ice carries-on fine-grained debris, from the size range of silts and clay (Nürnberg et al., 1994), while icebergs from ice-sheet carry-on large-grained debris (until several cm-size).

IV.3. Material and methods

The sediment core M17KC15 (3,095 mwd, recovery 17.2 m) was retrieved with a CALYPSO piston corer on the R/V *Pourquoi Pas?* during the cruise MOCOSED in September 2017 from the deep central Fram Strait part (Figure 50, Table 9). This core is composed of alternated brown and grey muds bearing large lithic grains (LLG), and silty to sandy laminated LLG-free muds. The firsts 8.40 m of sediment are presented in this study. For grain size analysis, 1,477 samples were analysed with the laser microgranulometer MasterSizer 2000, with selected intervals taken as facies dependants. The step sampling was adapted to the sedimentary structures, with a not-exceeding 5 cm sub-interval (one sample every 1.7 cm as a mean). A smear slide was done on each section of the core to identify the Coccolithophorid Acme Zones, in order to establish a pre-stratigraphy.

	Core	Type	Elevation (m)	Lenght (m)	Latitude N (decimal degrees)	Longitude E (decimal degrees)	Year	Location
Reference cores	PS1243	Gravity core	-2721	7.67	69.380	-6.510	1984	Norwegian Sea
	MD01-2448	sediment	-3460	28.8	44.780	-11.275	2001	Bay of Biscay
	MD03-2705	sediment	-3000	37	18.097	-21.153	2003	Eastern Tropical Atlantic Ocean
This study cores	M17KC15	Piston core	-3095	8.46	79.334	0.591	2017	Fram Strait
	M17KC03	Piston core	-2750	20.66	70.176	-5.240	2017	Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian Sea

Table 9: List of the marine cores used in this study.

88 wet sediment samples were dried and sieved with three size sieves, 125 μm , 400 μm and 1,000 μm . The number of planktonic and benthic foraminifers was counted on the size-fraction 125-1,000 μm , the number of benthic foraminifera was counted a second time on the fraction > 400 μm , as well as the number of **LLG** on the fraction > 400 μm .

In spite of a sparse recording, planktonic foraminifera (**PF**) assemblages were determined on the 125-1,000 μm fraction (none were found in the >1000 μm fraction). Relative abundances (%) were calculated for each species and used to reconstruct quantified hydrographical parameters using the **MAT1007** transfer functions developed at EPOC after the **MARGO** (Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean Surface) exercise conducted in the 2000s (see [Eynaud et al., 2018](#) for a review on this approach). Briefly, calculation relies on the Modern analogue technique (**MAT**) applied to past assemblages compared to a modern reference data base of 1007 modern samples distributed in the North Atlantic Ocean and its adjacent seas (including the Nordic seas). Using a script developed by [Guiot and Brewer \(www.cerege.fr/IMG/pdf/formationR08.pdf\)](#) for the R software ("R" version 2.7.0, [R Development Core Team, 2008](#)), statistical assessment of the distance between the fossil and modern assemblages was obtained. Hydrographical parameters were thus estimated from an average weighted inversely to the distance (or dissimilarity) of the 5 best extracted analogues. The set of reconstructed parameters on the basis of **PF** has been enlarged recently thanks to an update of the modern hydrographical references (after the [World Ocean Atlas 2013](#); <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/woa13data.html> mainly, see the methods in [de Vernal et al., 2019](#)). It now allows to reconstruct sea-surface temperature monthly, seasonally or annually (**SST**, Root mean square error of prediction of 1.5 °C), sea-surface salinity (**SSS**, Root mean square error of prediction of 0.7 psu) and sea-ice cover (**SIC** as a number of month/yr, Root mean square error of prediction of 1.5 month/yr). However, in the Fram Strait, the quantified values of parameters should be considered with caution due to all the fossilisation biases affecting calcareous material and to the poorly diversified **PF** assemblages. In the following, the obtained reconstructions are thus just used as indicative and when coherent with sedimentological observations.

Stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) were measured on 8-16 specimens per sample (125-250 μm size) from monospecific samples of the planktonic foraminifera species *Neoglobobulimina pachyderma* (**Nps**). Because of the lack of microfossils in numerous samples, the obtained record is discontinuous. The measurements were done at the EPOC Laboratory Isotopic Platform with a Thermo Scientific Kiel IV Carbonate Device connected to a MAT253 isotope ratio mass spectrometer. All the measurements were calibrated on the Pee Dee Belemnite isotope standard (**PDB**).

To obtain high-resolution sedimentological (facies structure) information, the core was sampled with oriented aluminium rectangular slabs (100x45x13 mm). Those samples were treated with a special impregnation protocol (see [Zaragosi et al., 2006](#) for more information about the process) to solidify the

sediment and thus longitudinally cut thin sections of 30 μm thick. Thin-section imageries were acquired using a fully automated Leica Microscope with multiple magnifications.

The SCOPIX X-Ray processing tool gave X-ray imagery of the core, allowing a visual description of the internal sediment structures (Migeon et al., 1998). The major element concentrations were qualitatively obtained on the core thanks to an Avaatech X-Ray Fluorescence (**XRF**) core scanner at 1 cm resolution. Marine sediments can provide palaeoenvironmental information accessible through element proxy data (Rothwell & Croudace, 2015). To identify the significance of chemical elements, a principal component analysis (**PCA**) was done on the **XRF** results.

The calcium carbonate content was measured on 17 samples with a Bernard calcimeter (Table 10), and the results were used to calibrate the Ca data obtained from the **XRF** core scanner. It was then possible to calculate the rate of calcium carbonate through the full core.

The sediment core M17KC03 (2,750 **mwd**, recovery 20.66 m) was retrieved during the same cruise; south-west of Jan Mayen. This core is used for the stratigraphical network (see Chapter 3, Sabine et al., in prep) and received the same treatment than the M17KC15.

IV.4. Stratigraphical framework

The age model is based on coccolithophorids acme zones, isotopes, white to black reflectance, **XRF** data and correlation with southern sedimentary cores (M17KC03 (this study), PS1243 (e.g. Didié & Bauch, 2002), MD03-2705 (Malaizé et al., 2012), MD01-2448 (Toucanne et al., 2009)) and LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). Because of the M17KC15 meagre microfossils and isotopic data, the M17KC03, taken near the Jan Mayen Fracture Zone (**JMFZ**), in the central Nordic Seas, is used as a reference. The M17KC03 stratigraphy is first established through isotopic and pan-Atlantic correlation (to go further, see Sabine et al., in prep, Chapter 3 and Chapter 5). Then, the M17KC15 age model is established through **XRF** and reflectance data correlated with the M17KC03 **XRF** and reflectance data.

IV.4.1. Coccolithophorids chronostratigraphy

Coccolithophores are the leading primary producers of the world ocean's photic zone and respond to changes in the water column. Their composition and abundance varied through time with the physical (temperature/salinity) changes of surface water masses, and thus, in accordance to the climate variability (e.g. Gard, 1988; Gard & Backman, 1990; Baumann & Matthiessen, 1992; Baumann et al., 2000; Giraudeau & Beaufort, 2007; López-Otálvaro et al., 2019). This characteristic gives a stratigraphic significance to the

coccolithophorid dominance (also called acme zones) in the sediment records through time (Figure 51) (Pujos & Giraudeau, 1993; Wefer et al., 1998).

21 smears collected were analysed on the M17KC03 sedimentary core and 9 smears collected on the sedimentary core M17KC15 through microscopic magnification x1,000. The acme zone identified on this study sediment cores are presented in Figure 52, giving a first step for the stratigraphical framework.

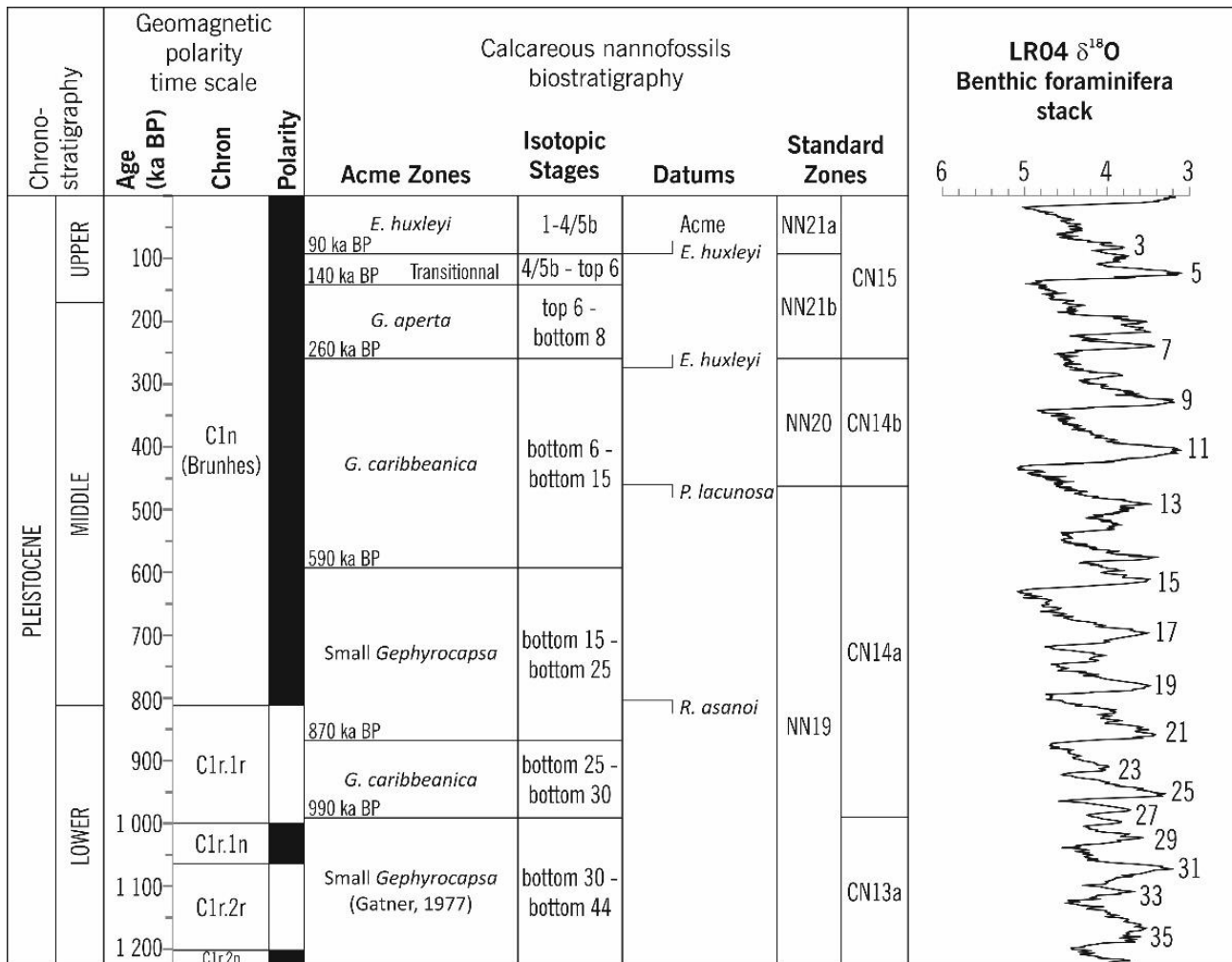


Figure 51 : Coccolithophorids acme zone pattern through the upper Pleistocene time (modified from Berggren et al., 1995; Wefer et al., 1998; Raffi et al., 2006; Giraudeau & Beaufort, 2007; Wade et al., 2011).

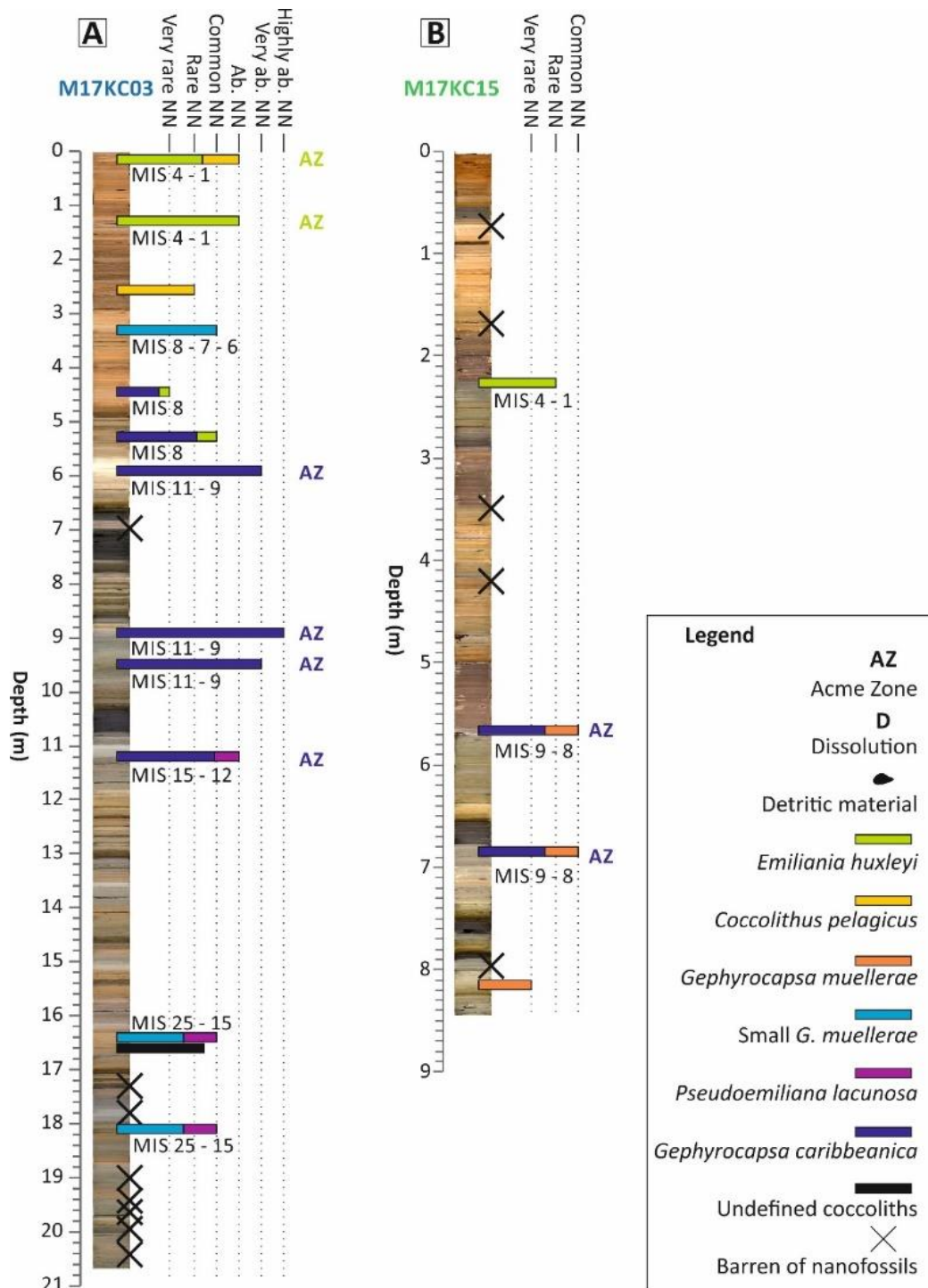


Figure 52 : Coccolithophorids acme zones identified on the two sedimentary cores M17KC03 and M17KC15.

IV.4.2. Isotopic and pan-Atlantic correlations, M17KC03 stratigraphy

The M17KC03 coccolithophorid acme zones associated with the M17KC03 planktonic oxygen isotopic data are correlated to the Lisiecki & Raymo (2005) LR04 benthic stack. Forty-one tie-points were used to correlate those two curves, using the Analyseries Software (Paillard et al., 1996) (Figure 53 and 54, Table 10). According to this correlation, the M17KC03 oldest datable sediment are 1,000 ka old.

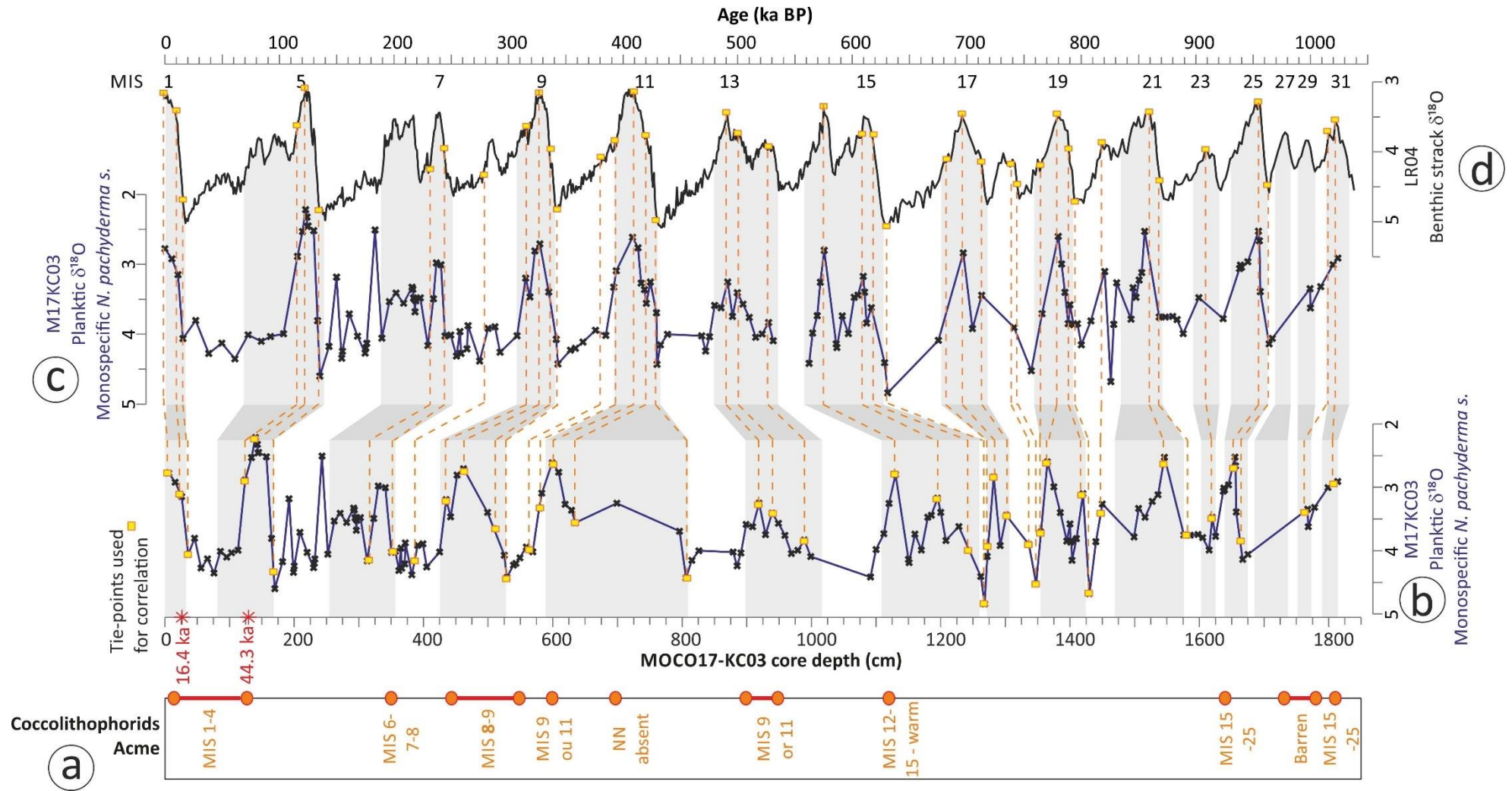


Figure 53 : M17KC03 stratigraphic correlation from the planktonic $\delta^{18}O$ correlated with the benthic $\delta^{18}O$ stack LR04. (a) Coccolithophorids acme zone. (b) M17KC03 planktonic $\delta^{18}O$ (*N. pachyderma* s.) vs. core depth, (c) M17KC03 planktonic $\delta^{18}O$ vs. age, (d) benthic stack $\delta^{18}O$ LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005).

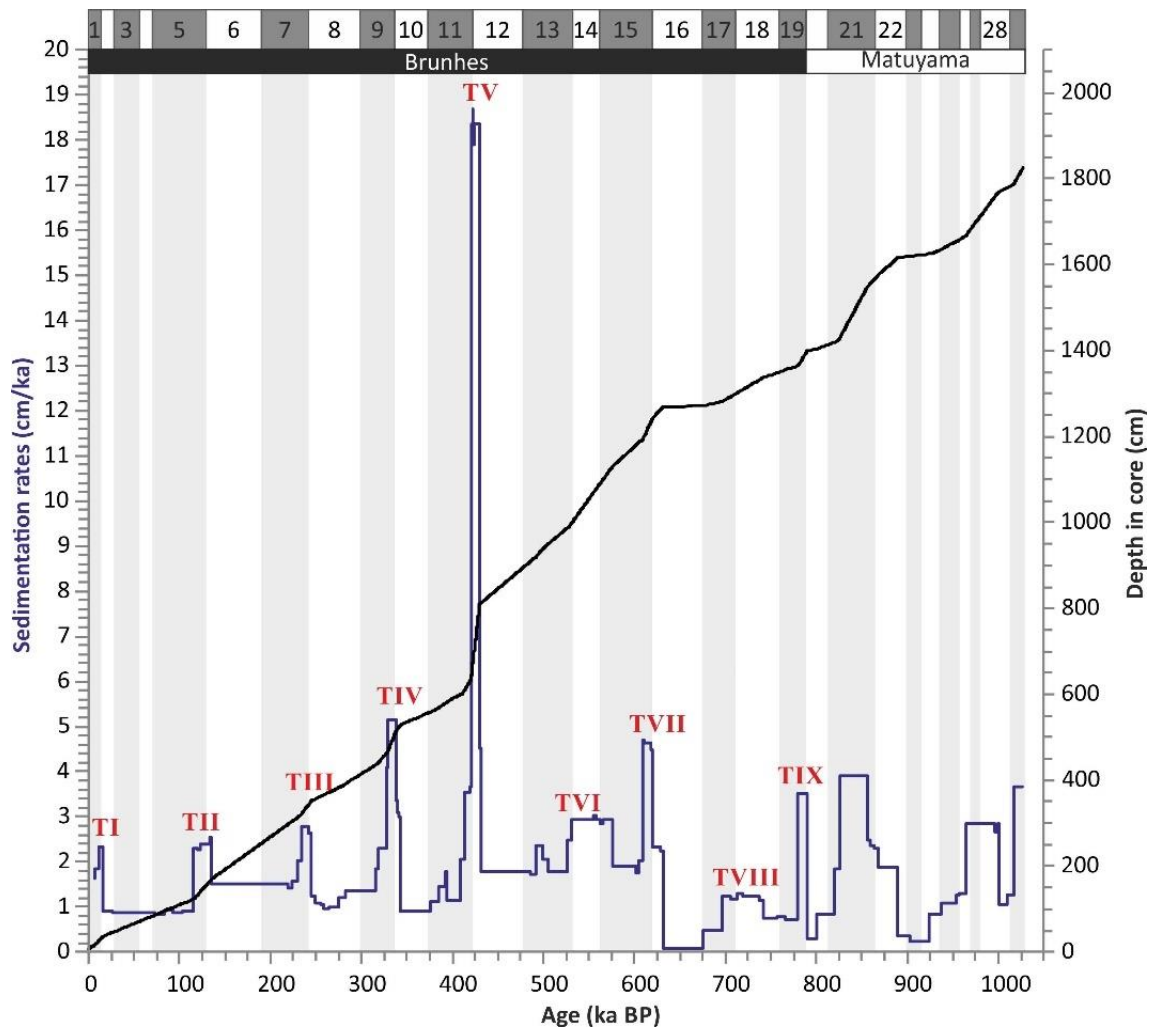


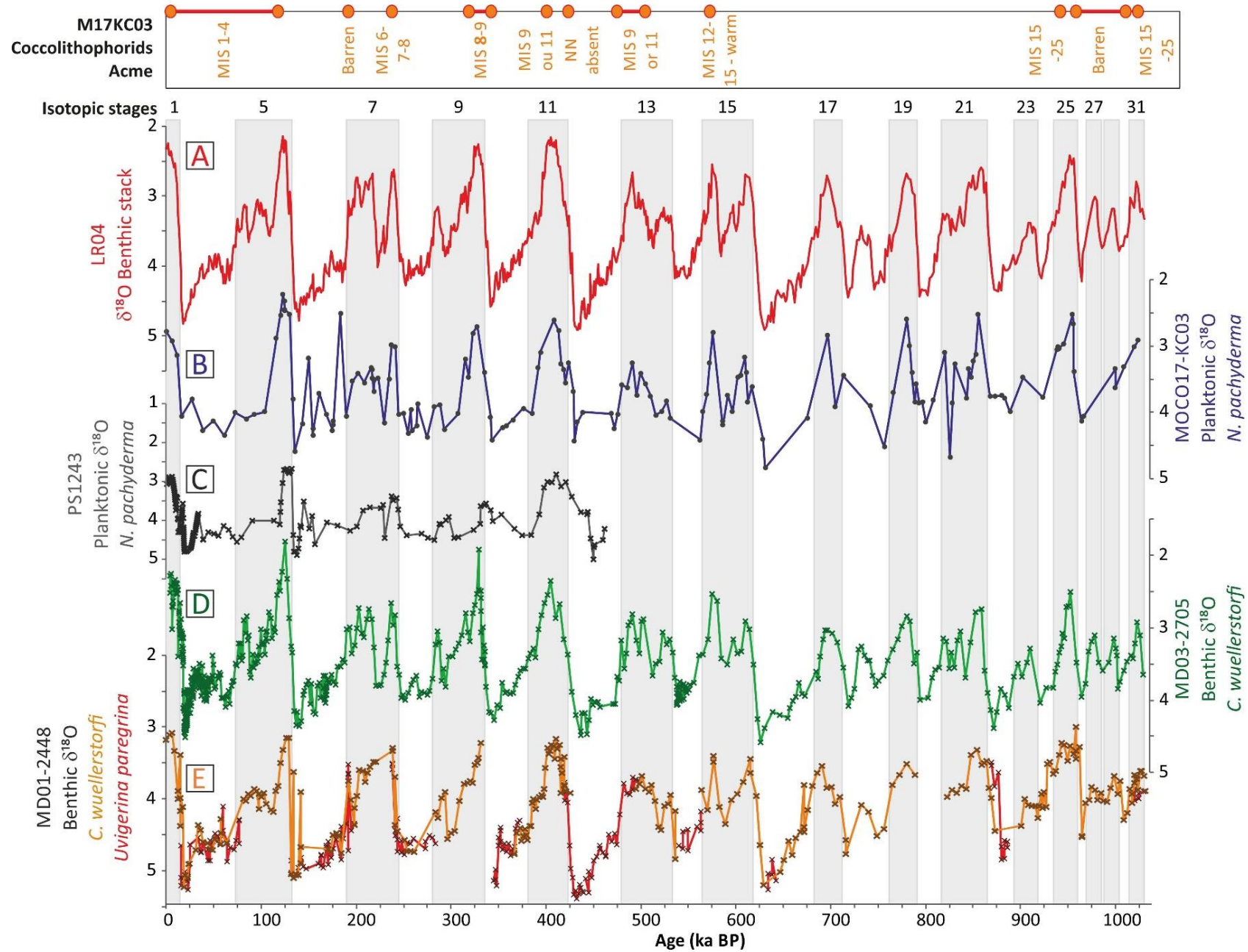
Figure 54 : Age model of the M17KC03 core. Blue curve : sedimentation rates of the M17KC03. Black curve : Age model correlating M17KC03 depth and LR04 ages.

Although the correlation between the benthic LR04 $\delta^{18}\text{O}$ and the planktonic M17KC03 $\delta^{18}\text{O}$ seems correct. In order to test the validity of this stratigraphy, the planktonic M17KC03 $\delta^{18}\text{O}$ curve is correlated with three other oxygen isotopic data from sediment cores of the northern North Atlantic (Figure 55): the high latitude PS1243 gravity core, off M17KC03; the medium latitude MD01-2448 piston core, and the low latitudes MD03-2705 (see Table 9). The correct matching between all those intra-Atlantic cores is interpreted as a validation of our M17KC03 stratigraphical framework.

MOCO17-KC03			LR04		
Tie-points	Quote (cm)	Age (ka BP)	Tie-points	Quote (cm)	Age (ka BP)
1	6	0	21	990	528
2	24	11	22	1130	576
3	37	17	23	1196	610
4	124	116	24	1243	620
5	140	123	25	1268	631
6	170	135	26	1273	680
7	317	232	27	1282	697
8	353	245	28	1337	741
9	388	280	29	1365	780
10	436	316	30	1400	790
11	463	328	31	1403	800
12	512	337	32	1423	824
13	529	343	33	1547	856
14	564	381	34	1576	868
15	583	394	35	1617	890
16	601	411	36	1626	928
17	635	420	37	1654	954
18	810	430	38	1667	964
19	919	491	39	1769	1000
20	942	501	40	1785	1016
			41	1807	1022

Table 10 : Table presenting the forty-one tie-points resulting from the correlation of M17KC03/LR04 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record with the LR04 $\delta^{18}\text{O}$ benthic stack record (Lisiecki & Raymo, 2005) employing the Analyseries software.

Figure 55 : Pan Atlantic comparison in between high and low latitudes. Grey bands correspond to interglacial periods from Lisiecki & Raymo, 2005. (A) $\delta^{18}\text{O}$ LR04 benthic stack (red curve, Lisiecki & Raymo, 2005). (B) M17KC03 monospecific planktonic $\delta^{18}\text{O}$, GIN seas (blue curve, this study). (C) PS1243 planktonic $\delta^{18}\text{O}$ curve from the Nordic Seas (Didié & Bauch, 2002). (D) Monospecific *P. wuellerstorfi* benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the sedimentary core MD03-2705, west-Africa, low latitude (green curve, Malaizé et al., 2012). (E) Compilation of two benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the sedimentary core MD01-2448, Bay of Biscay, mid-latitude (orange curve for *P. wuellerstorfi*, red curves for *U. peregrina*; Toucanne et al., 2009)).



IV.4.3. XRF and reflectance data correlation through the Nordic seas, M17KC15 stratigraphy

As numerous sediment core from very high latitudes, M17KC15 presents few calcareous pelagic and benthic microfossils (average of <600 planktonic foraminifera/g of dry sediment) (e.g. Chauhan et al., 2014; Bylinskaya et al., 2016; Falardeau et al., 2018). Thus, calcareous microfossil counts display a too picky signal to distinguish glacial-interglacial interplay. This global absence in the sediment could be explained both by dissolution processes occurring in the water column and sediment interface of the northern Nordic Seas, but also by the recurring very harsh conditions (Spielhagen et al., 2005) which limit the pelagic and benthic carbonate production (e.g. Müller & Stein, 2014). During seasonal sea-ice formation, brines are rejected, producing dense, highly saline, O₂- and CO₂-rich water masses which sink to the bottom and reinforce dissolution of the biogenic calcite (Knies et al., 1998; Ivanov et al., 2004). Dissolution occurs by a natural reaction between CO₂ in the ocean and the biogenic CaCO₃ contained in the water column and on the sea-floor. The chemical reaction is time dependant of the rate of dissolution of the benthic calcite (Morse, 1978; Boudreau et al., 2013).

However, the M17KC15 sedimentary core registers some peculiar levels with high Ca values compared to the rest of the core, associated to CaCO₃ rate close to 20% (Figure 56). Those high Ca and CaCO₃ levels are interpreted as warm periods, and thus, interglacials following previous works in the boreal basins (e.g. Hebbeln et al., 1998; Zamelczyk et al., 2012; Müller & Stein, 2014; Falardeau et al., 2018).

In order to propose a stratigraphy for the M17KC15 sedimentary core, the **XRF** ratio Ca/sum is correlated with the M17KC03 southern long sedimentary piston core. Eleven tie points were used to correlate Ca/sum both records using the AnalySeries software (Paillard et al., 1996, Table 11, Figure 57), taking into account the constrains provided by coccolithophorid acme zones. The result of those comparisons highlights the long-time resolution of the core, giving to the first 8.40 m of M17KC15 a time slice recovery of 440 ka cal BP. To validate this correlation, additional comparisons were done with other records on the basis of the reflectance in M17KC15 vs M17KC03 vs core PS1243 data after Didié & Bauch, 2002 (Figure 58).

To better constraint our results, M17KC15 planktonic **Nps** $\delta^{18}\text{O}$ were also considered. However, Figure 58 highlights the isotopic data scarcity, which prevents from any robust correlation with the reference record. Planktonic dissolution could explain those inconstant isotopic data, along with brine rejection or seasonal freshwater advection (e.g. Baumann et al., 1993; Zamelczyk et al., 2012; Chauhan et al., 2014; Bylinskaya et al., 2016). Thus, we decided to treat with great caution the $\delta^{18}\text{O}$ data for our interpretations and $\delta^{13}\text{C}$ is regarded as a meltwater/freshwater input indicator (e.g. Oppo & Raym, 1995).

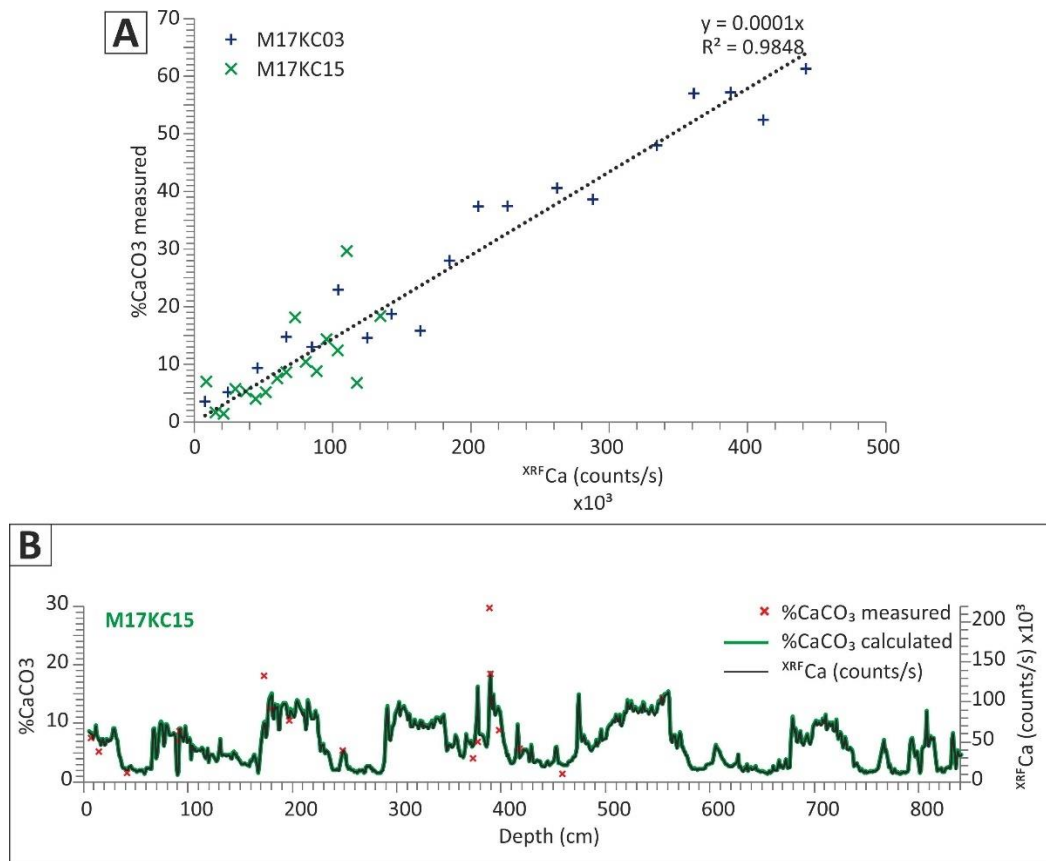


Figure 56 : (A) M17KC15 and M17KC03 calcimetric measurements and correlations with the Ca data. (B) Green curve: percentage of calcium carbonate calculated from the correlation between the calcimetric measurements and the Ca counts. Black curve: M17KC15 Ca counts/s.

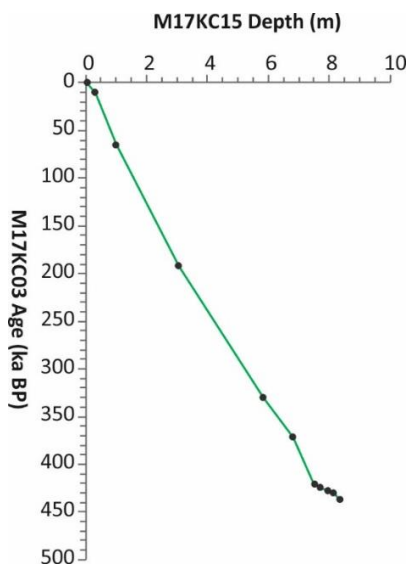


Figure 57 : M17KC15 age model, using the Ca/sum data.

Pointers	Reference Core	This study
	M17KC03	M17KC15
	Age (ka BP)	Core depth (m from top)
1	0.0	0.04
2	10.3	0.31
3	64.6	1.00
4	192.0	3.06
5	330.3	5.83
6	371.6	6.82
7	421.0	7.51
8	424.3	7.72
9	427.7	7.94
10	429.5	8.14
11	437.1	8.35

Table 11 : Tie-points identified between M17KC15 and M17KC03 from XRF Ca/sum data.

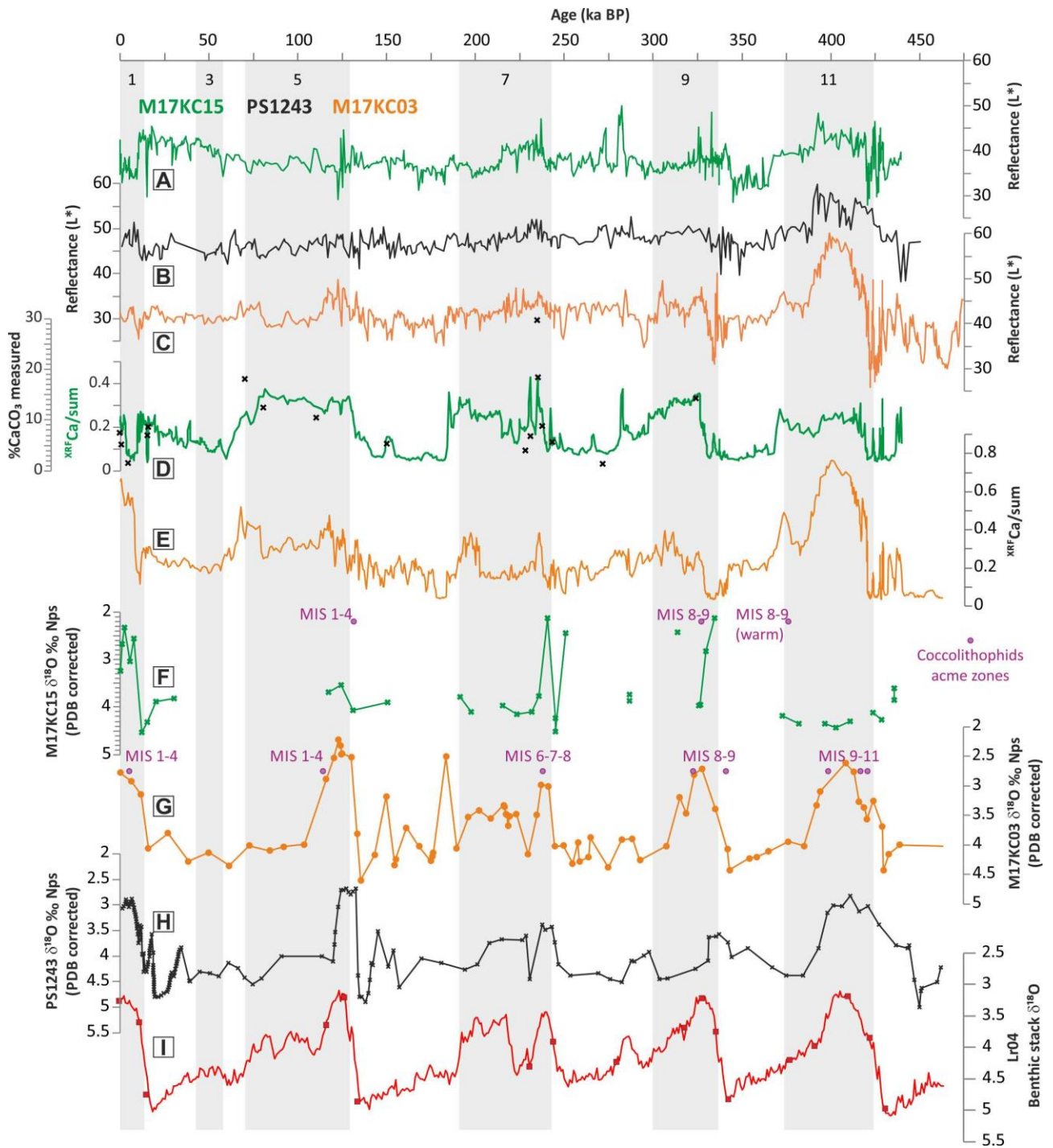


Figure 58 : Stratigraphic correlation between the M17KC15, M17KC03, LR04, PS1243. Tie-points were positioned using Paillard et al. (1996) AnalySeries software. (A) Sedimentary core M17KC15 reflectance (L*). (B) Sedimentary core PS1243 reflectance (L*). (C) Sedimentary core M17KC03 reflectance (L*). (D) M17KC15 Ca/sum data. (E) M17KC03 Ca/sum data. (F) M17KC15 $\delta^{18}O$ N. pachyderma s. planktonic foraminifera. Purple points correspond to coccolithophorids acme zones identified. (G) M17KC03 $\delta^{18}O$ N. pachyderma s. planktonic foraminifera. Purple points correspond to coccolithophorids acme zones identified. (H) PS1243 $\delta^{18}O$ N. pachyderma s. planktonic foraminifera (Didié & Bauch, 2002). (I) LR04 $\delta^{18}O$ benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005).

IV.5. Results and observations

The M17KC15 core shows heterogeneous sedimentation rates ranging between <1 and 14 cm/ka. The strongest sedimentation rates are observed for Glacial/Interglacial transitions (Termination V = 14 cm/ka, Termination IV = 6.5 cm/ka). Thus, Terminations are over-represented in the core. Conversely, glacial periods are starved (<1 cm/ka) as observed in the Central Arctic (Spielhagen et al., 1997; Jakobsson et al., 2000).

IV.5.1. Grain-size distribution

The sedimentary core M17KC15 is mostly composed of siliciclastic sediments, with a 6.2% calcium carbonate mean values in the core (range between 18.7 to 1.2%). 30% of the sediment are represented by silts, 60% are clays, and 10% are sands (Figure 59.A), which indicates dominant silty-muddy facies.

The water column hydrodynamic conditions control the material transport to the sea-floor. Thus, an increase in transported and deposited material size generally implies an increase in the flow speed and turbulence (Hjulström, 1949).

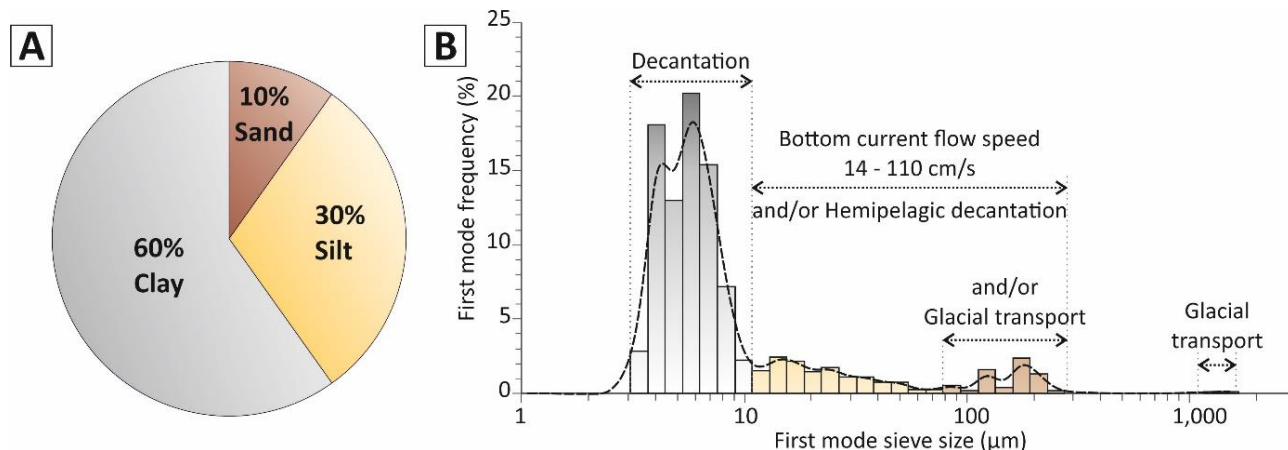


Figure 59 : Microgranulometric analysis of the sedimentary core M17KC15. (A) The diagram showing the proportion of the three main sedimentary classes in the core over 8.40 m. (B) Frequency of the principal modes, using each of the 1,477 samples of the core. Grey: clay, yellow: silt, brown: sand.

To obtain a global M17KC15 sedimentation overview, for each microgranulometer MasterSizer measured sample, the highest percentage fraction is equated as the “first mode” of the sample corresponding frequency curve. By calculating each “first mode” recurrence percentage, a synthetic frequency curve is obtained (Figure 59.B). This core representation gives a first approach to interpret the hydrologic and sedimentary transfer processes occurring during deposition. Thereby, the finest particles (1-10 µm, clayey sediment in grey on Figure 59.B) represent mostly decantation processes. The silty sediment (10-60 µm, yellow on Figure 59.B) can be brought to the sea-floor essentially following two main processes: (1) bottom current inflow and/or (2) hemipelagic decantation. The fine to medium size sand (60-300 µm,

brown on [Figure 59.B](#)) can be brought to the sea-floor following three main processes: (1) bottom current inflow, (2) hemipelagic decantation, with large microfossils and/or (3) glacial transport by sea-ice and icebergs. Finally, the coarsest sands (>1,000 μm) are brought to the deep-sea by glacial transport.

Since the 1960s, lithofacies have been described in the Nordic Seas. Their distribution pattern is interpreted in terms of glacial-interglacial periods, tracing the Nordic Seas palaeoclimatic and palaeoceanographic history (e.g. [Henrich et al., 1989](#); [Wagner & Henrich, 1994](#); [Chauhan et al., 2016](#)). Main sedimentological properties studied in the high latitude seas are carbonate content, terrigenous content, the amount of subpolar planktonic and benthic foraminifera, the amount, nature and morphology of dropstones (>250 μm and/or > 400 μm and/or > 1,000 μm and/or > 2,000 μm), the grains size analysis, and the colour of the sediment (e.g. [Bauch et al., 2000](#); [Helmke et al., 2002](#); [Andrews & Cartee-Schoolfield, 2003](#); [Chauhan et al., 2016](#); [Bylinskaya et al., 2016](#)). Thus, the surface water carbonate production, the sea-ice cover, the IRD and drifting iceberg inputs, the ice-margin vicinity, the intensity of the bottom currents and the bottom-sea oxygenation can be estimated.

IV.5.2. Sedimentary facies and sediment description

[Henrich et al. \(1989\)](#), [Wagner & Henrich \(1994\)](#) and [Dahlgren & Vorren \(2003\)](#) developed a multiparameter sediment classification system for pelagic and glacial marine deposits in the Nordic Seas. Their classification is based on sediment cores from the mid-Norwegian slope and the Vøring Plateau, in water depth shallower (>1,100 **mwd**) than the sedimentary core M17KC15, retrieved at 3,095 **mwd**. [Howe et al. \(2007\)](#), [Chauhan et al. \(2016\)](#), [Szybor & Rasmussen \(2017\)](#) and [Osti et al. \(2017\)](#) described sedimentary facies from the western Svalbard margin, in water depth ranges between 400 and 2,200 **mwd**. Hence, the sedimentary facies presented in the following sections are adapted from their classification and descriptions.

IV.5.2.1. Sedimentary Facies SF1a, bioturbated brown sandy mud

The sedimentary facies **SF1a** is recorded recurrently in the core, mostly during interglacials. This facies is composed of a vertical sequence with several multi-centimetric diffuse coarse levels strongly bioturbated. The composition of the sediment, with mixed hemipelagic-coarse sediment components (60 to 400 μm), comprises numerous large microfossils (e.g. planktonic and benthic foraminifera) unusual in the deep Fram Strait, numerous well-sorted quartz and K-feldspar and few organic matter particles. This facies is marked by a sharp but irregular boundary notching the base of the level ([Figure 60.A and C](#)).

The polymodal grain size spectra, with two modes well separated from each other, one in the clayey sediment, the second in the medium sand sediment ([Table 15](#)), implies a multi-process deposition context. The intense bioturbation suggests strong benthic bioactivity associated with well-oxygenated and nutrient-

rich conditions, compatibles with contour currents (Stow & Holbrook, 1984). This facies is strongly similar with the contouritic facies described by Mulder et al. (2013) in the CADI2 KS08 sediment core from Faro drift. The lack of geophysical evidences of contouritic deposits in the Fram Strait deep environment ancient record could be explained by the scarcity of this current, which would be recurrent but not the dominant deposition process in the area. **This SF1a is thus interpreted as a deep-sea contourite.**

Henrich et al. (1989) describe his Facies A as a “brownish to dark brownish foraminiferal muds and foram-nanno-oozes with high carbonate [...] and foraminifer [...] content, [...] low amount of terrigenous debris [...] [and with] bioturbation features”. This facies could correspond to the intra-lithofacies identified in our **SF1a**, intercalated between contourite deposits.

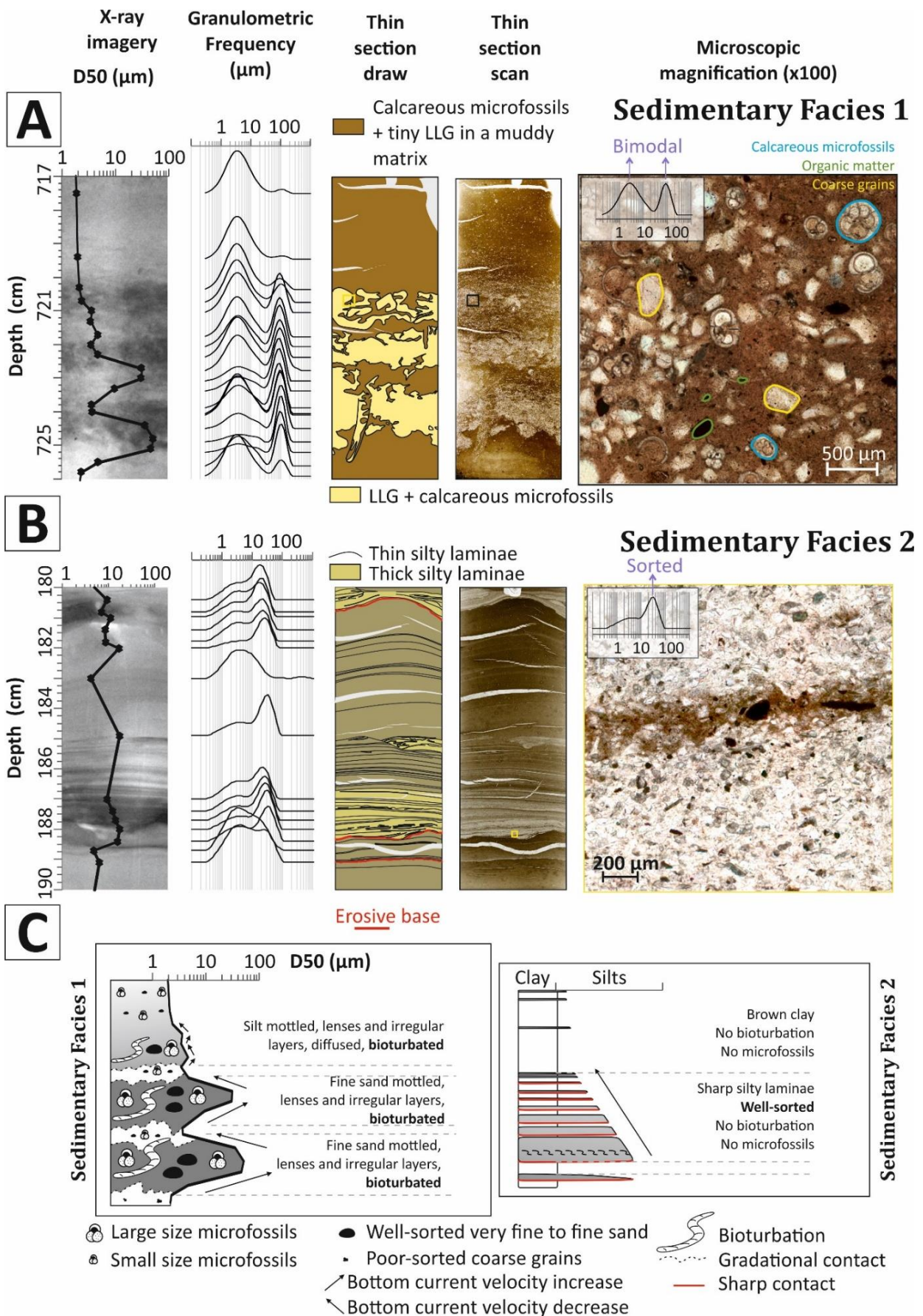


Figure 60 : Sedimentary facies 1 and 2 from the M17KC15 sedimentary core. (A) Sedimentary facies SF1a, contourite, mostly within interglacials. (B) Sedimentary facies SF2a, thinning-up and fining-up turbidites, within MIS 9, MIS 7 and MIS 5. (C) Sedimentary facies SF1a and SF2a lithologic logs..

SEDIMENTARY FACIES 1	SEDIMENTARY FACIES 2	SEDIMENTARY FACIES 3	SEDIMENTARY FACIES 4
<p>Grain size (μm) 0.1 1 10 100 1,000</p> <p>721 cm</p> <p>Description: 2 dominant modes : 7.5 μm, clay - well-sorted, muddy matrix 193 μm, fine sand - well-sorted, strong bottom current</p> <p style="text-align: right;">Diffuse level</p>	<p>Grain size (μm) 0.1 1 10 100 1,000</p> <p>184.9 cm</p> <p>Description: 2 modes: 4.5 μm, clay - poorly-sorted, muddy matrix 48 μm, principal mode, silt - well-sorted, weak bottom current Fine grain turbidite</p> <p style="text-align: right;">Silty laminae</p>	<p>Grain size (μm) 0.1 1 10 100 1,000</p> <p>744.2 cm</p> <p>Description: Top of the SF3, 2 modes: 3.5 μm, clay - poorly-sorted, muddy matrix 55 μm, principal mode, silt - well-sorted, weak bottom current Fine grain turbidite</p> <p style="text-align: right;">Silty level, top</p>	<p>Grain size (μm) 0.1 1 10 100 1,000</p> <p>713.5 cm</p> <p>Description: 2 modes: 6 μm, clay - well-sorted, muddy matrix 474 μm, medium sand - poorly-sorted, weak bottom current Decantation clay with a few dropstones</p> <p style="text-align: right;">Hemipelagic sediment</p>
<p>725.1 cm</p> <p>Description: Base of the facies 3 modes: 7.5 μm, clay - poorly-sorted, muddy matrix 38 μm, silt -poorly-sorted 231 μm, principal mode, fine sand - well-sorted, strong bottom current</p> <p style="text-align: right;">Diffuse level</p>	<p>513 cm</p> <p>Description: 1 mode: 3.5 μm, clay - well-sorted <u>Decantation clay</u></p> <p style="text-align: right;">Hemipelagic sediment</p>	<p>748.2 cm</p> <p>Description: 3 modes: 3.5 μm, clay - poorly-sorted, muddy matrix 27 μm, silt - poorly-sorted, 276.5 μm, medium sand - well-sorted, <u>Decantation clay with various size</u> <u>dropstones</u></p> <p style="text-align: right;">Dark grey sediment</p>	<p>269.9 cm</p> <p>Description: 3 modes: 6 μm, clay - poorly-sorted, muddy matrix 161 μm, fine sand - poorly-sorted 680 μm, coarse sand - well-sorted <u>Decantation clay with various sizes</u> <u>dropstones</u></p> <p style="text-align: right;">Hemipelagic sediment</p>
<p>505.7 cm</p> <p>Description: 2 distincts modes: 3.5 μm, principal mode, clay - well-sorted, muddy matrix 974 μm, coarse sand - well-sorted <u>Decantation clay with numerous</u> <u>well-sorted dropstones</u></p> <p style="text-align: right;">Hemipelagic sediment</p>	<p>751.6 cm</p> <p>Description: 2 distincts modes: 3.5 μm, clay - poorly-sorted, muddy matrix 974 μm, coarse sand - poorly-sorted <u>Decantation clay with various sizes</u> <u>dropstones</u></p> <p style="text-align: right;">Dark grey sediment</p>	<p>473.7 cm</p> <p>Description: 3 modes: 7.5 μm, clay - poorly-sorted, muddy matrix 193 μm, fine sand - poorly-sorted 1,396 μm, coarse sand - well-sorted <u>Decantation clay with various sizes</u> <u>dropstones</u></p> <p style="text-align: right;">Hemipelagic sediment</p>	
CONTOURITIC SIGNAL	FINE GRAINED TURBIDITE	DEEP-SEA DIAMICT	BOREAL SEDIMENTATION

Table 12 : Grain size distribution, description and interpretation of the four sedimentary facies identified in the M17KC15 sedimentary core. Vertical scale represents the percentage of abundance of each sieve.

IV.5.2.2. Sedimentary Facies SF2a, purplish laminated silty mud

Laminated facies are common in the Nordic Seas (e.g. Henrich et al., 1989; Dahlgren & Vorren, 2003; Jessen et al., 2010; Szybor & Rasmussen, 2017).

The facies **SF2a** is composed of fine grained silty siliciclastic laminae interbedded in decantation sediments. This facies is frequent through the core (three multi-decimetric layers recorded at the end of the **MIS 9, 7 and 5**) (Figure 60.B). The silty laminae display a two modes grain size distribution, the first one (well-sorted) at 48 µm, and the second one (poorly-sorted) at 4.5 µm (Table 15). Those laminae are underlined by a basal erosional surface and show a thinning-up and fining-up organisation (Figure 60.B and C).

The interbedded decantation sediments are purplish and composed of well-sorted clay (first mode at 3.5 µm, Table 12). Even if most of those deposits are free of dropstones, a few levels present coarse clasts (granulometric frequency mode at 974 µm, Table 12) interpreted as ice-rafted debris (**IRD**) deposited by icebergs transport. Bioturbation is totally absent in this facies, and the very few microfossils recovered imply unfavourable benthic conditions and/or high sedimentation rates.

Dahlgren & Vorren (2003) (Vøring Plateau) interpret their laminated **Lithofacies S** as deposited under bottom currents influence and their **Lithofacies K** as a deposit followed by winnowing during increasing current activity. Jessen et al. (2010), Chauhan et al. (2016), Szybor & Rasmussen (2017) and Osti et al. (2017) interpret their laminated facies from western Svalbard margin (water depth range between 630-2,300 **mwd**) as sediment-laden meltwater plumes originating from a rapid retreating ice-stream and melting of the Svalbard-Barents Sea Ice Sheet (**SBIS**).

The environmental conditions are iceberg-free, as attested by the **IRD-free** laminated deposit. **We interpret those laminations as fine grained turbidites originating from turbid meltwater plumes during retreating Greenland and Svalbard ice-sheets.**

IV.5.2.3. Sedimentary Facies SF3, dark grey sandy mud with very high sandy clast content

The sedimentary facies **SF3**, recorded forth times in the core, thrice during deglaciations (**TV, transition MIS 4-3, TII**), and once during the **MIS 10**, forms a complex layer composed of three distinct sediment units:

(1) The first unit consists of multi cm-thick dense dark grey sandy mud with abundant sandy clasts (Figure 61.B and C). The polymodal grain size spectra, with several poorly-sorted modes (Table 12), implies a great granularity heterogeneity without bottom-current sorting. The clasts, interpreted as **IRD**, can reach pebble-size and present various morphology and blunt. Their nature varies from detrital carbonates to quartz, feldspars, basalts, granit, shale, ophiolite/serpentinite, slate, coal, and sandstone. The very dark grey sediment colour associated to the absence of microfossils or bioturbation suggest very low bottom-sea

oxygenation. It can be explained by a stratified water column, without convection or bottom current in the central Fram Strait. This deposit corresponds to intense calving associated to a thick meltwater surface layer.

Some distinct clayey laminae are interbedded in those dark levels (Figure 61.A). Those clayey laminae are **IRD-free** and sharply cut the facies. They are interpreted as fine grain turbidites originating from nepheloid layers or hyperpycnal currents.

This first unit is very similar to the **Facies 6** described by Laberg & Vorren (2004) in the MD99-2294 sedimentary core (Norwegian margin, near the Vøring Plateau). This facies is also similar to the **Facies F** described by Henrich et al. (1989) from the Vøring Plateau, with abundant various size dropstones, no bioturbation, no foraminifera, but some brownish iron lamination.

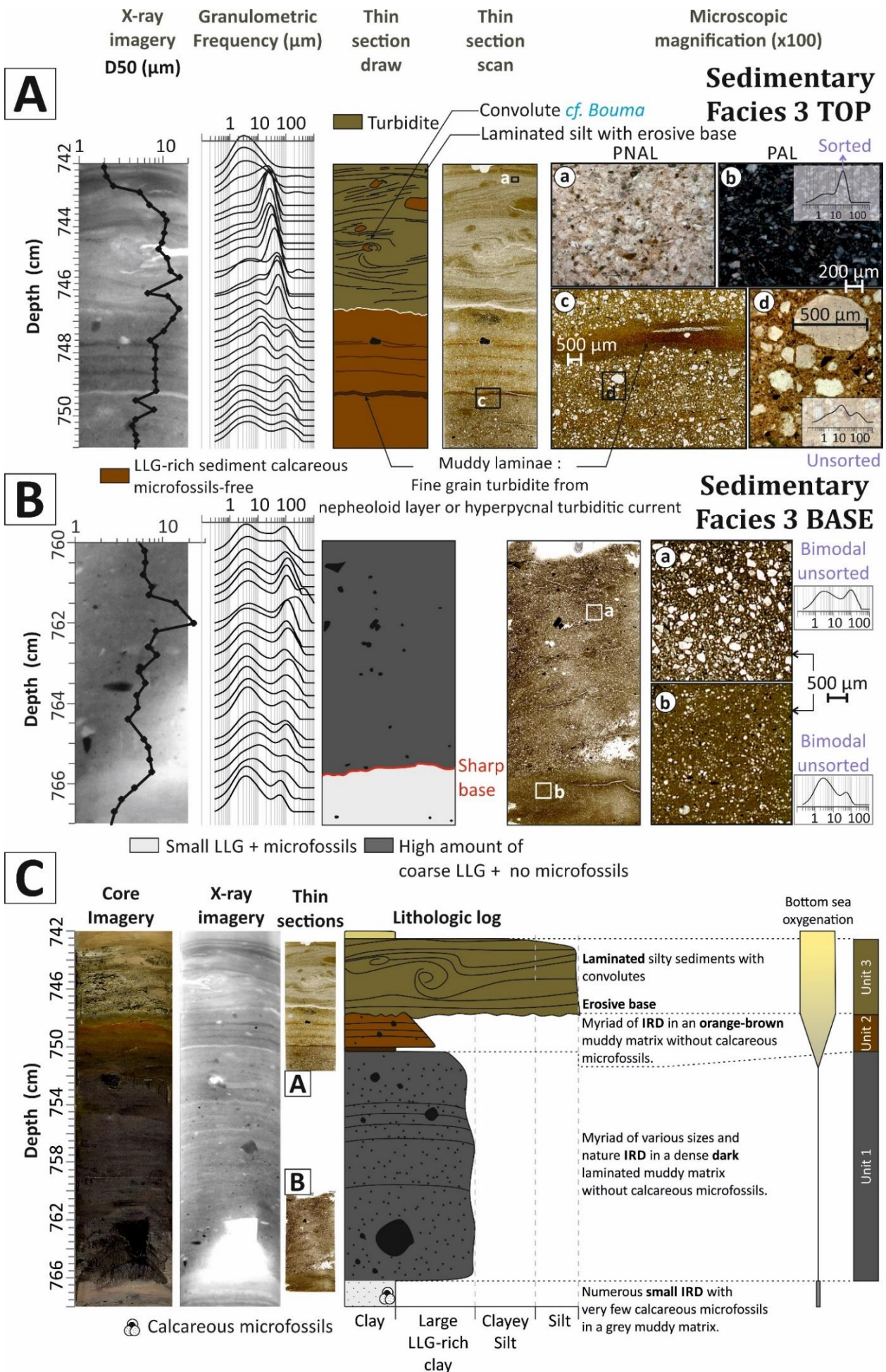
Because this unit composition and structure is comparable to a diamict from the upper continental slope from paleo-ice stream environment (e.g. Vorren et al., 1984; Dimakis et al., 2000; Andrews et al., 2017), we call this facies a **deep-sea diamict**.

(2) The second unit is a few cm-thick. It is composed of orange sandy mud with high sandy clast content (Figure 61.A and C). The main change corresponds to the colour of the sediment. Some **IRD-rich** orange mud laminae overlap this unit. Henrich et al. (1989), King et al. (1998) and Tripsanas & Piper (2008) interpret this coloration as a sediment diagenetic oxidation.

(3) The third unit is a few cm-thick too. It is composed of olive-grey silty sediment, with a sharp and erosive base, internal laminations and convolutes. This facies is interpreted as a silty turbidite resulting from the destabilisation of the adjacent Greenland continental slope.

The full SF3 is interpreted as a glacial debris flow (first and second units) originating from the Greenland upper slope, evolving in a turbidite deposit (third unit).

Figure 61 : Sedimentary facies 3 from the M17KC15 sedimentary core. (A) Top of the sedimentary facies SF3 corresponding to deglaciation conditions. (B) Base of the sedimentary facies SF3. (C) Full SF3 lithologic log. This facies is recovered within Termination V, MIS 10, transition MIS 4-MIS 3, Termination I.



IV.5.2.4. Sedimentary Facies SF4, brown mud with scattered clasts and centimetre-thick intervals of high clast content

This facies consists of brown to grey-brown mud with variable admixture of coarse material. It is the most recurrent facies in the core within the upper 8.40 m of sediment. The unit presents some levels with randomly distributed clasts and others with concentrated clasts within cm-thick intervals (Figure 62.A, B and C). The grain size spectrum is sometimes polymodal poorly-sorted, sometimes unimodal well-sorted (Table 12), implying an alternance between an hemipelagic sedimentation devoid or not devoid of clasts. It can be distinguished from SF3 by its brown to brown-light grey colour and weaker sandy to silty clast content. Those clasts are interpreted as ice-rafted debris, with a size range between 125 and > 1,000 μm . Their nature presents the same characteristics than for the SF3.

The rare bioturbations in SF4, coupled with the generally low sedimentation rate, indicates that bottom waters were weakly oxygenated and/or nutrient-poor most of the time. This facies is like the background sedimentation in the Nordic seas, occurring both in glacials and interglacials (e.g. Henrich et al., 1989; Dahlgren & Vorren, 2003; Jessen et al., 2010; Szybor & Rasmussen, 2017). **It suggests recurrent ice-free conditions over the study area, with recurrent ice transport (sea-ice or icebergs). We call this facies the “boreal sedimentation”.**

Henrich et al. (1989) describe their Facies B as “silty muds and sandy muds with [...] bioturbation features, [...] [low] carbonate and foraminifer contents [...] [with] coarse lithic dropstones”. This facies is correlated to our SF4, recorded as well during glacials than during interglacials.

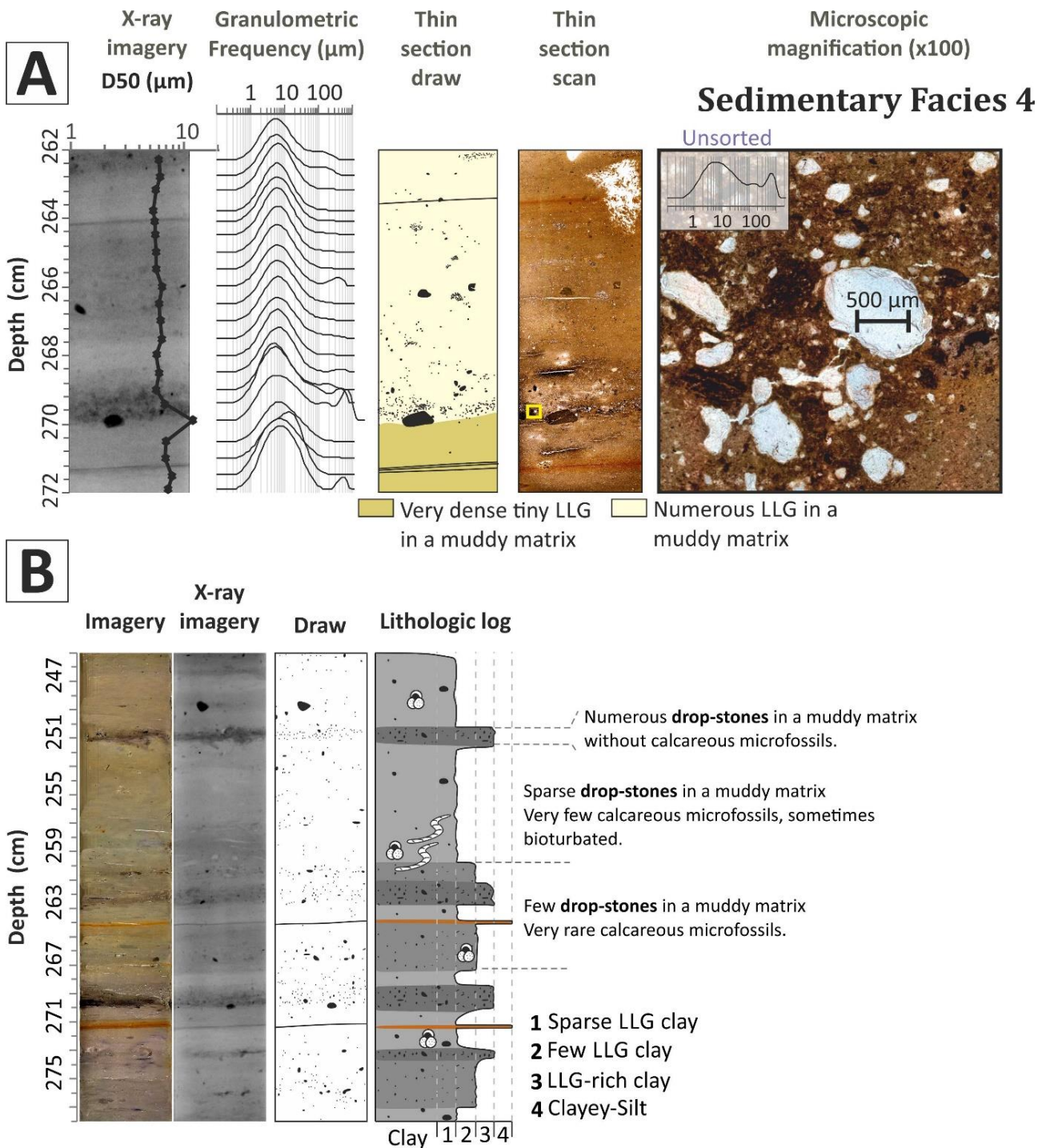


Figure 62 : Sedimentary facies 4 from the M17KC15 sedimentary core. (A) Description of the sedimentary facies SF4, corresponding to the "boreal" sedimentation in the Fram Strait, recorded through each period. (B) SF4 lithologic log.

IV.5.3. Sediment composition analyses

In order to better understand the M17KC15 core chemical elemental composition, a **XRF** data principal component analysis (**PCA**) was done (Figure 63). This **PCA** allows five different geochemical poles identification. (1) One pole composed of titanium, aluminium and silicon (brown on Figure 63) is linked to the clayey sediment in the core (Rothwell & Croudace, 2015). (2) Another pole composed of rubidium, iron, zinc, and potassium (yellow on Figure 63, Rothwell & Croudace, 2015) is linked to coarse terrigenous particles and clayey sediments. (3) A third pole composed of bromine and manganese (dark grey on Figure 63, Rothwell & Croudace, 2015) is linked to particular redox conditions and organic matter. (4) Another pole composed of chlorine, calcium, sulphur, and strontium (green on Figure 63, Rothwell & Croudace, 2015) is linked to organic matter and biogenic production (Ca/sum presented on Figure 64). (5) Finally, the last pole corresponds to zirconium alone. This element is linked to the sediment granularity (Mojtahid et al., 2019; Penaud et al., 2020), very well correlated with the granulometric median (Zr/sum). This **PCA** gave us a first interpretation of the core geochemical distribution and helped us to discuss our results.

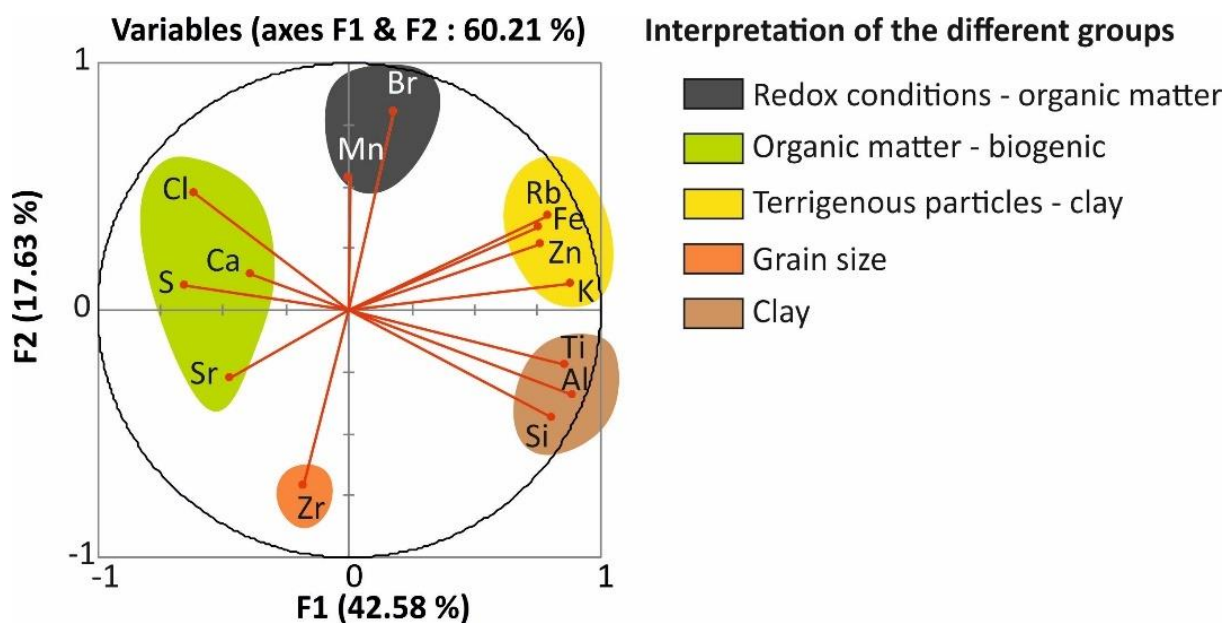


Figure 63 : XRF results Principal Component Analysis (PCA) from the raw data (counts/s), allowing the identification of five principal group of chemical elements in the core M17KC03.

IV.6. Discussion

IV.6.1. Synthesis and interpretation of the main sedimentary facies

The **IRD** inputs, planktonic foraminifera abundance, planktonic isotopic values, relative geochemical composition and grain size analysis records from the last **440 ka BP** demonstrate that sedimentation processes in the northern Nordic Seas, in the Fram Strait, were strongly variable. Particularly, **IRD** and planktonic abundance suggest two contrasted scenarii. (1) The first one is represented in the core by the foraminifera-rich intervals. Two kind of planktonic assemblages are identified, (a) one composed of *N. pachyderma* s., *N. incompta* and *G. bulloides*. This assemblage testifies the strong inflow of Atlantic Waters in the strait (Hebbeln et al., 1994; Dokken & Hald, 1996; Spielhagen et al., 2004), with open water conditions at least seasonally over the strait. (b) The second assemblage is *G. bulloides*-free, suggesting a weaker inflow of **AW**, and/or **AW** colder and fresher than for periods with *G. bulloides*. Using the modern situation as an analogue, **AW** inflows are a major heat and moisture source for Northern Eurasia (Rinke et al., 1999; Spielhagen et al., 2004). Finding *G. bulloides* could imply warmer or stronger **AW**. (2) The second major scenario is represented in the core by the coarse-grained layers without calcareous microfossils. Those periods suggest that sedimentary processes have been dominated by icebergs transports and/or large sea-ice cover (Spielhagen et al., 2004).

The palaeoenvironmental condition fluctuations are also reflected by sedimentary facies evolutions, which represent changes in the environmental forcings and processes. The **SF1a**, indicative of a strong bottom contour current activity and a distal sediment source, is recurrent in the core, commonly registered in **MIS 11, 7, 3** and **1**, and recorded with less intensity in **MIS 12, 10, 8**, and **6**. This facies shows high Sr/sum and Ca/sum values (yellow, Figure 64), which indicate a strong link between those two elements. Thus, within the **SF1a**, the Sr has a biogenic origin, with the calcareous microfossils registered in those levels. The **SF2a**, indicative of recurrent fine-grained deep-sea turbidites, is recorded at the end of the **MIS 9, 7** and **5**. High values of the Ca/sum and low values of Sr/sum are observed for this facies, without **IRD**, bioturbations or calcareous microfossils (pink, Figure 64). This facies is interpreted as reflecting seasonal sea-ice cover over the Greenland continental margin, giving brines rejections and dense water inflows to the slope. The **SF3**, interpreted as a deep-sea diamict, is indicative of intense calving and iceberg melting, implying strong water column stratification and reduced oxygenated bottom conditions. It is recorded while Termination V, the transition **MIS 4-3**, the Termination I, and during the **MIS 10** and **6**. This facies shows very low Ca/sum values, high Sr/sum values and high **IRD** concentrations (green and blue, Figure 64). This Ca/sum and Sr/sum opposite trend, whereas both elements are close in the **PCA**, is characteristic of glacial conditions (M17KC03 shows good Sr and Ca correlation during interglacials, poorer correlation during glacials, see Chapter 5 and Sabine et al., in prep). The **SF4** is recorded through the entire core, like a sedimentary background. This facies

(in white on [Figure 64](#)) shows relatively low Sr/sum and Ca/sum, with variable **IRD** and calcareous microfossils contents. It is interpreted as the alternation of melting and icebergs drifting periods, and more or less perennial sea-ice cover periods over the strait.

The grain size distribution observed from the base to the top of the core is time period dependant. **MIS 12, 11** and **10** present high sandy contents, with respectively 14, 23 and 18% of sand from the total grain size distribution for each period. We interpret this high sandy content as a change in the dominance of sedimentation since the end of **MIS 10** with a weaker influence of calving through the strait.

MIS 9 and **5** are represented by <3% of sandy material, those two periods being almost **IRD**-free and recording the **SF2** as a dominant sedimentation type. **MIS 8-6** and **3-1** are characterized by the same trend of sediment composition, with 5 to 9% of sandy material and 55 to 62% of clayey sediment.

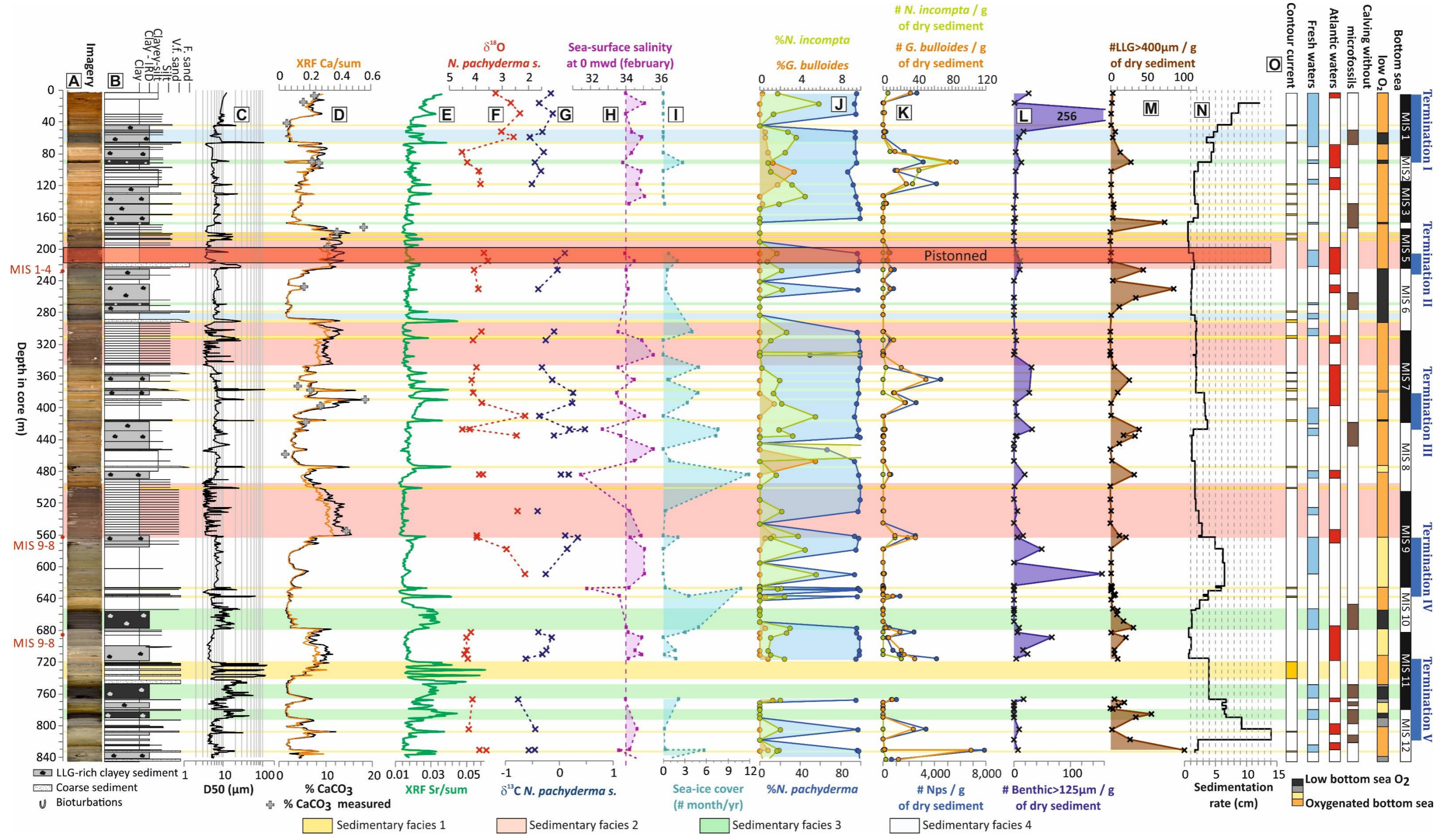


Figure 64 : M17KC15 multiproxy correlation plot. (A) M17KC15 numerical photography. (B) Lithologic log. (C) Granulometric median (D50). (D) Three proxies: orange curve, Ca/sum; grey points, calcium carbonate rate (%); black curve, calculated rate of calcium carbonate. (E) Sr/sum data. (F) Planktonic Nps $\delta^{18}O$. (G) Planktonic Nps $\delta^{13}C$. (H) Sea surface salinity (February) (psu). (I) Sea-ice cover (month/yr). (J) Planktonic foraminifera percentages. Blue: Nps. Green: *N. incompta*. Orange: *G. bulloides*. (K) Planktonic foraminifera counts/g of dry sediment. Blue: Nps. Green: *N. incompta*. Orange: *G. bulloides*. (L) Benthic foraminifera > 125 μm count/g. (M) LLG > 400 μm count/g. (N) Sedimentation rate (cm/ka). (O) Synthesis of the processes occurring in the central Fram Strait.

IV.6.2. Conceptual models of the glacial, Termination, and interglacial Fram Strait Environments

IV.6.2.1. Glacials

In marine sediment, the sedimentary facies can be interpreted in terms of palaeoenvironment and sometimes, in terms of palaeoclimates. M17KC15 sediment core registers 440 ka BP palaeoclimatic history of the Nordic Seas, and some patterns can be highlighted from the sediment records. Thus, two dominant glacial period patterns will be presented below: the “cold” glacial periods, with ice sheets reaching the shelf-edge, and “mild” glacial periods, with smaller ice sheets. As presented precedingly, the glacial periods register low sedimentation rates, around 1-2 cm/ka.

IV.6.2.1.1. Cold glacials (MIS 12, MIS 6, MIS 2)

Three very cold glacial periods, with extended ice sheet to the shelf edge and a huge Arctic Ice-Shelf (AIS) are recorded in M17KC15 core during **MIS 12**, **MIS 6** and **MIS 2**.

The coarse-grained contourite **SF1a** is scattered recorded during those periods, suggesting the existence, at least episodically, of northward bottom contour current as far north as the central Fram Strait. This is coherent with the observations made for the last 180 ka BP by Knies et al. (1998) which demonstrate the persistence of a northward circulation in the Fram Strait through this period of time, even during glacials. This bottom current could be linked to dense convection occurring with a katabatic wind summer polynya formation over the strait (Nørgaard-Pedersen et al., 2003).

Because of sea-floor features on the Arctic Ocean bathymetric highs 1,200 mwd, Hughes et al. (1977) proposed a thick, floating and dynamic ice-shelf over the entire Arctic Ocean during the Last Glacial Maximum (LGM), streaming out of the Arctic through the Fram Strait. Rohling et al. (1998) determined an ice volume exceeding that of the LGM during the **MIS 12** and a similar ice volume during the **MIS 6**. The strait registers ice passing during the whole **MIS 6** interval with constant IRD inputs. It is coherent with the hypothesis of Jakobsson et al. (2016). Those elements make us hypothesize a similar functioning during those two glacials, with huge ice-shelves in the Arctic crossing the strait to the Nordic seas (Figure 65.A and C). This hypothesis is supported by the sea-ice cover reconstructed using transfer function (Figure 64.H) which indicates very large sea-ice cover over the studied area until the beginning of the deglaciation phases.

Thus, periods of open-water conditions have existed at least seasonally over the central Fram Strait, with numerous icebergs derived from the Arctic Ice-Shelf (AIS), the Greenland Ice Sheet (GIS) and the Svalbard-Barents Ice Sheet (SBIS) (levels of IRD-rich deposits) and bottom current going up as far north as

the Fram Strait, alternating with periods with almost perennial sea-ice cover over the strait (**IRD**-poor deposits).

The **MIS 2** has a rising sedimentation rate from the base to the top of the glacial, from 1.5 to 4 cm/ka. Contrary to **MIS 12** and **MIS 6**, planktonic foraminifera are abundant through the **MIS 2**, suggesting favourable surface conditions over the strait. *G. bulloides* is present, implying warm Atlantic Waters in the Fram Strait. The absence of benthic foraminifera and bioturbation associated to the very light colour of the sediment suggest well-oxygenated but nutrient poor bottom-sea conditions. All those elements make us suggest convection and mixing over the strait. One coarse-grained contourite (**SF1a**) is recorded at the end of the **LGM** (Figure 64), implying deep-sea contour current through the studied area (Figure 65.B and C).

IV.6.2.1.2. "Mild" glacials (MIS 10 and MIS 8)

The "Mild" glacial periods correspond to **MIS 10** and **MIS 8** in M17KC15 core. Those intervals have globally very low Ca/sum and Sr/sum data, which is explained by the poor calcareous microfossils content (Figure 64).

The palaeoenvironmental conditions were probably with a seasonal sea-ice cover, associated to seasonally induced brine rejection. Benthic foraminifera and bioturbations recorded in few layers suggest well-oxygenated and/or nutrient-rich bottom sea conditions. Planktonic foraminifera recorded in the sediment suggest favourable conditions for microfauna and open surface water at least seasonally. Furthermore, **IRD** deposits imply the presence of drifting icebergs over the strait during those intervals.

The palaeoenvironment of the strait was probably recovered by perennial sea-ice cover, as suggested by the tiny **IRD** content and the **MAT** data, with an elevated sea sub-surface salinity and sea-ice cover (Figure 65.D and E). Rare mm-thick fine sand turbidites are interpreted as the result of Greenland continental slope destabilisations. The environment of the strait was probably recovered by drifting sea-ice and icebergs, with meltwater discharges at the end of the glacial and until the end of the deglaciation.

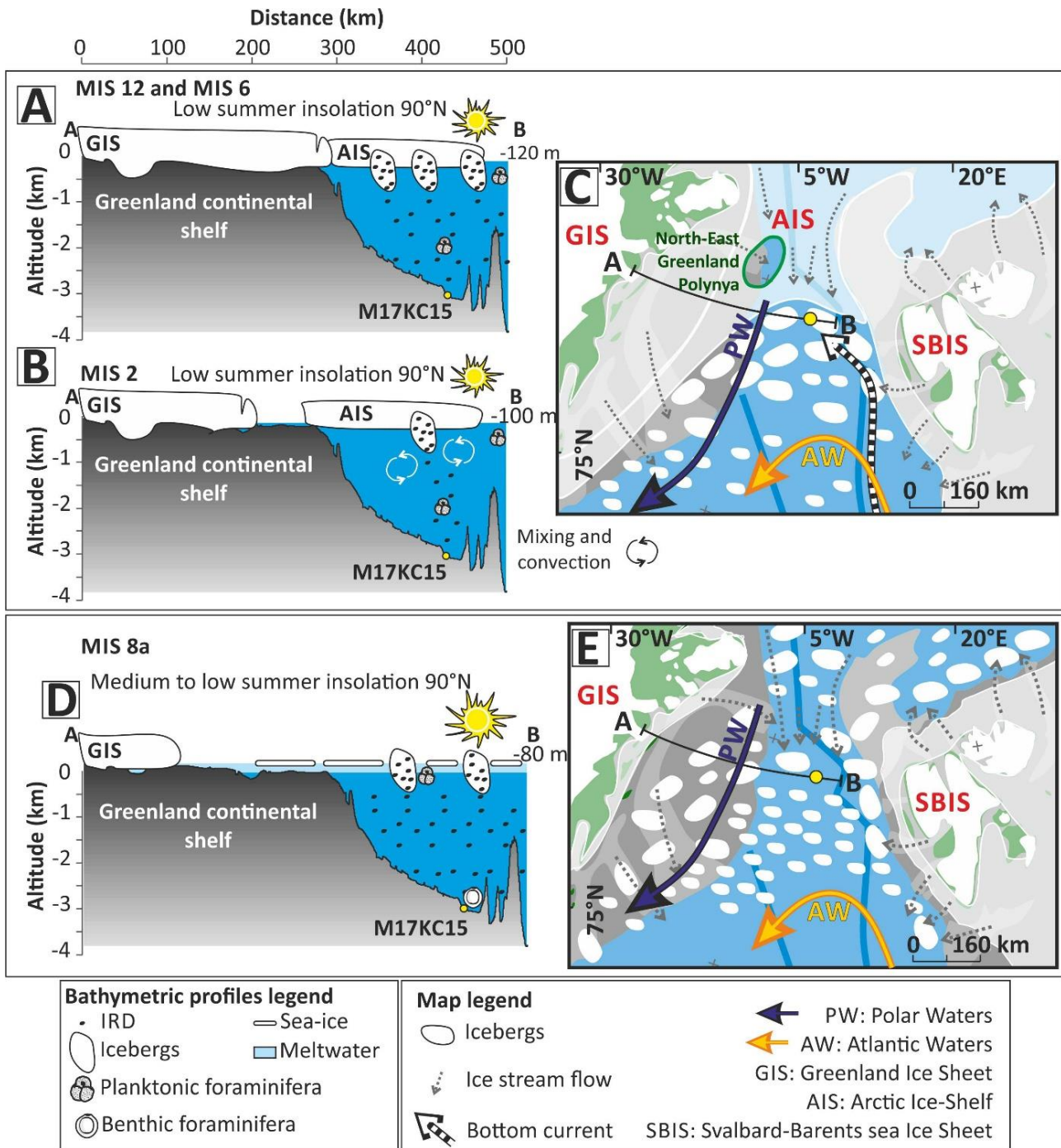


Figure 65 : Glacial periods conceptual model. (A) Western Fram Strait bathymetric profiles, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions for the MIS 12 and 6. (B) Western Fram Strait bathymetric profiles, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions for the MIS 2. (C) Fram Strait palaeoenvironment map for the “cold” glacial. (D) Western Fram Strait bathymetric profiles, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions for the MIS 8. (E) Fram Strait palaeoenvironment map for the “mild” glacial. PW: Polar Waters. AW: Atlantic Waters. SBIS: Svalbard Barents Ice Sheet. GIS: Greenland Ice-sheet. AIS: Arctic Ice Sheet

IV.6.2.2. Terminations

The Terminations registered in M17KC15 are highlighted in the records because of their higher sedimentation rate (from 14 to 6 cm/ka). Three dominant patterns of deglaciation are observed in the core and detailed below.

IV.6.2.2.1. Huge calving Terminations (TV and TI)

The Fram Strait area deglaciation pattern for Termination V and I is divided in three main phases.

(1) The first phase is marked by a rapid sedimentation rate increase up to 14 cm/ka (Figure 64), concomitant with a high summer insolation 90°N (Laskar et al., 2004) and by a mean sea level rise. This phase is recorded in the core by a high accumulation of clayey sediments with **IRD**, fine-grained turbidites and coarse-grained contourites (**SF1a**). This represents the first stage of ice-sheet decay, with stronger lateral advection of fine grain particles and turbidity current. Rare layers with planktonic foraminifera *N. pachyderma* s., *N. incompta* and *G. bulloides* suggest episodic incursion of Atlantic Waters in the central Fram Strait.

(2) Then, the second phase of deglaciations presents a sedimentation rate of 7 cm/ka. It is composed of very dark sandy clayey sediments corresponding to the sedimentary facies **SF3**. The very dark sediments imply low oxygenated bottom sea conditions. Those sediment are strongly enriched in various **IRD** both in sizes and nature, implying intense calving of icebergs across the strait, originating from the **GIS**, the **SBIS** and the **AIS**. Such deglaciation would induce huge meltwater pulses released to the sea (Spielhagen et al., 2004). The absence of calcareous microfossils and bioturbation, with very low Ca/sum ratio, suggest the absence of microorganisms even at the surface, supporting the idea of a very thick meltwater layer, probably until more than 200 mwd (limit of the photic zone). This phase corresponds to an intense deglaciation phase, with a rapid ice sheet retreat. The melting ice sheets produce clayey turbid meltwater plumes which travel the strait until the M17KC15 area, giving the clayey turbidites identified in the **SF3** layer. Those clayey sediments would originate from the adjacent margins towards the central Fram Strait. The melting induces destabilisation on the Greenland continental slope and glacio-isostatic and eustatic readjustments, giving some fine-grained turbidity current with nepheloid layers depositing clayey turbidites to the M17KC15 deep-sea environment (Figure 66.A and B).

(3) The last phase of deglaciations has a sedimentation rate of 4 cm/ka. It corresponds to the sedimentary facies **SF3**, just as the second phase, but over a longer period of time and with a thicker layer of low oxygenated sediments. Spielhagen et al. (2004) describe how the deglaciation of huge ice-sheets over the Arctic induces the release of freshwater from rivers and glacial lakes which were blocked by the ice. We can imagine the same process occurring during the last phase of Termination V and I. The very high quantity of freshwater released from Siberian and Eurasian area could have produced a more intense and longer fresh- and cold-water cover over the strait. Simultaneously, calving continues, ice sheets retreat, and sea level rises.

The transfer function data indicates a very low sea-ice cover during this phase, such as a low sea surface salinity, close to 34.

The level of deglaciation is topped by a cm-thick well-sorted silty-turbidite. It is probably the result of Greenland slope destabilisation because of the very high amount of detrital material which has accumulated on the slope during deglaciation.

Interestingly, the pattern registered during Termination V and Termination I suggests the deglaciation is still occurring today in the Fram Strait area.

IV.6.2.2.3. Warm Termination (TIII)

While this peculiar Termination, the sedimentation rates increase from 1 cm/ka to 3-4 cm/ka at the end of the deglaciation.

From the base of the Termination III, the sediments are composed of brown muds with very few **IRD** and abundant calcareous benthic and planktonic microfossils *N. pachyderma* s (96.1%), *N. incompta* (2.2%) and *G. bulloides* (1.5%). The presence of *G. bulloides* suggests warm and salty water over the strait, and thus warm **AW** influence. The $\delta^{18}\text{O}$ variations suggest influence of cold and fresh meltwater (light values) at the beginning of the deglaciation, until the return of salty surface waters (Atlantic waters) at the end (Figure 64 and 66.C and D).

The very few **IRD** content could be explained by this surface current influence, pushing the southward drifting icebergs from the Arctic to the western side of the strait, along the Greenland continental margin. The presence of benthic foraminifera suggests favourable bottom-sea conditions, with oxygen and nutrient at the sea-floor. Two coarse-grained contourites are identified (**SF1a**) at the base and at the end of the deglaciation, suggesting the presence of contour current in the central Fram Strait while this interval.

IV.6.2.2.2. Extended sea-ice cover Termination (TIV)

The deglaciation pattern for Termination IV and Termination V are totally different, even if it is divided in three phases too. (1) The first phase is marked by a progressive increase in sedimentation rates from 1 to 6.5 cm/ka. The sediments are composed of light brown mud with sparse **IRD**, microfossils and bioturbations, suggesting oxygenated and nutrient-rich bottom sea conditions. Those sediments suggest open-water conditions with drifting icebergs through the Fram Strait and sea-water convection. Two coarse-grained contourites (**SF1a**) are recorded on the top of the level. Those **SF1a** layers record the presence of a deep contour current in the central Fram Strait (Figure 66.E and F). This phase marks the end of the **MIS 10** glacial period.

(2) The second phase has a sedimentation rate plateau around 6 cm/ka. The number of benthic foraminifera 125-1,000 μm blows up to 130 individuals/g of dry sediment before a depletion to 0, and the

$\delta^{18}\text{O}$ becomes very light (around 2‰), like the $\delta^{13}\text{C}$ (around -0.25‰) (Figure 64). In the Nordic seas, the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ is mostly linked to the sea-water salinity and the meltwater influx (Spielhagen et al., 2004). Light $\delta^{18}\text{O}$ values suggest meltwater at the surface and low surface salinity, which is coherent with the deglaciation. The sediment colour evolves to a green-grey mud without bioturbation, suggesting a lower bottom sea ventilation. Six orange mud laminae are noticeable during this phase, suggesting re-oxygenation levels. Those characteristics associated to the very low **IRD** content and the increase of $\delta^{18}\text{O}$ values make us hypothesize a melting, giving high amount of freshwater to the surface. This low-salinity surface water can freeze easily and give a perennial sea-ice cover over the strait while this phase, blocking convection and iceberg transport. The $\delta^{18}\text{O}$ increase until the end of this phase is interpreted as a diminution of the meltwater layer thickness and an increase in the **AW** inputs to the central Fram Strait. This is in a good accordance with the sea-surface salinity reconstructed with transfer function, which indicates $S > 34.5$. The maximum of insolation is reached at the end of the second phase of Termination IV (Laskar et al., 2004), as the sea-level rises to reach the same level as presently.

(3) The last phase of deglaciation shows sedimentation rates of 5 cm/ka. It is characterised by large and numerous **IRD** inputs in a grey mud. This is interpreted as the last calving of the decaying ice-sheets before their retreat to the continent. There is no perennial sea-ice cover anymore over the strait, the area being free of ice at least seasonally.

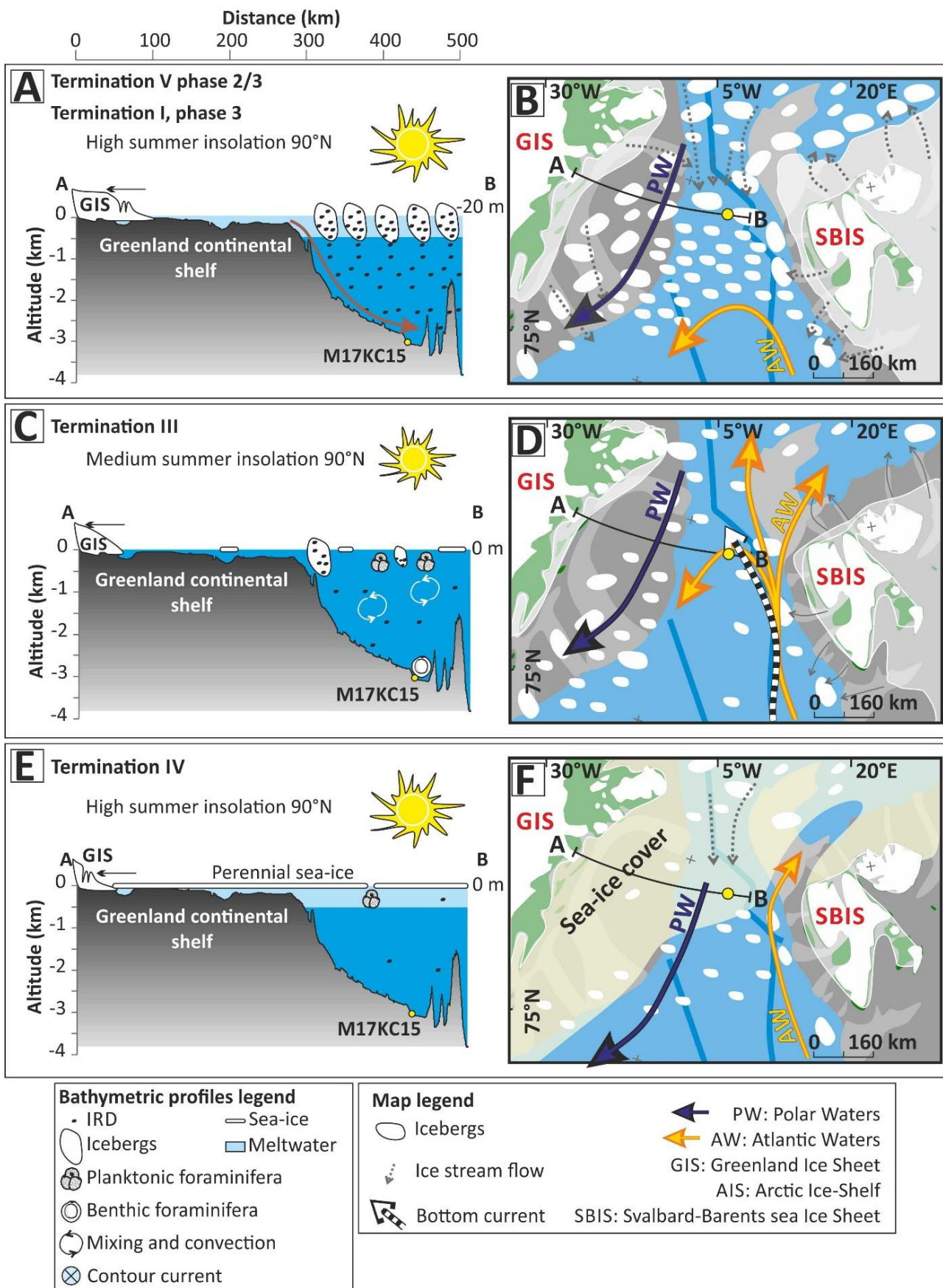


Figure 66 : Terminations conceptual model. (A) (C) (E) Western Fram Strait bathymetric profiles, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions for the (A) Termination V and I, (C) Termination III, (E) Termination IV. (B) (D) (F) Fram Strait palaeoenvironment map for the (B) Termination V and I, (D) Termination III, (F) Termination IV. PW: Polar Waters. AW: Atlantic Waters. SBIS: Svalbard Barents Ice Sheet. GIS: Greenland Ice-sheet.

IV.6.2.3. Interglacials

IV.6.2.3.3. Warm interglacial (MIS 11)

The full-interglacial occurs during the **MIS 11b**, 420 – 412 ka BP. This interval is marked by the alternance of coarse-grained contourites, **SF1a**, deposited along a northward contour current (Howe et al., 2007). The thickness of the contourites decreases from the base to the top, suggesting a reduction of the contour current influence. The Fram Strait registers a contouritic drift along the Yermak Plateau slope, on the eastern part of the strait. This drift would be working since the Miocene, with a northward deep current in the eastern-central Fram Strait (Howe et al., 2007; Gebhardt et al., 2014). The absence of clear drift signature in the central part of the strait suggests the scarcity of this current and rapid lateral migrations. The reducing contour current influence registered during the **MIS 11b** could mark the lateral eastward migration of the current to the Yermak Plateau slope. (Figure 67.A and B)

The **MIS 11** is known as one of the warmest stage of the Pleistocene, with more reduced continental ice-sheets than today and a higher sea-level (Candy et al., 2014). Because of the slow warming occurring in the Nordic seas while this interval, and of the prominence of the melting, the surface mixing layer was probably thicker than currently, implying Atlantic Waters advections up to greater depths than today (Thibodeau et al., 2017). The absence of sea-ice on the western part of the strait facilitates the migration of the contour current to the central strait. It is interesting to note the late occurrence of those full-interglacial conditions. This is highlighted by several authors (e.g. Didié & Bauch, 2002; Helmke et al., 2003; Candy et al., 2014; Thibodeau et al., 2017) who find a slow melting of the ice-sheets and a long period of a remnant meltwater layer over the Nordic seas.

The **MIS 11a** presents a sedimentation rate of only 1 cm/ka. The sedimentation evolves under progressively colder conditions, without bottom current, and with sparse **IRD** inputs. Benthic foraminifera are present over the full **MIS 11a**, suggesting oxygenated and nutrient-rich bottom conditions, and thus deep-water convection. Planktonic foraminifera assemblages are composed of *N. pachyderma* s (95.9%), *N. incompta* (2.5%) and *G. bulloides* (0.8%), showing the **AW** influence. During this period, warm Atlantic sub-surface waters probably bathed the strait. The alternance of periods with large **IRD** and very small and rare **IRD** suggest an alternance between periods of open-water conditions with melting icebergs and periods of long sea-ice cover duration.

The presence of **AW** to the surface is important to allow the ice-sheet growth, this current bringing heat and moisture, two necessary elements for ice-sheet building.

IV.6.2.3.2. Meltwater plumes interglacials (MIS 5a-d and MIS 9)

Those full-interglacials start with the sedimentary facies **SF2a**. This facies, is composed of a thick succession of silty fining-up and thinning-up turbidites intercalated in a purple very fine mud (granulometric median at 3.5 μm). Those laminated muds are totally **IRD-free** (Figure 64). One explanation is that the frequency of clasts is swamped by the large amount of sediment deposited from suspension. But the sedimentation rates of 3 to 1 cm/ka make us reject this hypothesis. Another possibility is that the period was an event with non-iceberg drifting over the central part of the strait, which is the hypothesis adopted here. This facies suggests low bottom-current energy, with an unfavourable environment for benthic organisms (there is a sparse foraminiferal fauna, and no bioturbations). In shallower environments (less than 500 **mwd**), on the Norwegian continental slope, near trough mouth fans, the succession of silty laminae is interpreted as periods of seasonal sea-ice cover (Vorren et al., 1984). Sea-ice formation would induce brine rejections, and thus the establishment of fine-grained turbiditic plumes (Vorren et al., 1998). Even if the M17KC15 environment is 3,095 **mwd**, we hypothesize the same sedimentation process for those interglacials, with the formation of dense turbiditic plumes in the Greenland slope vicinity, giving turbidites to the deep central Fram Strait (Figure 67.C and D).

IV.6.2.3.1. Mild to cold interglacials (MIS 7 and MIS 3)

The sedimentation rates recorded of 2 cm/ka are constant for those periods. The Ca/sum data present relatively high values, the highest values being recorded while the end of those interglacials, implying favourable conditions for calcareous microfossils. Numerous coarse grained contourites (**SF1a**) are registered, implying a recurrent presence of deep contour currents in the central Fram Strait.

The brown sandy muds have a high **IRD** to low **IRD** content and abundant calcareous microfossils *N. pachyderma* and *N. incompta*, but without *G. bulloides*. It suggests favourable surface conditions for those species, with Atlantic waters influence in the central Fram Strait. Benthic foraminifera are also present, such as bioturbations, suggesting well-oxygenated and/or nutrient-rich bottom-sea conditions. Thus, water-mixing and convection probably occur in the water-column. Insolation at 90°N falls to almost 300 Watts/m², and the sea-level falls until 60 m below the current sea-level (de Boer et al., 2013). At the same time, the alternation of **IRD-rich/IRD-poor** phases are interpreted as cooling periods with drifting icebergs over the strait. Those parameters suggest ice-sheets extended to the continental shelf over Greenland and Svalbard while a part of those intervals (Figure 67.E and F). The **IRD-free SF2a** deposited, associated to the low and variable insolation, make us suggest the formation of seasonal sea-ice and thus of dense turbiditic plumes in the Greenland slope vicinity, giving turbidites to the deep central Fram Strait.

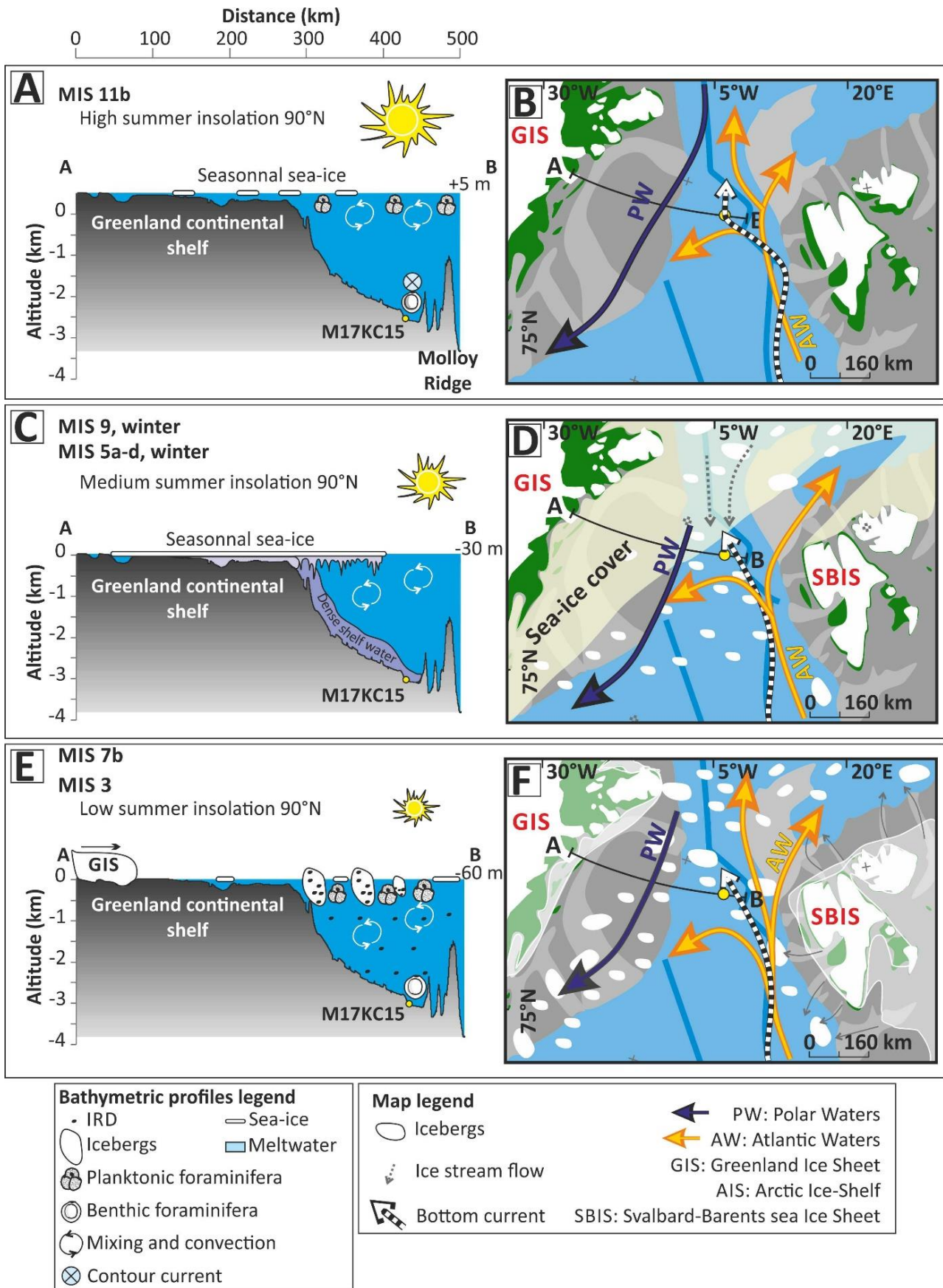


Figure 67 : Interglacials conceptual model. (A) (C) (E) Western Fram Strait bathymetric profiles, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions for the (A) MIS 11b, (C) MIS 9 and MIS 5, (E) MIS 7 and MIS 3. (B) (D) (F) Fram Strait palaeoenvironment map for the (B) MIS 11b, (D) MIS 9 and MIS 5, (F) MIS 7 and MIS 3. PW: Polar Waters. AW: Atlantic Waters. SBIS: Svalbard Barents Ice Sheet. GIS: Greenland Ice-sheet..

IV.7. Conclusion

The sediment core M17KC15, retrieved from the central Fram Strait, 3,095 m water depth, registers the last 440 ka BP of glacial, deglaciation and interglacial histories of the northernmost Nordic Seas and their adjacent ice sheets. The Terminations are overrepresented in the sediments, because of their elevated sedimentation rate (14 to 6 cm/ka) compared to glacials and interglacials (1-2 cm/ka).

Four main sedimentary facies were identified, corresponding to specific environmental conditions:

- (1) The sedimentary facies **SF1a** corresponds to contourites, which imply the existence and the persistence of contouritic current in the Fram Strait central part, as deep as 3,095 m water depth.
- (2) The sedimentary facies **SF2a** corresponds to fine turbidites induced by turbid plumes formed by two different processes, retreating ice sheets giving meltwater plumes, and sea-ice formation inducing cascading.
- (3) The sedimentary facies **SF3** corresponds to a glacial debris flow, and implies intense calving and abundant drifting icebergs over the strait from the Arctic, Greenland, and Svalbard ice sheets.
- (4) The sedimentary facies **SF4** corresponds to the background of the sedimentation occurring in the Nordic seas. It is composed by a mixing of decantation clay, sometimes with calcareous microfossils and bioturbations, often with **IRD**. This facies indicated alternation of open-water conditions with drifting ice and extended sea-ice cover over the strait.

From those sedimentary facies, some conceptual models are highlighted for glacial periods, showing more or less intense glaciations. Atlantic Waters probably never stopped their northward flowing even during the full glacial periods.

The Terminations show three responses to the deglaciation: (1) intense calving with a highly stratified water column and very low oxygenated at the bottom, (2) sea-ice and drifting icebergs with convection, and (3) extended perennial sea-ice cover, with a thick meltwater level and no icebergs. Following the sedimentary records, we can hypothesize two conclusions: (1) If M17KC15 registers the full-Holocene time period until now, we seem still being actually in the deglaciation phase. (2) If M17KC15 does not record the time span until now, we miss the full-interglacial Holocene period.

The interglacials are of three types: (1) warm, without perennial sea-ice cover in the strait area or in the northernmost Greenland Norwegian Seas, (2) warm with an extensive seasonal sea-ice cover, inducing dense plumes formation and turbiditic sedimentation to the sea-floor; and (3) cold, with regular icebergs drifting over the northern Nordic Seas and the Fram Strait, but with convection. Interglacials are all marked by intense surface current and bottom current activity in the central Fram Strait.

Chapitre 5 : Reconstructions paléoclimatiques du Pléistocène moyen à l'Holocène dans les mers nordiques

Marjolaine E. J. SABINE^{*(1)}, Sébastien ZARAGOSI⁽¹⁾, Frédérique EYNAUD⁽¹⁾, Jacques GIRAUDEAU⁽¹⁾, Linda ROSSIGNOL-MALAIZE⁽¹⁾, Marie-Claire PERELLO⁽¹⁾, Bernard MARTIN⁽¹⁾, Karine CHARLIER⁽¹⁾, Isabelle BILLY⁽¹⁾, Jimmy DAYNAC⁽¹⁾, Manon SABOURDY⁽¹⁾, Bruno MALAIZE⁽¹⁾, Elodie MARCHES⁽²⁾, Thierry GARLAN⁽²⁾

(1) Laboratoire Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC) -UMR CNRS 5805, Université de Bordeaux, Allée Geoffroy Saint Hilaire, FR-33615 Pessac Cedex - France.

(2) Service hydrographique et océanographique de la Marine (SHOM), 13 rue du Châtellier, CS 92803 –FR- 29228 Brest Cedex 2– France

Prêt à être soumis à *Marine Geology* ou *Boreas*.

Cette partie présente une reconstruction des conditions environnementales, sédimentaires, paléoclimatiques et paléocéanographiques du centre des mers nordiques, avec notamment un focus sur la zone de Jan Mayen pour le **dernier million d'années**. Elle se base sur les connaissances bibliographiques de la zone, mais aussi sur les résultats de cette thèse concernant les carottes sédimentaire M17KC03, M17KC02 et M17KC01 issues de la mission MOCOSSED 2017 (cf. *Chapitre 2*). **Ce chapitre a été rédigé sous la forme d'un article scientifique, à soumettre à une revue internationale ; la majeure partie de son contenu est donc en anglais avec les figures intégrées au texte pour une meilleure lisibilité du manuscrit de thèse.** Sa structuration se divise en plusieurs parties :

- Une **introduction** générale, apportant une vision synthétique et globale des connaissances actuelles des mers nordiques, de leurs paléoenvironnements et paléoclimats pour les derniers **2 Ma BP**.
- Un **contexte régional**, lui-même divisé en trois parties :
 - Une première partie remettant en perspective les conditions océanographiques et courantologiques modernes dans les mers nordiques (*partie déjà abordée dans le chapitre 1.4*) ;
 - Une seconde partie donnant des points clés paléoclimatiques de ces mers, avec notamment un court descriptif des derniers **500 ka BP**.
 - Une troisième partie abordant la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord.
- Une description du **matériel** et des **méthodes** utilisées pour analyser les carottes sédimentaires et leur environnement, avec notamment la présentation d'un tableau synthétisant les méthodes employées et leur utilité (*partie déjà abordée dans le Chapitre 2*).
- Une présentation de la méthode **stratigraphique** ayant permis de définir une échelle d'âge pour la carotte avec une corrélation intra-hémisphérique entre les hautes et les basses latitudes (*partie déjà abordée dans le Chapitre 3 et dans le Chapitre 4*). Cette partie est scindée en trois :
 - Une première partie expliquant la méthode biostratigraphique par l'utilisation des coccolithophoridés.
 - Une seconde partie détaillant des corrélations intra-hémisphériques de données isotopiques de l'oxygène entre des carottes basses et hautes latitudes.
 - Une troisième partie présentant la stratigraphie des carottes M17KC01 et M17KC02 par des corrélations avec la carotte M17KC03.
- Une présentation des résultats et observations obtenus, également divisée en trois parties :
 - Une première partie porte sur le carbonate de calcium présent dans la carotte sédimentaire M17KC03.
 - Une seconde partie aborde la distribution microgranulométrique des trois carottes sédimentaires et les implications concernant les processus potentiellement responsables des dépôts enregistrés.

- Une troisième partie présente les cinq familles de faciès sédimentaires dominantes identifiées dans les trois carottes.
- Ensuite, la discussion aborde l'histoire sédimentaire et paléoclimatique enregistrée dans ces mers, depuis le MIS 29 jusqu'à l'Holocène, au MIS 1. Cette partie est scindée en cinq parties :
 - Une première partie décrit les interprétations paléoenvironnementales et paléoclimatiques qu'il est possible d'associer aux faciès sédimentaires enregistrés.
 - De la seconde à la cinquième partie, l'histoire paléoclimatique et sédimentaire de la zone centrale des mers nordiques, au sud de Jan Mayen, est décrite du MIS 29 au MIS 1.
 - La sixième partie présente une synthèse générale de l'évolution des conditions climatiques du Quaternaire moyen au Quaternaire terminal.
- Enfin, la conclusion met en avant les points clés identifiés dans cette étude.

Résumé en français du Chapitre 5

Les carottes M17KC03, M17KC02 et M17KC01 ont été prélevées dans le centre des mers nordiques, entre l'Islande et la zone de fracture de Jan Mayen, par 2 750 m, 3 144 m et 2 625 m de profondeur d'eau, respectivement. Les corrélations stratigraphiques réalisées entre la carotte M17KC03 et les carottes de références prélevées dans la même zone des mers nordiques, proches de la zone de Fracture de Jan Mayen, et avec la compilation isotopique de référence de la **LR04**, ont permis de définir une échelle d'âge remontant à **1 Ma BP** pour la carotte M17KC03. D'autres corrélations ont ensuite été réalisées entre la M17KC03 et les carottes M17KC01 et M17KC02, en utilisant plusieurs proxies géochimiques et sédimentaires différents, permettant de définir une échelle d'âge remontant à environ **500 ka BP** pour les deux autres carottes. Ces trois carottes se trouvent loin des côtes, mais sont sur le parcours du courant de l'Atlantique nord (le *North Atlantic Current*, **NAC**), simplifié ici en eaux atlantiques (*Atlantic Waters*, **AW**). De plus, elles ont été prélevées à proximité des zones de convection profonde et du courant de retour est-groenlandais (*East-Greenland Current*, **EGC**) franchissant la mer d'Islande pour rejoindre la mer de Norvège et remonter vers le nord, se mélangeant au passage avec les eaux chaudes de l'Atlantique.

Ces trois carottes sédimentaires vont donc enregistrer les variations dans le temps de l'influence des différentes masses d'eau dans la zone centrale des mers nordiques. Il est intéressant de noter que les terminaisons, ou périodes de déglaciations, présentent les taux de sédimentation les plus élevés, pouvant atteindre jusqu'à plus de 22 cm/ka, alors que les périodes glaciaires et interglaciaires ont des taux de sédimentation avoisinant <1 à 3 cm/ka.

Ces trois carottes sédimentaires ont permis d'identifier cinq familles de faciès sédimentaires majeurs, corrélables avec les faciès sédimentaires identifiés dans la carotte M17KC15, prélevées nettement plus au nord des mers nordiques, dans la zone du détroit de Fram (*cf. Chapitre 4*) :

1. La famille de faciès sédimentaires 1, **SF1**, correspond à un dépôt contouritique. Son enregistrement implique l'existence et la persistance d'un courant sur le fond, entre 2 600 et 3 200 m de profondeur d'eau. Ce faciès se retrouve de façon aléatoire dans les sédiments antérieurs au **MIS 16**, mais s'enregistre essentiellement durant les interglaciaires entre le **MIS 15** et le **MIS 1**.
2. La famille de faciès sédimentaires 2, **SF2**, correspond à des séquences turbiditiques. Ce faciès se retrouve très rarement dans les carottes de cette étude et correspond à des évènements isolés.
3. La famille de faciès sédimentaires 3, **SF3**, correspond à des *debris flow* glaciogéniques. Il en existe de deux types, séparés en deux sous-familles différentes :
 - a. Les **SF3a**, similaires aux dépôts retrouvés dans la M17KC15 dans le détroit de Fram, se compose d'un sédiment noir, enrichi en débris transportés par la glace (*Ice Rafted Debris*, **IRD**), sans microfossile calcaire ni bioturbation. Ce faciès, pouvant atteindre plusieurs

dizaines de centimètres d'épaisseur, est interprété comme étant la marque de débâcles massives d'icebergs, avec le relargage de très grandes quantités d'eau de fonte formant probablement des couches épaisses en surface. Ce « couvercle » d'eau de fonte, froide et plus douce que l'eau de mer, entrainerait un ralentissement de la circulation océanique dans les mers nordiques, et surtout, un déplacement des zones de convection vers le sud, réduisant par la même les apports en oxygène sur le fond au niveau des sites d'étude. Ce faciès correspond aux déglaciations les plus intenses.

- b. Les **SF3b** correspondent à des *debris flow* glaciéniques de moindre importance. Ces sédiments, de couleur beaucoup moins sombre que le **SF3a**, sont très riches en **IRD**, sans microfossiles calcaires, mais leur sommet est marqué par de très nombreuses bioturbations. Ce faciès est interprété comme un épisode de débâcle d'icebergs et de fonte des calottes de moindre amplitude que le **SF3a**. Avant le **MIS 16**, ce faciès se retrouve aussi bien durant les glaciaires que durant les interglaciaires. Après le **MIS 16**, il se retrouve essentiellement durant les glaciaires.
4. La famille de faciès sédimentaires 4, **SF4**, correspond au « bruit de fond » sédimentaire des carottes. C'est la sédimentation classique des mers nordiques, se retrouvant partout dans ces mers, à toutes les profondeurs. Ce sédiment se compose d'argile de décantation, parfois accompagnée de microfossiles calcaires, et fréquemment de débris transportés par la glace (**IRD**) de tailles et d'abondance variées. Ce faciès se retrouve aussi bien durant les périodes glaciaires qu'interglaciaires et marque la dérive régulière d'icebergs ainsi que des périodes de couvert de glace de mer étendu et pérenne.
 5. Enfin, la famille de faciès sédimentaires 5, **SF5**, correspond à une sédimentation hémipélagique. Ces dépôts ne se retrouvent que rarement dans les carottes, presque exclusivement durant les périodes les plus chaudes des interglaciaires, et notamment durant le **MIS 11**. Les sédiments se composent d'argiles de décantation et de très nombreuses espèces de microfossiles et nanofossiles calcaires. Ce faciès est interprété comme des conditions chaudes particulièrement favorables dans les mers nordiques.

Sur la base de l'alternance de ces faciès sédimentaires, mais aussi de nombreux paramètres tels que la taille des grains, l'abondance relative d'éléments chimiques tels que le Ca et le Ti (données **XRF**), les données isotopiques de l'oxygène et du carbone, les abondances de foraminifères planctoniques, et les abondances de grains détritiques grossiers > 1 000 µm (interprétés comme des **IRD**), l'histoire paléoclimatique et paléoenvironnementale des mers nordiques a pu être reconstruite depuis les premiers stades de la *Mid Pleistocene Transition (MPT)*, 1 Ma BP, jusqu'à l'actuel.

Il ressort de cette étude que les stades isotopiques marins entre le **MIS 29** et le **MIS 16** ne présentent pas d'alternance glaciaire/interglaciaire marquée. Des sédiments et des paramètres de périodes chaudes se retrouvent durant des périodes glaciaires et inversement. Mais après le **MIS 16**, un schéma de fonctionnement climatique global se met en place, et une véritable alternance de périodes chaudes et de périodes froides s'enregistre suivant les stades isotopiques. Les périodes de déglaciation, correspondant aux Terminaisons, sont marquées par des taux de sédimentation particulièrement élevés, ce qui peut s'expliquer par une plus grande extension des calottes boréales. Ces-dernières, au moment de la fonte, vont alors relarguer de plus grandes quantités de matériel terrigène par rapport aux périodes climatiques antérieures au **MIS 16**. C'est donc à partir de ce stade isotopique que la **MPT** arrive à son terme et que la dominance des cycles climatiques à 100 ka imprime les conditions climatiques.

De tous les interglaciaires, le **MIS 11** correspond aux conditions les plus chaudes et les plus favorables, tandis que de tous les glaciaires, les **MIS 14, 12** et **6** correspondent aux plus grandes extensions des calottes continentales. Il est intéressant de constater que le **MIS 2** ne s'enregistre pas de manière claire dans les carottes du sud des mers nordiques. Ce glaciaire connu pour être d'une très grande extension n'a pas eu une si grande influence au sud de la zone de fracture de Jan Mayen que les glaciaires précédents.

V.1. Introduction

Numerous palaeoceanographic studies were produced during the last four decades within the Nordic seas. They have contributed to improve our knowledges about the forcing factors and environmental consequences of the mid-Pleistocene climate shift within this key nodal climatic area of the boreal hemisphere (e.g. Henrich, 1989; Bauch et al., 1996; Fronval & Jansen, 1997; Helmke et al., 2001, 2003, 2005; Jakobsson et al., 2016). However, very low sedimentation rates registered in those Nordic seas hampered the precise timing definition of the climatic events which occurred in those basins over the last 2 Ma BP. Notably, significant changes, such as those recorded concomitantly to the Mid-Pleistocene Revolution (**MPR**, also known as the Mid-Pleistocene Transition-**MPT**). The **MPT** represents a crucial transition in the Earth's radiative budget from an orbital forcing driven by obliquity to one, up to now, driven by eccentricity. Those changes are poorly documented in Nordic seas. Their Pleistocene palaeoclimatic and palaeohydrographic history are mainly documented thanks to several short or zoomed records, mainly illustrated by oxygen isotopic data, Ice-Rafted Debris (**IRD**) counts, magnetic susceptibility, spectroradiometric data, and carbonate content changes (e.g. Henrich, 1989; Bauch et al., 1996; Fronval & Jansen, 1997; Helmke et al., 2001, 2003, 2005; Jakobsson et al., 2016). Conversely, very few continuous records document their history from the middle Pleistocene until the Holocene (Jansen et al., 1989; Bauch et al., 2000; Helmke et al., 2002, 2003, 2005; Kandiano et al., 2016; Jakobsson et al., 2016 and the **ODP** and **DSDP** drillings, e.g. Fronval et al., 1995).

The three long piston core M17KC03, M17KC02 and M17KC01 provide continuous sedimentary record until the middle Pleistocene, up to 1 Ma BP (M17KC03), and the upper Pleistocene, 500 ka BP (M17KC02 and M17KC01). For this work, we decided to focus on the timing of Pleistocene changes concerning the sedimentary depositional processes occurring before and after the **MPT**, in order to better characterise the oceanographic evolution of the central Nordic Seas since the middle Pleistocene. Our interpretations are based upon high-resolution and multiproxy sedimentological investigations, with benthic and planktonic oxygen- and carbon- stable isotopic data, completed by geochemical (X-ray Fluorescence core scanner, **XRF**; calcium carbonate content) and magnetic susceptibility analyses, together with the ice-rafted debris (**IRD**) characterisation. Additionally, absolute abundances of planktonic and benthic foraminifera were used to infer changes in the water mass influences over the studied site.

V.2. Regional Setting

V.2.1. Modern oceanographic framework

The North Atlantic Deep Water (**NADW**) is the primary source of ventilation for the Atlantic ocean's deep environment (e.g. Knies et al., 2007; Rahmstorf, 2013; Vivo-Vilches et al., 2018). This deep-water mass takes mainly its origin in the Nordic seas, through the mixing of the Iceland-Scotland Overflow Water (**ISOW**) which goes southward through the Iceland-Scotland Ridge, the Denmark Strait Overflow Water (**DSOW**) which goes southward through the Denmark Strait, and the Labrador Sea Water (**LSW**, Figure 68.A). This deep flow compensates and ends the Atlantic Meridional Oceanic Circulation (**AMOC**) belt, with the surface branch of the Atlantic waters (**AW**), entering the Nordic seas through their eastern part, in the Norwegian sea, thus named the Norwegian Atlantic Current (**NwAC**) (Figure 68.B). This warm and salty current releases substantial heat in the atmosphere, inducing diving of this water mass in the Norwegian Sea (Orvik & Morke, 1995; Poulain et al., 1996; Hansen & Osterhus, 2000; Orvik & Niiler, 2002; Jeansson et al., 2017). Those waters are mixed with the cold and fresh Polar waters (**PW**) in the Greenland and Iceland seas, forming the Arctic Intermediate Water (**AIW**) (Aagaard et al., 1985; Jeansson et al., 2017). West of Nordic Seas, the East Greenland Current (**EGC**, Figure 68.B), a southward surface current, brings cold and fresh waters from the Arctic to the North Atlantic Ocean following the Greenland margin (Foldvik et al., 1988; Fahrbach et al., 2001; Jeansson et al., 2008; Lu et al., 2017). North of the Greenland Sea Ridge (**GSR**), convection occurs, and the **AIW** are mixed with the southward Arctic Ocean Deep Water (**AODW**), forming the Greenland Sea Deep Water (**GSDW**). The **GSDW** migrates to the east in the southern Norwegian Sea basin, mixing with more **AODW** and giving the Norwegian Sea Deep Water (**NSDW**) (Swift & Koltermann, 1988; Ypma et al., 2019).

V.2.2. Palaeoclimatic framework and related tools to detect climate changes in the Nordic sea basins

For the past 1 Ma BP (middle Pleistocene) the climate cyclicality evolved from rapid and moderate glacial-interglacial periods until the Mid-Pleistocene Transition (**MPT**, 1,200-400 ka BP) to a longer, more pronounced and well characterized glacial-interglacial alternance (Shackleton et al., 1988; Shackleton et al., 1997). The transition occurred after a change in the dominance of the astronomical parameters. Before the **MPT** (around 780 ka BP), the 41 ka cycles dominate glacial-interglacial shifts under the Earth orbital obliquity influence. Then, the glaciations gradually increase in intensity and pace at a 100 ka cycles, under the Earth orbital eccentricity influence (Ruddiman et al., 1989; Shackleton et al., 1997; de Boer et al., 2013).

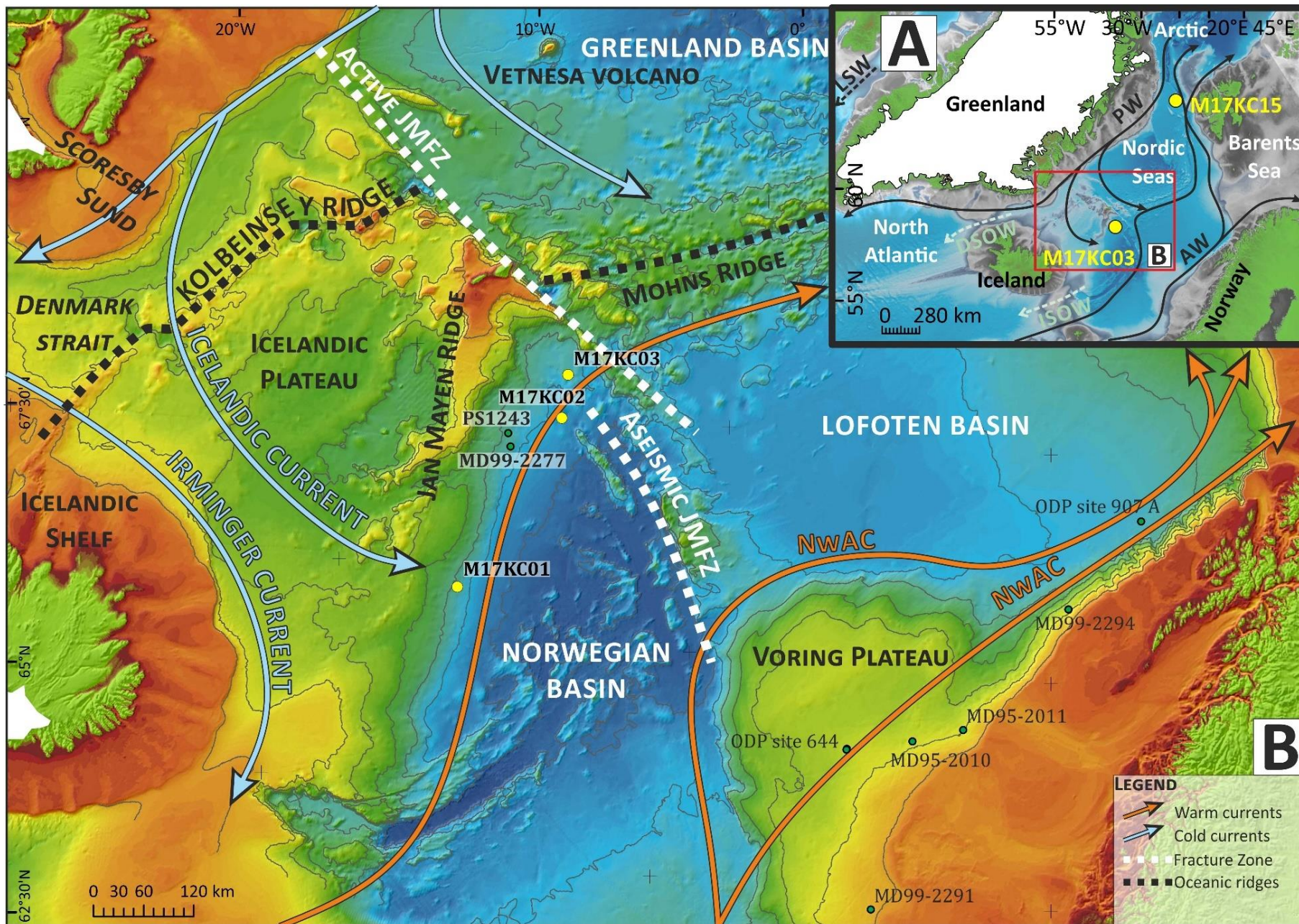
Since the last 500 ka BP, six intense glacial-interglacial alternations occurred (**MIS 12** to **MIS 1**). The glacials are characterized by substantial ice-sheet extent over the margins of the Arctic Ocean and the Nordic Seas, with the growing of the European Ice Sheet (**EIS**) extended over Irish and British Islands for its southern limb and over the full epicontinental Barents Sea in the north, forming the Svalbard Barents Sea Ice Sheet (**SBIS**). This vast ice sheet reached the shelf edge recurrently (e.g. Knies et al., 1998; Jessen et al., 2010; Chauhan et al., 2014, 2016; Falardeau et al., 2018), such as, on the western part of the northern North Atlantic, the Greenland Ice Sheet (**GIS**) over the Greenland shelf edge (e.g. Alley et al., 2010; Irvani et al., 2016; Andrews et al., 2017). The intense glacials generally hold extended sea-ice cover, which impacts the oceanic circulation pattern (e.g. Hughes et al., 1977; Kandiano et al., 2012), something which, according to Kissel et al. (2005), can be trapped in the sedimentary magnetic susceptibility signals in the Nordic Seas, allowing the identification of variations in the **NADW** strength. Furthermore, fluctuations in the abundance of benthic and planktonic calcareous microfossils in the Nordic seas mirror changes in the Atlantic Waters inflow and sea-ice cover extension (e.g. Bauch et al., 2001; Bylinskaya et al., 2016; Zhuravleva et al., 2017). This is in accordance with the colour variation in marine sediment, basically related to climatic variations, with warm periods identified by light colours explained by high calcium carbonate content, whereas cold periods record very few to null calcareous microfossils and are then displaying grey to dark colours (e.g. Bauch et al., 2000; Helmke et al., 2003). Moreover, when ice sheet retreat arises, their decay produces iceberg calving and Ice-Rafted Debris (**IRD**) which are deposited to the sea-floor (e.g. Bauch et al., 2001) making this parameter a useful tool for the reconstruction of ice sheet dynamics.

Additionally, the reconstruction of palaeohydrological conditions of the Nordic Seas can be obtained to some extent from stable isotope ratios obtained on calcareous material ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records here obtained from *Neogloboquadrina pachyderma* (**Nps**) and *Planulina wuellerstorfi*). Several processes can explain the variations in planktonic and benthic foraminifera shells. The oxygen stable isotopic ratio in pelagic carbonates mirrors variations in sea-surface ocean conditions (temperature and salinity mainly, e.g., Duplessy et al., 1988) but this empiric relation is sometimes not so reliable in polar waters. Indeed, the brine rejection forms highly saline, CO_2 - and oxygen-enriched water masses (Steinsund & Hald, 1994), which modify the benthic and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (e.g. Mackensen & Nam, 2014). Furthermore, meltwater pulses occur during deglaciation and ice sheets decay, which release ^{16}O - to the surface ocean, modifying the planktonic isotopic ratio (Duplessy et al., 1988), as do freshwater inputs from Arctic and peri-arctic rivers (e.g. Spielhagen et al., 2004). Moreover, the carbon stable isotopic ratio is increased by higher surface productivity and decreased by up-welling processes (Donner & Wefer, 1994). Fairbanks (1989) explain that higher planktonic $\delta^{13}\text{C}$ values are recorded when gas exchanges with the atmosphere do occur. The benthic isotopic data are known to better register the deep-sea ventilation, oxygenation and nutrients variations ($\delta^{13}\text{C}$) (Duplessy et al., 1984; Sarnthein et al., 1994), and the global ice volume ($\delta^{18}\text{O}$) (e.g. Duplessy et al., 1988).

V.2.3. Thermohaline-induced geostrophic contour currents in the North Atlantic Ocean

Different processes can be responsible for winnowing and deposition to the bottom-sea. [Shanmugam \(2017\)](#) describes a deep-marine bottom current which focuses our interest: the thermohaline-induced geostrophic contour currents. Those deep currents tend to winnow, rework and deposit sediment to the bottom-sea for extended periods. Those currents flow to velocities range from 1 to 20 cm/s on average ([Hollister & Heezen, 1972](#)), even if the flow speed varies a lot from a site to another (e.g. [Richardson et al., 1981](#); [Bryden et al., 2005](#)). In the Faeroes-Shetland Channel, the contour current flows 900 m water depth with a maximum velocity of 33 cm/s ([Shanmugam, 2017](#)). South-east of Iceland, the contour current flows 2,100 m water depth, with a maximum velocity of 30 cm/s ([Shanmugam, 2017](#)). In the Greenland-Iceland-Faeroes ridge, the contour current flows 2,000-3,000 m water depth with a maximum velocity of 12 cm/s ([Shanmugam, 2017](#)).

Figure 68 : Location maps with cores of interest for our study. (A) Nordic Seas general map. (B) Jan Mayen bathymetric map. From [Gairaud et al., 1978](#). PS1243 sediment core from [Bauch et al., 2001](#). MD99-2277 from [Helmke et al., 2005](#). JMFZ: Jan Mayen Fracture Zone. EGC: East Greenland Current. NwAC: Norwegian Atlantic Current. PW: Polar Waters. AW: Atlantic Waters. DSOW: Denmark Strait Overflow Water. ISOW: Iceland-Scotland Overflow Water. LSW: Labrador Sea Water.



V.3. Material and methods

This study is based on three sediment cores retrieved with a CALYPSO piston corer on the R/V *Pourquoi Pas ?* during the MOCOSED cruise in September 2017. Cores M17KC01, M17KC02, and M17KC03 were retrieved from the southern **GIN** seas (south of Jan Mayen Fracture Zone) in the Norwegian/Icelandic seas. (Figure 68, Table 13). At present, the core site is located under the area of influence of the Arctic Front, i.e. the boundary between Atlantic and Arctic water masses (Swift, 1986).

	Core	Type	Elevation (m)	Length (m)	Latitude N (decimal degrees)	Longitude E (decimal degrees)	Year	Location	References
Reference cores	M23414	sediment	-2196	9.08	53.530	-17.000	1991	Rockall Plateau	<i>e.g. Helmke et al., 2001</i>
	PS1243	sediment	-2721	7.67	69.380	-6.510	1984	Norwegian Sea	<i>e.g. Bauch et al., 1997</i>
	MD99-2277	sediment	-2800	36.65	69.250	-6.321	1999	Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian Sea	<i>e.g. Hjelstuen et al., 2005</i>
	MD01-2448	sediment	-3460	28.8	44.780	-11.275	2001	Bay of Biscay	<i>e.g. Toucanne et al., 2009</i>
	MD03-2705	sediment	-3000	37	18.097	-21.153	2003	Eastern Tropical Atlantic Ocean	<i>e.g. Jullien et al., 2007</i>
Studied cores	M17KC01	sediment	-2625	9.16	67.612	-6.659	2017	Norwegian Sea	
	M17KC02	sediment	-3144	11.035	69.701	-5.079	2017	Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian Sea	
	M17KC03	sediment	-2750	20.66	70.176	-5.240	2017	Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian Sea	<i>This paper</i>
	M17KC14	sediment	-2674	9.17	79.215	-0.727	2017	Fram Strait	
	M17KC15	sediment	-3095	8.46	79.334	0.591	2017	Fram Strait	

Table 13 : Position of the sedimentary cores used in this study.

V.3.1. Sedimentary analyses

The cores were divided in 1-m sections on board. Each open section was analysed with the spectrophotometer Minolta Cm-2600d UV-visible (360-740 nm) at a 1-cm step interval on each sediment core with a 10 nm increment over the 360-740 nm bandwidth. The lightness (L^*) scale from 0 to 100, can be compared to the grey-scale reflectance and can be used as a paleoclimatic indicator (i.e., Chapman & Shackleton, 1998; Debret et al., 2011, see Table 14). Sediment samples were collected and analysed for sedimentological characteristics and microfossil content, including coccolithophorids and planktonic and benthic foraminifera. The magnetic susceptibility (**MS**) was measured with the Barington MS2E, at a 1-cm step interval on half-sections.

X-ray fluorescence (**XRF**) core scanner analyses were performed at a 1-cm-step resolution on each core, using an Avaatech instrument at 10 and 30 kV setting. A focus was done on the Ca, Ti, Fe, S and Mn

contents. The two southernmost cores, M17KC01 and M17KC02, present a prevalent calcium content in the sediment which is usually a marker of the calcareous primary production (e.g. Richter et al., 2006; Hodell et al., 2008). The M17KC03 presents iron as the prevalent element, followed by calcium. However, Carbonara et al. (2016) used Ca/Ti ratio from a mid-depth sediment core from the Kveithola trough, southern Svalbard, to describe biogenic carbonate sedimentation. Consequently, they interpreted **XRF** calcium content as biogenic content. This interpretation seems coherent with our results (*see following sections*). The data extracted from the **XRF** Avaatech core scanner, in counts/second, are divided by the sum of all the measured elements in the core to prevent any bias in the global signal (Hennekam & de Lange, 2012). In that way, the Ca/sum ratio are interpreted as calcareous biogenic materials. Titanium (Ti) and iron (Fe) are prevalent in detrital material (Richter et al., 2006; Rothwell & Croudace, 2015; Carbonara et al., 2016) and Ti/Ca ratio is used to identify the variations in the detrital and biogenic input (Carbonara et al., 2016). S/sum, can be indicative of oxygen depletion (Harff et al., 2009), the Mn/sum, which is commonly used in the Nordic seas as a marker of enhanced deep oceanic circulation during interglacials (Jakobsson et al, 2000) or as an increase of circum Arctic river discharges during deglaciations and interglacials (Löwermark et al., 2008).

The microgranulometric analyses were realized using a Laser Microgranulometer MasterSizer 2000G. The water column hydrodynamic conditions control the material transported to the sea-floor. Thus, an increase in transported and deposited material size generally implies an increase in the flow speed and turbulence (Hjulström, 1949). In the Nordic seas, the ice margins vicinity influences the sedimentation. Large grain size can be representative of glacial transport instead of current transport (e.g. Vorren & Laberg, 2001). Thus, the grain size is not necessarily flow-speed dependant, but also ice-release dependant.

V.3.2. Micropalaeontological analyses

The three sediment cores were sampled taking into account the sedimentological facies changes with a maximum 5-cm-step, giving a total of 422 samples. Those sediment samples were dried in a heat chamber at 40°C, weighed, wet sieved using two sieves, 125 µm and 1,000 µm. The sieve 125 µm is chosen because this size is considered as keeping enough planktonic foraminifera to be representative of the adult faunal assemblage. The sieve 1,000 µm is used because, within the **GIN** seas, each large lithic grain >1,000 µm is considered as brought to the deepest environments by glacial processes (sea ice and icebergs loading). Those large lithic grains are thus interpreted as ice-rafted debris (**IRD**). The sieved material 125-1,000 µm and > 1,000 µm was dried and weighed. The planktonic foraminifera were counted through the 125-1,000 µm fraction and the **IRD** were counted through the > 1,000 µm fraction. This granulometric limit is chosen because the coarse-grained sediment larger than 1,000 µm are currently considered as **IRD** in the Nordic seas.

Stable isotope ratios were measured on the M17KC03 foraminifera populations, both on benthic and planktonic specimens. The measurements were done following standard laboratory techniques at the *EPOC (Environnement et Paléoenvironnement Océaniques et Continentaux) Laboratory Isotopic Platform* with a Thermo Scientific Kiel IV Carbonate Device connected to a MAT253 isotope ratio mass spectrometer. All the measurements were calibrated on the Pee Dee Belemnite isotope standard (**PDB**). The $\delta^{18}\text{O}$ analytical precision is better than 0.08‰. The planktonic $\delta^{18}\text{O}$ signal has been obtained on **Nps** monospecific samples using 8-16 specimens (selected from the 125-250 μm size). Because of the lack of microfossils in some levels, **only 161/251 samples have produced isotopic measurements**. The last two meters of sediment were totally free of calcareous microfossils likely due to carbonate dissolution (e.g. [Knies et al., 1998](#); [Zamelczyk et al., 2012](#); [Bylinskaya et al., 2016](#)).

Stable isotopic ratios were also obtained from the epi-benthic foraminifera *Planulina wuellerstorfi*. Measurements were carried out using the same process than for planktonic foraminifera, i.e. by obtaining monospecific samples of 2-5 specimens of *P. wuellerstorfi* but from the 250-350 μm fraction. A correction of 0.63‰ has been applied to the results accordingly to [Duplessy et al. \(1988\)](#). Because of the lack of microfossils in some levels, **only 100/251 samples have produced isotopic measurements**. Considering published works in the same area, we decided to follow approaches introduced by previous authors, i.e. to rely on planktonic measurements for the construction of isotopic stratigraphic frameworks (see [Bauch et al., 2000](#); [Helmke & Bauch, 2002](#)).

Calcium carbonate contents were measured on 19 samples with a Bernard calcimeter. The samples were selected using the Ca counts, from levels with high and medium calcium content. The calcium carbonate values were used to calibrate the Ca data obtained from the **XRF** core scanner. It was then possible to estimate the rate of calcium carbonate (%) through the complete core.

A smear slide was done on each section of the core to determine the Coccolithophorid Acme Zones in order to establish a pre-stratigraphy.

To obtain high-resolution sedimentological (facies structure) information, the core was sub-sampled with oriented aluminium rectangular slabs (100x45x13 mm). Those samples were treated with a special impregnation protocol (see [Zaragosi et al., 2006](#) for more information about the process) to solidify the sediment and thus longitudinally cut thin sections of 30 μm thick. Thin-section imageries were acquired using a fully automated Leica Microscope with multiple magnifications.

Parameters	State of art/Stratigraphical interpretation and	Threshold of interest	Key references
Lightness L*	Lightness L* (Black/white variation) is the capacity of sediment to reflect the light. Light (/white) sediments traduce a high carbonate content and few dilution by the terrigenous components, they are attributed to warm climatic periods.	Values > 57 are usual during interglacials (<i>this study</i>)	Bauch et al., 2000; Chapman and Shackleton, 1998; Debret et al., 2011
% CaCO ₃	When correlated with calcareous microfossils such as foraminifera or nannoplankton such as coccolithophores, calcium carbonate rates in an ocean surface and sub-surface primary production indicator.		
Ca/sum XRF ratio	Ca is part of marine carbonates but also derives from reworked carbonaceous material (depending upon the age of the weathered rocks).	Values > 0.3 are usual during interglacials (<i>this study</i>)	Richter et al., 2006; Rothwell and Croudace, 2015; Kaboth-Bahr et al., 2019
Ti/Ca XRF ratio	Ti is part of continental rocks, it prevails in detrital material. The ratio Ti/Ca is used to identify terrigenous inputs.		Richter et al., 2006; Rothwell and Croudace, 2015; Carbonara et al., 2016; Kaboth-Bahr et al., 2019
S/sum XRF ratio	S is closely linked to organic matter and is buried in the sediment through bacterial reduction. Moreover, it can serve as proxy for oxygen depletion in bottom water.		Rothwell and Croudace, 2015
Mn/sum XRF ratio	High Mn values are related to interglacials in the central Arctic Ocean and to enhanced bottom water ventilation.		Rothwell and Croudace, 2015
Absolute abundance of planktonic foraminifera (#/g)	High abundance of planktonic foraminifera implies favorable conditions for primary production and relatively warm and salty waters in the studied area	> 5 individual/g of dry sediment is usual during interglacials (<i>this study</i>)	e.g. Chauhan et al., 2014; Bylinskaya et al., 2016
Oxygen isotopic measurments	Planktonic $\delta^{18}\text{O}$: usually, low $\delta^{18}\text{O}$ values correspond to interglacials. In nordic seas, deglaciation meltwater pulses give ^{16}O to the surface ocean, decreasing planktonic $\delta^{18}\text{O}$ values. Planktonic $\delta^{13}\text{C}$: high $\delta^{13}\text{C}$ values occur when gaz exchanges occur between the ocean and the atmosphere, highlighting at least seasonally open water conditions. Benthic isotopes : information about continental ice-sheet extension.		e.g. Sarnthein & Altenbach, 1995; Flesche Kleiven et al., 2002; Aagaard-Sorensen et al., 2014; Bylinskaya et al., 2016; Consolaro et al., 2018;
IRD (#/g)	Ice-Rafted Debris corresponds to sediment coarser than 1,000 μm , with different size, morphology and nature. They are brought to the studied site by drift-ice.	> 2 IRD/g of dry sediment is usual during glacial (<i>this study</i>)	e.g. Bauch et al., 2002; Bylinskaya et al., 2016
MS	The MS signal traduces the magnetic properties of sedimented particles: it depends of the magnetic source distance (advection from Iceland or other magnetic provinces for instance) and of the pathway of the currents which have played on sites. Its use in the Pleistocene sediments of the GIN seas has lead to the construction of north hemisphere reference stack (NAPIS)	-	Kissel et al. 1997 Stoner et al. 2004

Table 14 : Synthesis and significance of the different proxies used in this study.

V.4. Stratigraphy and sedimentation rate

The M17KC03 core stratigraphy was mainly established by combining results from the Coccolithophorid Acme zones with those obtained on stable oxygen isotopic ratio. The obtained planktonic **Nps** $\delta^{18}\text{O}$ M17KC03 record was compared to additional reference ones (see details below in section V.4.2 and in Chapter 3 and 4 of this manuscript). In order to carefully constraint our stratigraphic scale, the marine isotopic substages presented in the following discussion are those described by [Railsback et al. \(2015\)](#).

V.4.1. Coccolithophores chronostratigraphy

Coccolithophorids are the main primary producers of the world ocean's photic zone and respond to changes in the water column structure. Their composition and abundance varied through time with the physical (temperature/salinity) changes of surface water masses, and thus, in accordance to the climate variability (e.g. [Gard, 1988](#); [Gard & Backman, 1990](#); [Baumann & Matthiessen, 1992](#); [Baumann et al., 2000](#); [Giraudeau & Beaufort, 2007](#); [López-Otálvaro et al., 2019](#)). This characteristic gives a stratigraphic significance to the coccolithophorid dominance (also called acme zones) in the sediment records through time ([Figure 69](#)) ([Pujos & Giraudeau, 1993](#); [Wefer et al., 1998](#)).

21 smears were collected on the M17KC03 sedimentary core, 13 smears on the M17KC02 and 10 smears were collected from the M17KC01. The 54 smears were analysed through microscopic magnification x1,000. The identified acme zones are compiled in [Figure 70](#), providing a first stratigraphical framework.

V.4.2. Isotopic and pan-Atlantic correlations, M17KC03 stratigraphy

The M17KC03 planktonic oxygen isotopic data, first constrained by coccolithophorids acme zones, were correlated to the reference Lisiecki & Raymo (2005) LR04 benthic stack. Forty-one tie-points were used to correlate those two curves, using the Anlyseries Software (Paillard et al., 1996) (Figure 71 and 72, Table 15).

Although the correlation between the benthic LR04 $\delta^{18}O$ and the planktonic M17KC03 $\delta^{18}O$ seems graphically correct, its reliability could be questionable. In order to test the validity of this correlation, the planktonic M17KC03 $\delta^{18}O$ record was correlated in age with three other oxygen isotopic data sets from long sediment records over the North Atlantic (Figure 73): the high latitude PS1243 and MD99-2277, the medium latitude MD01-2448 and the low latitudes MD03-2705 ones (see Table 13). At the scale of our study, this comparison does not reveal major lags or leads in the compared data sets (Figure 73), stage amplitudes and durations are quite coherent, and thus makes the constructed M17KC03 stratigraphical framework acceptable.

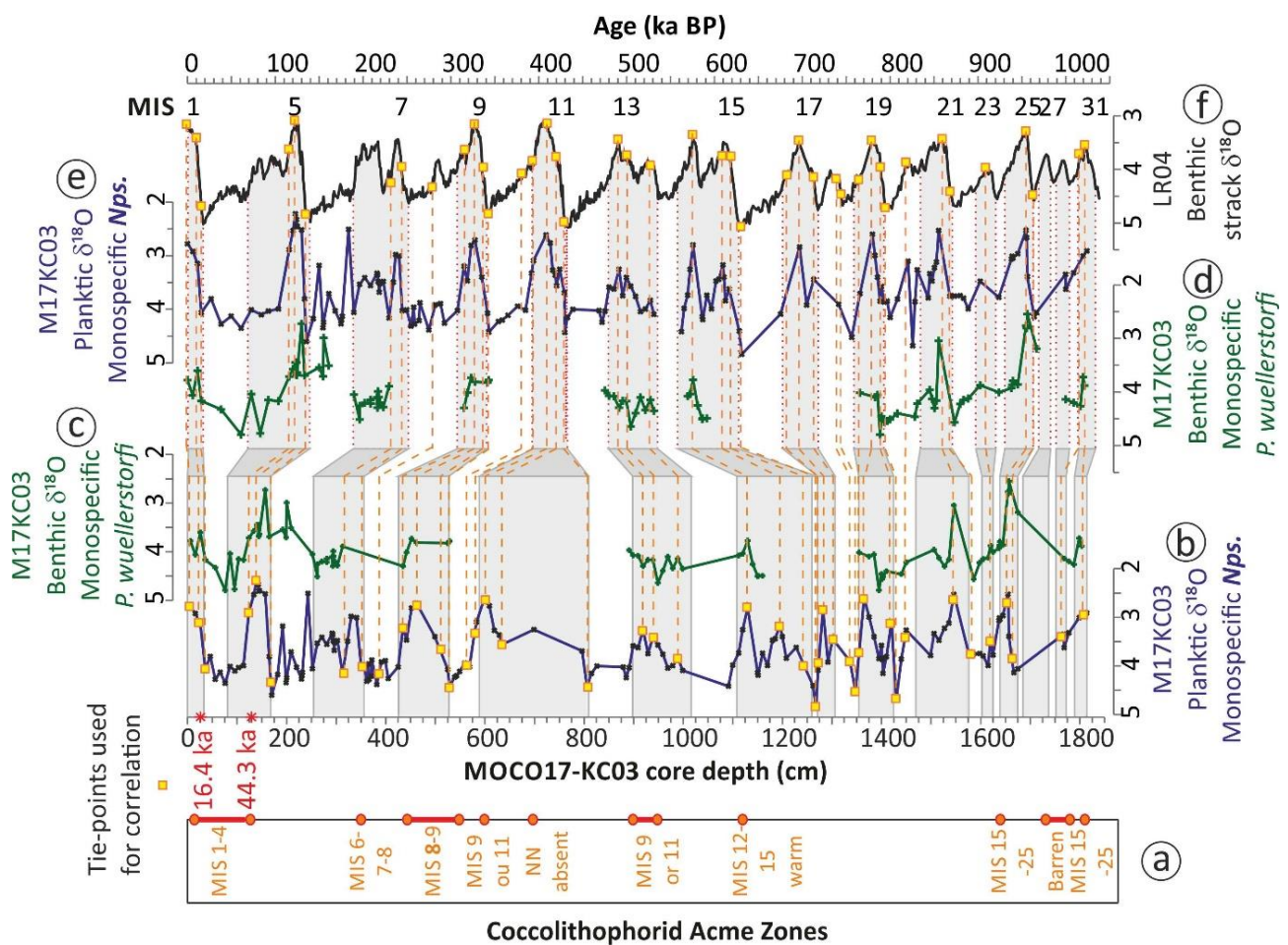


Figure 71 : M17KC03 age model based on planktonic $\delta^{18}O$ correlated with the benthic $\delta^{18}O$ stack LR04. (a) Identified Coccolithophorids acme zones. (b) M17KC03 planktonic $\delta^{18}O$ (Nps.) vs. core depth, (c) M17KC03 benthic $\delta^{18}O$ (*P. wuellerstorfi*) vs. core depth, (d) M17KC03 benthic $\delta^{18}O$ vs. age, (e) M17KC03 planktonic $\delta^{18}O$ vs. age, (f) benthic stack $\delta^{18}O$ LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005).

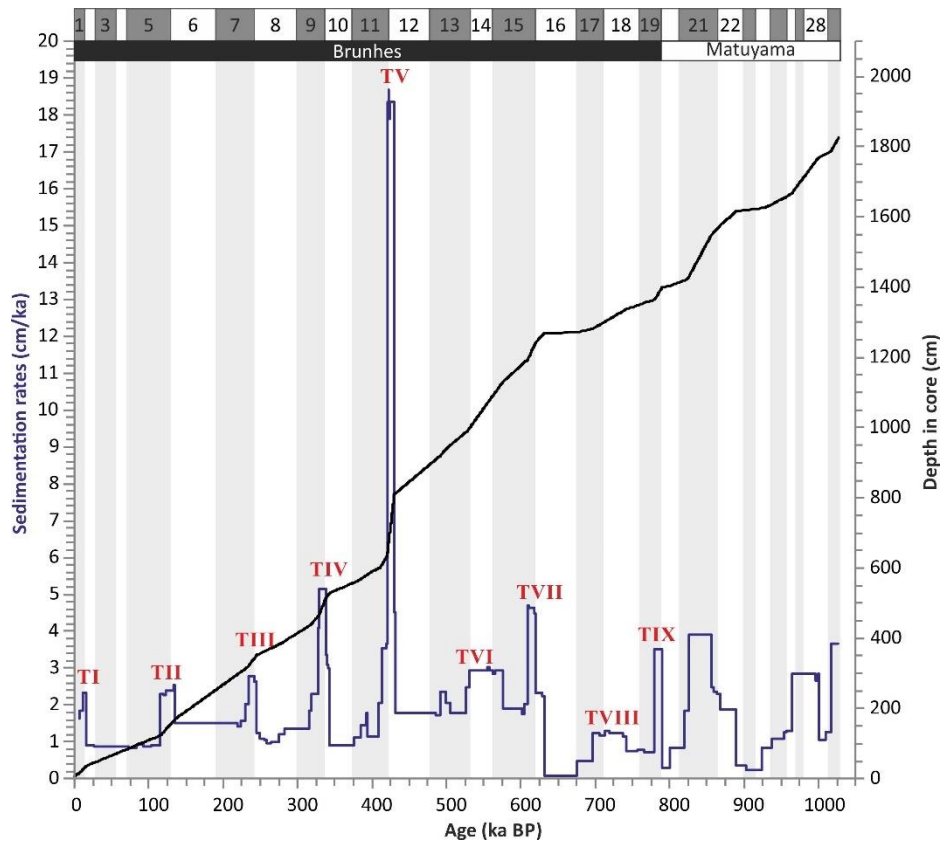


Figure 72 : Age model of the M17KC03 core. Blue curve: sedimentation rates of the M17KC03. Black curve: Age model correlating M17KC03 depth and LR04 ages

MOCO17-KC03			LR04		
Tie-points	Quote (cm)	Age (ka BP)	Tie-points	Quote (cm)	Age (ka BP)
1	6	0	21	990	528
2	24	11	22	1130	576
3	37	17	23	1196	610
4	124	116	24	1243	620
5	140	123	25	1268	631
6	170	135	26	1273	680
7	317	232	27	1282	697
8	353	245	28	1337	741
9	388	280	29	1365	780
10	436	316	30	1400	790
11	463	328	31	1403	800
12	512	337	32	1423	824
13	529	343	33	1547	856
14	564	381	34	1576	868
15	583	394	35	1617	890
16	601	411	36	1626	928
17	635	420	37	1654	954
18	810	430	38	1667	964
19	919	491	39	1769	1000
20	942	501	40	1785	1016
			41	1807	1022

Table 15 : Table presenting the forty-one tie-points resulting from the correlation of M17KC03/LR04 planktonic $\delta^{18}O$ record with the LR04 $\delta^{18}O$ benthic stack record (Lisiecki & Raymo, 2005) employing the Analyseries software.

Thanks to this exercise, the M17KC03 record thus extends up to **1,000 ka BP** (Figure 72 and 73) covering a time period at least since the end of the Marine Isotopic Stage (**MIS**) 29.

The chronostratigraphy of the core reveals an average sedimentation rate of 3.5 cm/ka. However, the sedimentation is not constant through time. Some periods of higher sedimentation rates are observed recurrently through the core, highlighting the last nine Terminations (Figure 72 and 73), since the beginning of the Brunhes period (**780 ka BP**, transition **MIS 20 - MIS 19**). The sedimentation pattern observed here suggests a higher sedimentation during deglaciations than during pleni-glacials or interglacials. The same pattern has been highlighted by Sabine et al. (in prep) in the Fram Strait area (cf. Chapter 4).

One peculiar Termination is enhanced in the core, the Termination V, between **MIS 12** and **MIS 11**, with a sedimentation rate of 18.5 cm/ka. This record points out specific palaeoenvironmental and palaeoceanographic conditions in the Nordic seas during this period (see also Bauch et al., 2000; Kandiano et al., 2012, 2016).

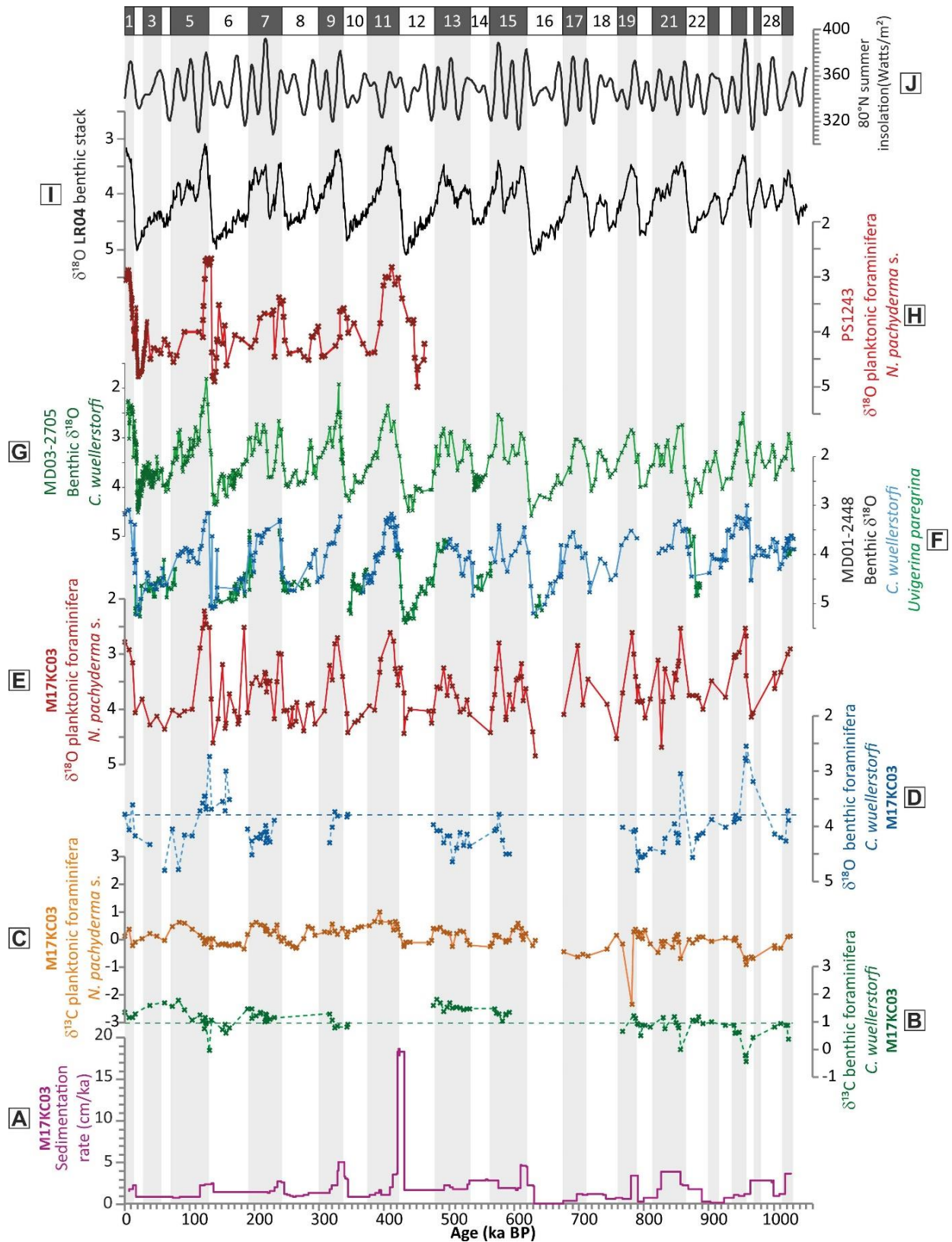


Figure 73 : Pan Atlantic comparison in between high and low latitudes. Grey bands correspond to interglacial periods from Lisiecki & Raymo, 2005. (A) Sedimentation rate of the M17KC03 (cm/ka). (B) Benthic *P. wuellerstorfi* $\delta^{13}\text{C}$ from the M17KC03. (C) Planktonic *N. pachyderma s.* $\delta^{13}\text{C}$ from the M17KC03. (D) Benthic *P. wuellerstorfi* $\delta^{18}\text{O}$ from the M17KC03. (E) Planktonic *N. pachyderma s.* $\delta^{18}\text{O}$ from the M17KC03. (F) Compilation of two benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the sedimentary core MD01-2448, Bay of Biscay, mid-latitude (blue curve for *P. wuellerstorfi*, green curve for *U. peregrina*; Toucanne et al., 2009). (G) Monospecific *P. wuellerstorfi* benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the sedimentary core MD03-2705, west-Africa, low latitude (green curve, Malaizé et al., 2012). (H) Planktonic *N. pachyderma s.* $\delta^{18}\text{O}$ from the PS1243 (Bauch et al., 2000). (I) $\delta^{18}\text{O}$ LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (J) Summer insolation at 80°N (Laskar et al., 2004).

V.4.3. Core-to-core correlation, M17KC01 and M17KC02 stratigraphy

Three different proxies are used for a depth to depth correlation between the dated M17KC03 sediment core and the M17KC01 and M17KC02 sediment cores (see *Chapter 3*), generating respectively 14 and 13 tie-points ([Table 16](#) and [Figure 74](#)).

Pointers	Reference Core	Correlated cores	
	M17KC03	M17KC01	M17KC02
	Core depth (m from top)	Core depth (m from top)	Core depth (m from top)
1	0.04	0.04	0.04
2	0.23	0.21	0.47
3	0.79	0.67	1.56
4	2.56	2.19	3.80
5	4.75	4.26	6.00
6	5.55	5.26	6.92
7	6.47	6.04	8.01
8	7.08	6.72	8.51
9	7.70	7.01	9.01
10	8.03	7.38	9.34
11	8.23	7.73	9.56
12	8.82	8.39	9.73
13	9.22	8.67	10.61
14	9.75	9.14	

Table 16 : Tie-points used for correlating M17KC03 with the two other MOCOSED 2017 cores.

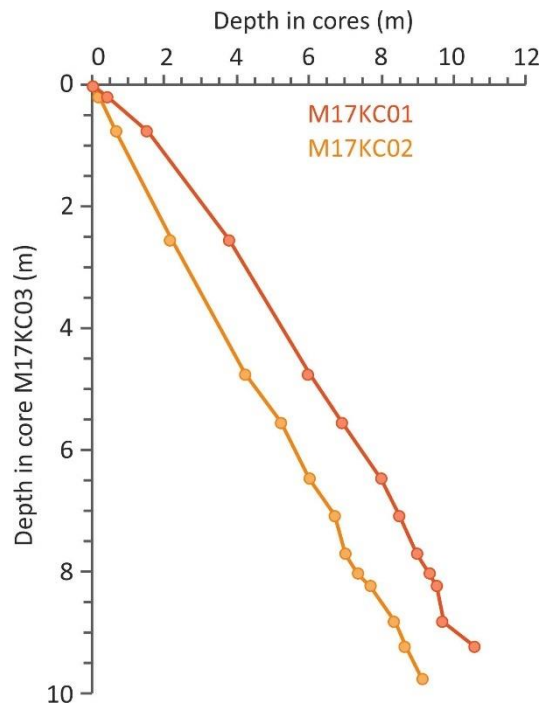


Figure 74 : Depths in cores M17KC01 and M17KC02; using the 14 tie-points with reference to their depth in core M17KC03.

The first used, the Ca/sum ratio, shows a very good match between the three sediment cores (Figure 75). A very high peak of Ca/sum is identified around 5-7 m depth in the cores M17KC03, M17KC02 and M17KC01. The Coccolithophorids Acme Zones locate this positive excursion between the MIS 11 and 9.

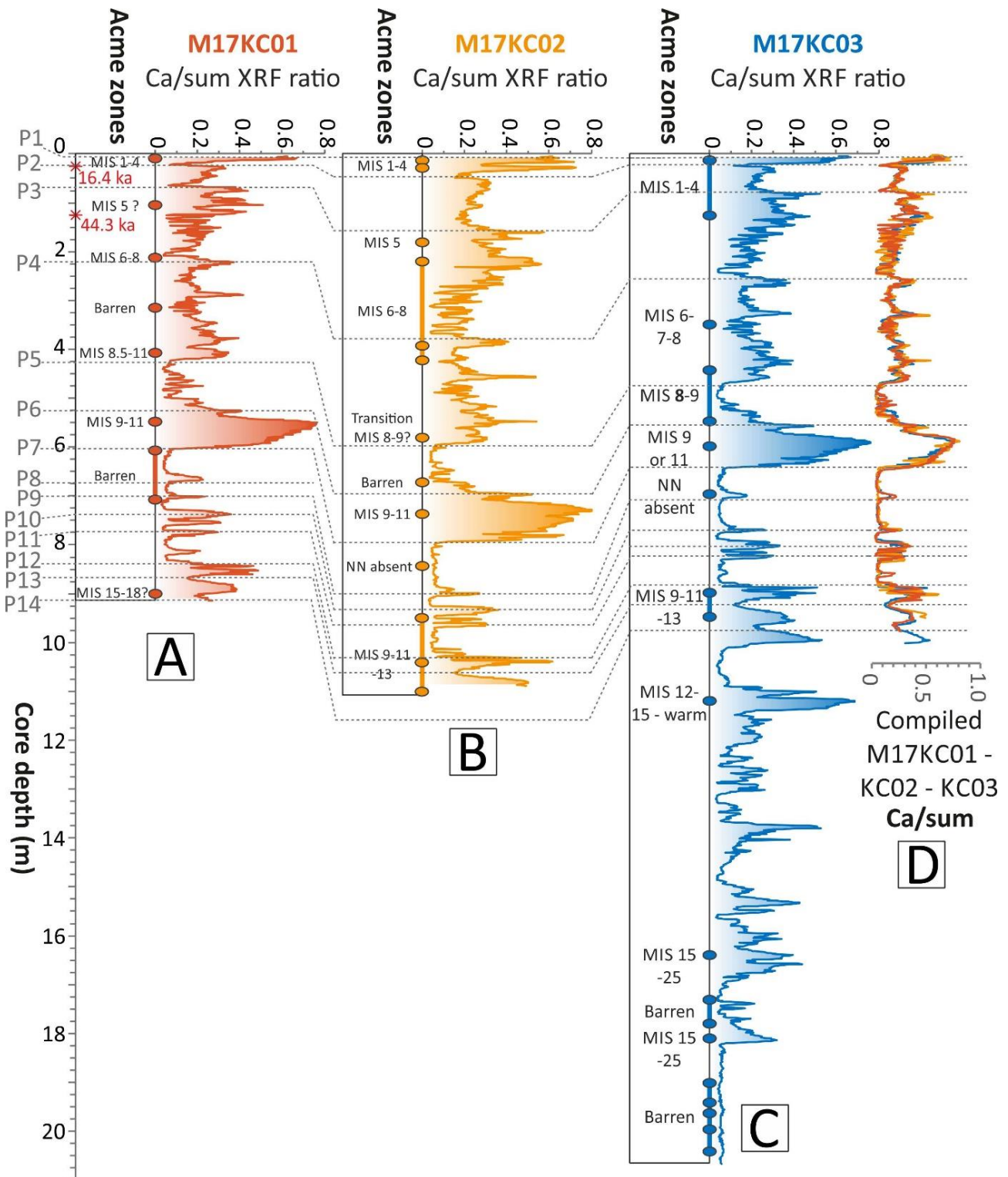


Figure 75 : Ca/sum XRF records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones are presented on the left side of each curve. (A) Ca/sum in M17KC01 (red curve). (B) Ca/sum M17KC02 (orange curve). (C) Ca/sum in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Stack Ca/sum in cores M17KC01, M17KC02 and M17KC03 vs. core depth in reference core M17KC03.

Chapman & Shackleton (1998), Bauch et al. (2000), and Debret et al. (2011), among others, demonstrated the importance of the lightness (L^*) as a paleoclimatic indicator with whitest sediments marking warmest periods and darkest sediments marking coldest ones. Here, this parameter depicts good match for the three southern cores (Figure 76). The coccolithophorids acme zones MIS 6-8, around 4-3 m depth, presents a low L^* , indicative of dark sediments, whereas the coccolithophorids acme zones MIS 9-11, around 6 m depth in sediment, presents very high L^* values, characteristic of whiter sediments.

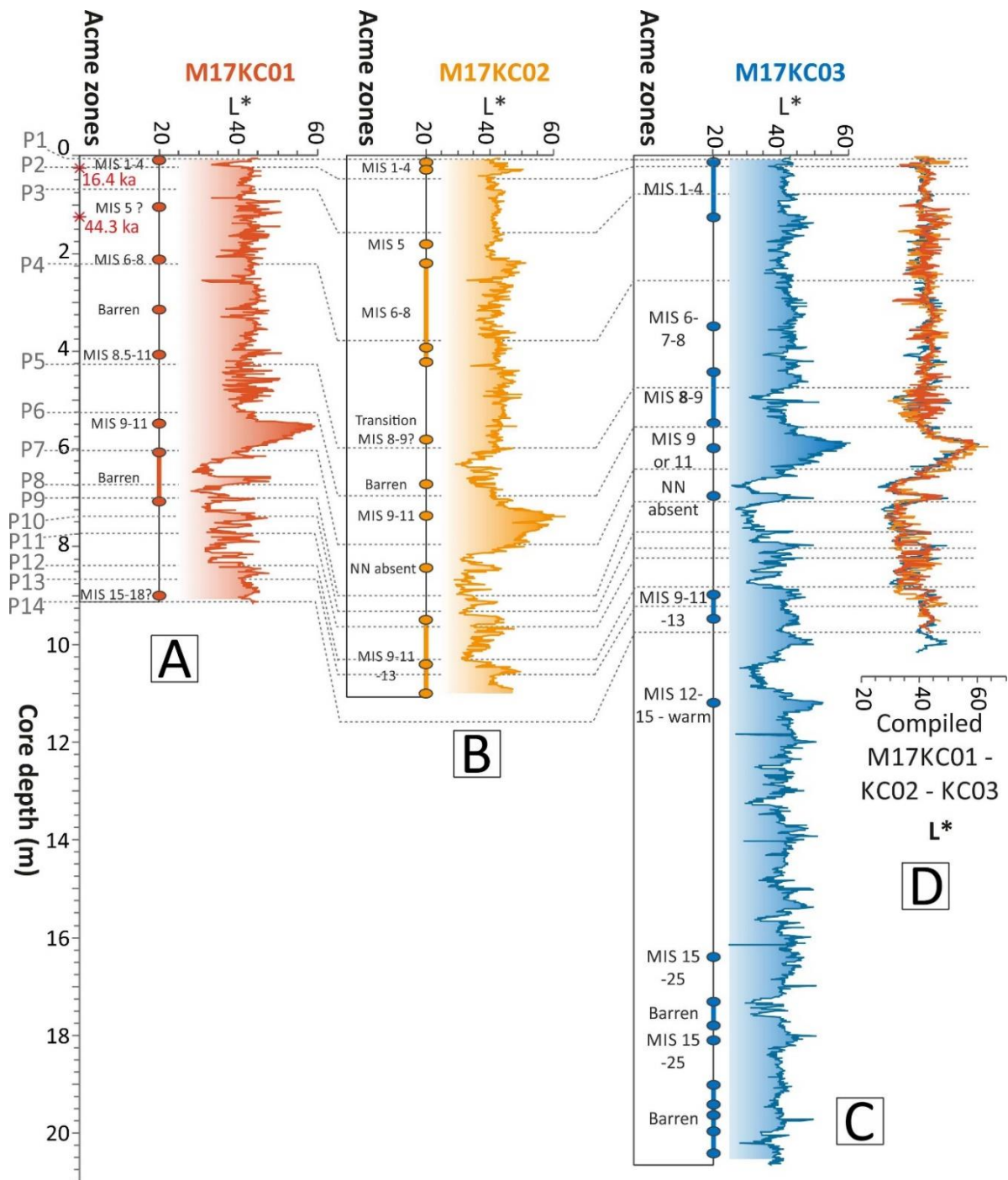


Figure 76 : Lightness L^* records from the three MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones are presented on the left side of each curve. (A) Lightness L^* in M17KC01 (red curve). (B) Lightness L^* in M17KC02 (orange curve). (C) Lightness L^* in M17KC03 (blue curve, reference curve). (D) Compilation of the three firsts sedimentary s (M17KC01, M17KC02 and M17KC03) presented here in correlated depth.

Finally, planktonic foraminifera count, in this article depicted by their absolute abundances in the sediment (number of specimens per gram of dried sed.), reveal a very good regional consistency (Figure 77). Some coherent peaks are identified through the cores. Around 2-1 m depth in the sediment, a positive peak is dated from MIS 5 according to the coccolithophorids acme zones, and the strongest abundance peak, around 6 m depth, marks the coccolithophorids acme zones MIS 9-11.

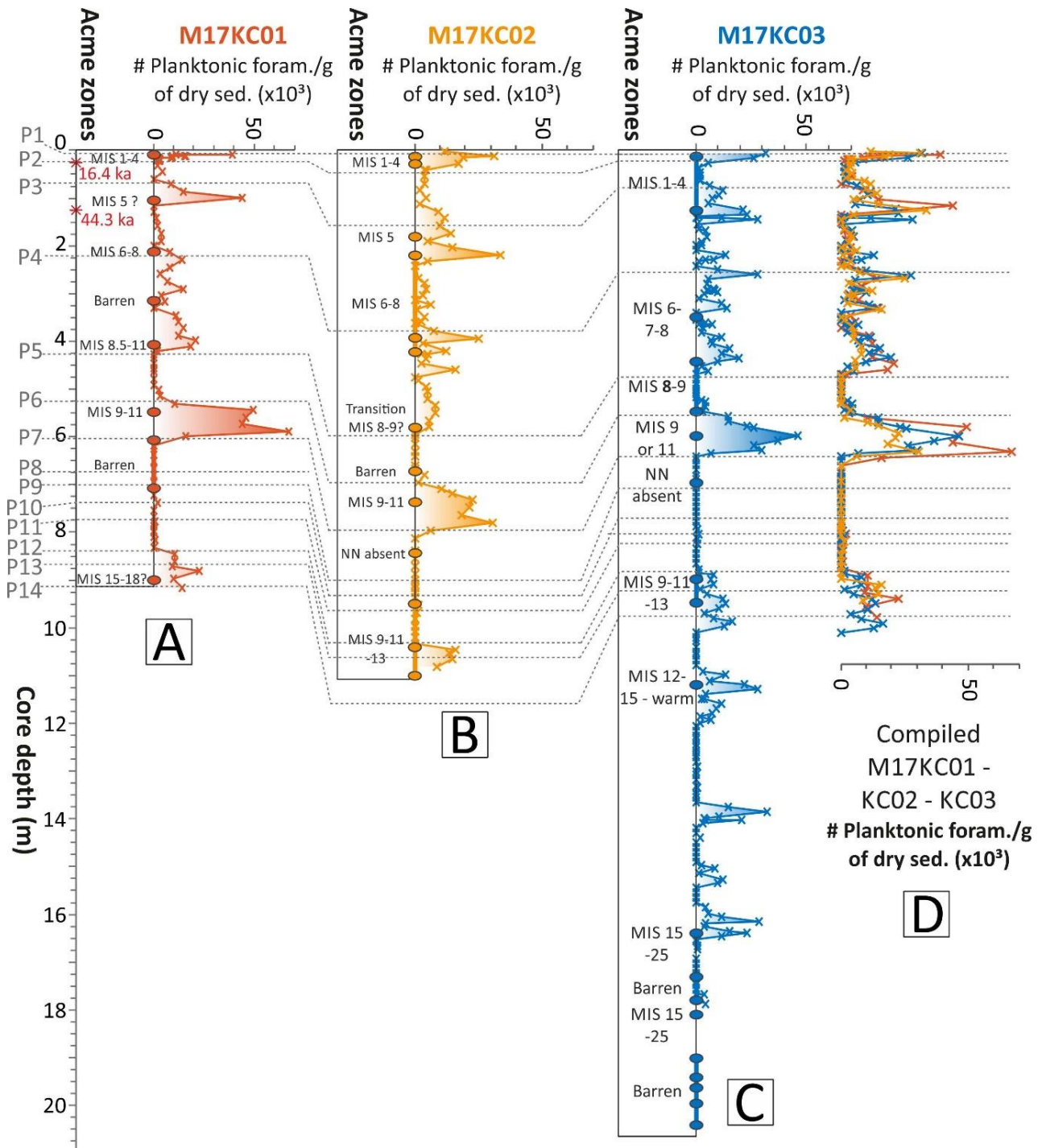


Figure 77 : Planktonic foraminifera counting per gram of dry sediment (#Plank./g) records from the five MOCO17 sedimentary cores. Correlation (dashed lines) are based on the 14 tie-points (P1, P2...) listed on the left of the figure. The coccolithophorids acme zones are presented on the left side of each curve. (A) #Plank./g in M17KC01 core (red curve). (B) #Plank./g in M17KC02 core (orange curve). (C) #Plank./g in M17KC03 core (blue curve, reference curve). (D) Stack of the three southern sedimentary cores vs. core depth in reference core M17KC03.

The sediment cores M17KC01 and M17KC02 register the last 520 ka BP of sediment deposition in the Nordic seas. Their sedimentation rates vary from <1 cm/ka during glacial and interglacials to 23 cm/ka during deglaciations. The three MOCOSSED 2017 cores present the same deglaciation pattern for the last 500 ka BP, with the higher sedimentation rate during the Termination V, and the four following terminations present a decreased sedimentation rate (Figure 78).

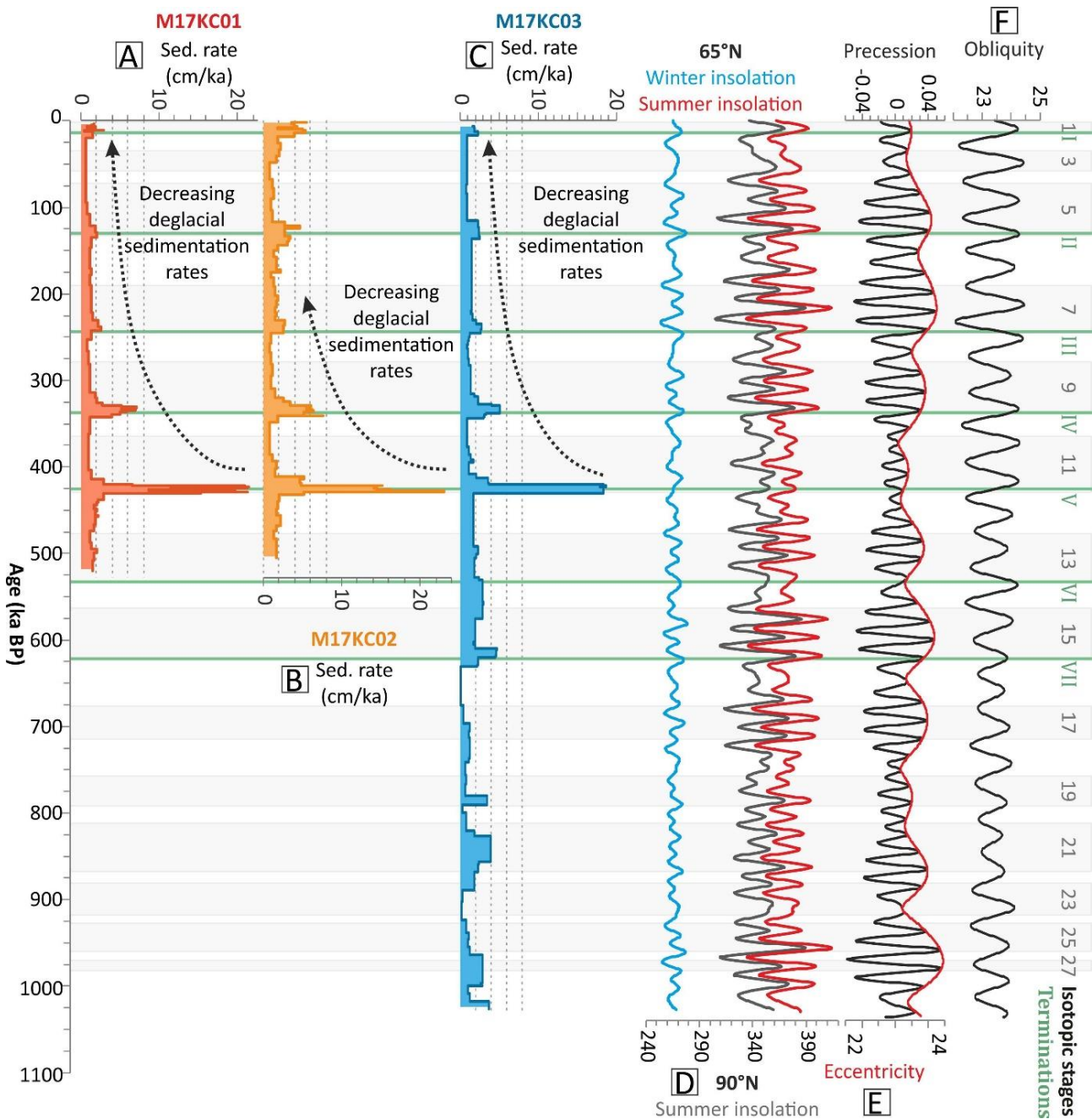


Figure 78 : Sedimentation rates within the three sediment cores from MOCOSSED 2017. (A) Sedimentation rate in M17KC01. (B) Sedimentation rate in M17KC02. (C) Sedimentation rate in M17KC03. (D) Winter insolation at 65°N (light blue curve, from Laskar et al., 2004) and summer insolation at 65°N and 90°N (respectively red curve and dark grey curve, from Laskar et al., 2004). (E) Precession parameter (black curve) and eccentricity parameter (red curve) from Laskar et al., 2004. (F) Obliquity parameter (black curve) from Laskar et al., 2004.

V.5. Results and observations

The three cores show heterogeneous sedimentation rates ranging between <1 and 23 cm/ka. The strongest sedimentation rates are observed for Glacial/Interglacial transitions (Termination V = 18 to 23 cm/ka, Termination IV = 5 to 8 cm/ka). Thus, Terminations are represented by thicker sediment levels in the cores. Conversely, glacial periods are starved (<1 cm/ka) as observed in the Central Arctic (Spielhagen et al., 1997; Jakobsson et al., 2000).

V.5.1. Calcium carbonate in the M17KC03 sediment core

As often in polar waters, the MOCOSED 2017 sediment cores have a low calcareous microfossils content (e.g. Chauhan et al., 2014; Bylinskaya et al., 2016; Falardeau et al., 2018). This low content can be explained by several processes occurring in the Nordic seas, such as dissolution processes occurring in the water column and at the sediment interface, but also by the recurring very harsh sea-surface conditions (Spielhagen et al., 2005) which limit the pelagic and benthic carbonate production (e.g. Müller & Stein, 2014). During seasonal sea-ice formation, brines are rejected, producing dense, highly saline, O₂- and CO₂-rich water masses which sink to the bottom and reinforce dissolution of the biogenic calcite (Knies et al., 1998; Ivanov et al., 2004). Dissolution occurs by a natural reaction between CO₂ in the ocean and the biogenic CaCO₃ contained in the water column and at the sea-floor. The chemical reaction is time dependant of the rate of dissolution of the benthic calcite (Morse, 1978; Boudreau et al., 2012).

One question is thus to determine if the calcium content obtained from **XRF** measurements can be compared to calcium carbonate content. In order to answer this question, nineteen points were selected on the M17KC03 core and the calcium carbonate content was measured. The results are correlated with the **XRF** calcium data, giving a good correlation (Figure 79), which suggests the Ca content is essentially carried by the calcium carbonate.

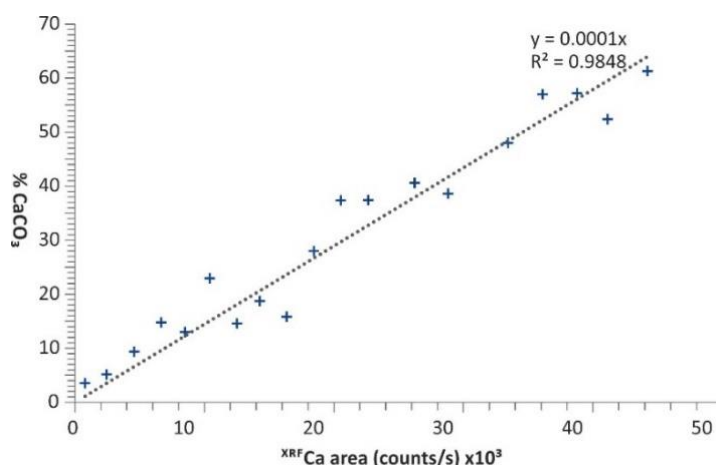


Figure 79 : M17KC03 calcimetric measurements correlated with the Ca data.

Using those results, a conversion has been done on the **XRF** calcium data to obtain a calcium carbonate content for the full-core (**Figure 80**). The high Ca and CaCO₃ levels are interpreted as warm periods, and thus, interglacials following previous works in the boreal basins (e.g. [Hebbeln et al., 1998](#); [Zamelczyk et al., 2012](#); [Müller & Stein, 2014](#); [Falardeau et al., 2018](#)).

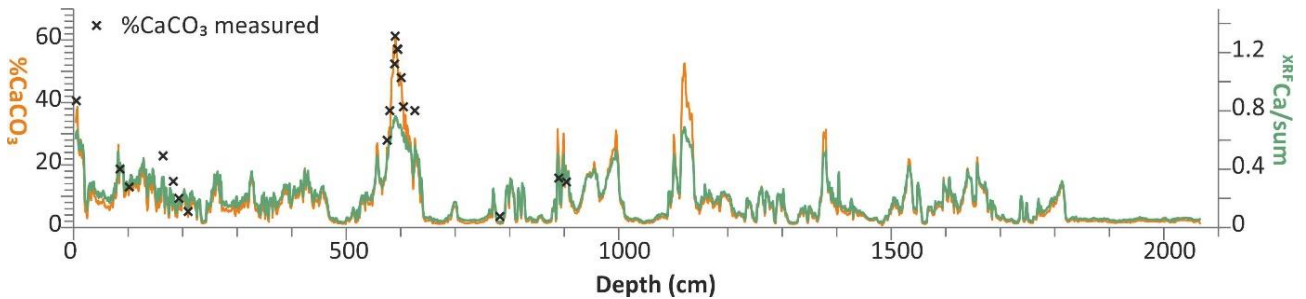


Figure 80 : Orange curve: percentage of calcium carbonate calculated from the correlation between the calcimetric measurements and the Ca counts. Black curve: M17KC03 Ca/sum.

V.5.2. Grain size distribution

The three M17KC01, M17KC02 and M17KC03 cores content is lower than 8% carbonates and the average median grain-size is 8.7 μm for the three cores. Those data indicate the cores are mostly composed of siliciclastic sediments. Regarding the three sediment cores, on average, 11% of the sediment is represented by sand, 33% are silts, and 56% are clay (**Figure 81.A**), which indicates dominant silty-muddy facies.

The global sedimentation overview of the three cores presented in **Figure 81.B** is obtained by the treatment of the Microgranulometric MasterSizer data. For each measured sample, the highest percentage fraction is equated as the “first mode” of the granulometric frequency curve of the sample. By calculating each "first mode" recurrence percentage, a synthetic frequency curve is obtained, as presented in **Figure 81.B** for each core. This core representation gives a first approach to interpret the hydrologic and sedimentary transfer processes occurring during deposition. Thereby, the finest particles (1-10 μm , clayey sediment in grey on **Figure 81.B**) represent mostly decantation processes. The silty sediment (10-60 μm , yellow on **Figure 81.B**) can be brought to the sea-floor essentially following two main processes: (1) bottom current inflow and/or (2) hemipelagic decantation. The fine to medium size sand (60-300 μm , brown on **Figure 81.B**) can be brought to the sea-floor following three main processes: (1) bottom current inflow, (2) hemipelagic decantation, with large microfossils and/or (3) glacial transport by sea-ice and icebergs. Finally, the coarsest sands (>1,000 μm) are brought to the deep-sea by (1) glacial transport, and (2) hemipelagic decantation, with very large microfossils.

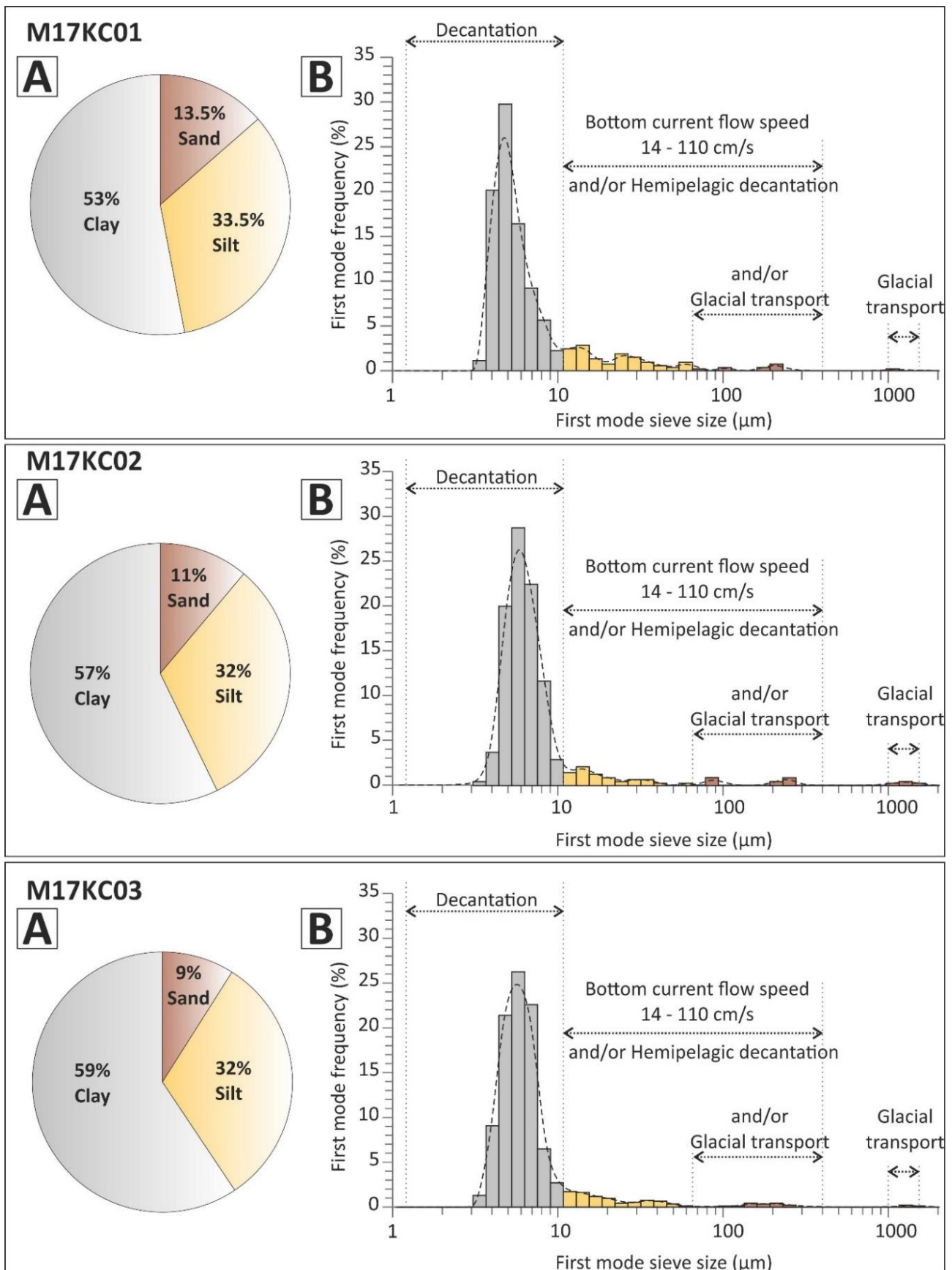


Figure 81 : Global overview of the microgranulometric analysis of the sedimentary cores M17KC01, M17KC02 and M17KC03. (A) The diagram showing the proportion of the three main sedimentary classes for each core. (B) Frequency of the principal modes, using each sample of the cores. Grey: clay, yellow: silt, brown: sand.

V.5.3. Sedimentary facies and sediment description

Since the 1960s, lithofacies have been described in the Nordic Seas. Their distribution pattern is interpreted in terms of glacial-interglacial periods, tracing the Nordic Seas palaeoclimatic and palaeoceanographic history (e.g. [Henrich et al., 1989](#); [Wagner & Henrich, 1994](#); [Chauhan et al., 2016](#)). Main sedimentological properties studied in the high latitude seas are carbonate content, terrigenous content, the amount of subpolar planktonic and benthic foraminifera, the amount, nature and morphology of dropstones (>250 µm and/or > 400 µm and/or > 1,000 µm and/or > 2,000 µm), the grains size analysis, and the colour of the sediment (e.g. [Bauch et al., 2000](#); [Helmke et al., 2002](#); [Andrews & Cartee-Schoolfield, 2003](#); [Chauhan et al., 2016](#); [Bylinskaya et al., 2016](#)). Thus, the surface water carbonate production, the sea-ice cover, the IRD and drifting iceberg inputs, the ice-margin vicinity, the intensity of the bottom currents and the bottom-sea oxygenation can be estimated.

[Henrich et al. \(1989\)](#), [Wagner & Henrich \(1994\)](#) and [Dahlgren & Vorren \(2003\)](#) developed a multiparameter sediment classification system for pelagic and glacimarine deposits in the Nordic Seas. Their classification is based on sediment cores from the mid-Norwegian slope and the Vøring Plateau, in water depth shallower (>1,100 mwd) than the sedimentary core M17KC01, M17KC02 or M17KC03. [Howe et al. \(2007\)](#), [Chauhan et al. \(2016\)](#), [Szybor & Rasmussen \(2017\)](#) and [Osti et al. \(2017\)](#) described sedimentary facies from the western Svalbard margin, in water depth ranges between 400 and 2,200 mwd. Hence, the sedimentary facies presented in the following sections are adapted from their classification and descriptions. Those facies are also in the continuity of the work done for the sediment core M17KC15, retrieved in the central Fram Strait (cf. *Chapter 4*, [Sabine et al., in prep](#)). Thus, the sedimentary facies (SF) families SF1, SF2, SF3 and SF4 presented in this study correspond to the facies described in the central Fram Strait. The nomenclature established in this study will follow the one proposed for the Fram Strait area.

In the three cores, the main sedimentation is composed of sparse grains (from silts to pebbles) interpreted as ice-rafted debris (IRD) floating in a muddy matrix. The detrital grains > 1,000 µm are composed of detrital carbonates, quartz, feldspars, basalts, granit, shale, ophiolite/serpentine, slate, coal, and sandstone.

Five main sedimentary facies families are recognized in the three cores M17KC01, M17KC02 and M17KC03. They all display specific characteristics which were also analysed at a micrometric scale using the thin sections of sediment.

V.5.3.1. Thermohaline-driven geostrophic contour current deposits, sedimentary facies family SF1

(1) The sedimentary facies SF1b is composed of strongly bioturbated muddy sediments, enriched in calcareous microfossils and containing sparse to absent IRD ([Figure 82](#) and [83](#)). The XRF data record generally

high Ca/sum levels. (2) The sedimentary facies **SF1c** is composed of a silty base to a very fine sand base of sediment, with a negatively graded granularity until a maximum grain size and followed by a positively graded granularity (Figure 82). The **XRF** data record high S/sum ratio, and higher values of Fe/Ti ratio for the coarser part of the contourite, indicative of higher terrigenous inputs than for the ambient sedimentation. The sediments are highly bioturbated, enriched in calcareous microfossils and contain sparse to absent **IRD** (Figure 82 and 83).

The contouritic facies is characterised by two main contouritic types in the southern Nordic seas. The sedimentary facies **SF1b**, corresponding to **muddy contourites**, and the sedimentary facies **SF1c**, corresponding to **silty to muddy contourites**. The **SF1b** and **SF1c** are recorded recurrently in the cores.

For both **SF1b** and **SF1c**, the magnetic susceptibility values are high. The granulometric frequency curves indicate a polymodal grain size spectrum with two modes, one in the clayey sediment and the second in the coarse silt to very fine sand sediments (Table 17, Figure 82.J and 83.J), which implies a multi-process deposition context. The intense bioturbation suggests strong benthic bioactivity associated with well-oxygenated and nutrient-rich bottom-sea conditions, compatibles with contour currents (Stow & Holbrook, 1984; Mulder et al., 2003; Ducassou et al., 2018). **The SF1b is thus interpreted as a muddy contourite. The SF1c is thus interpreted as a silty-mud contourite.**

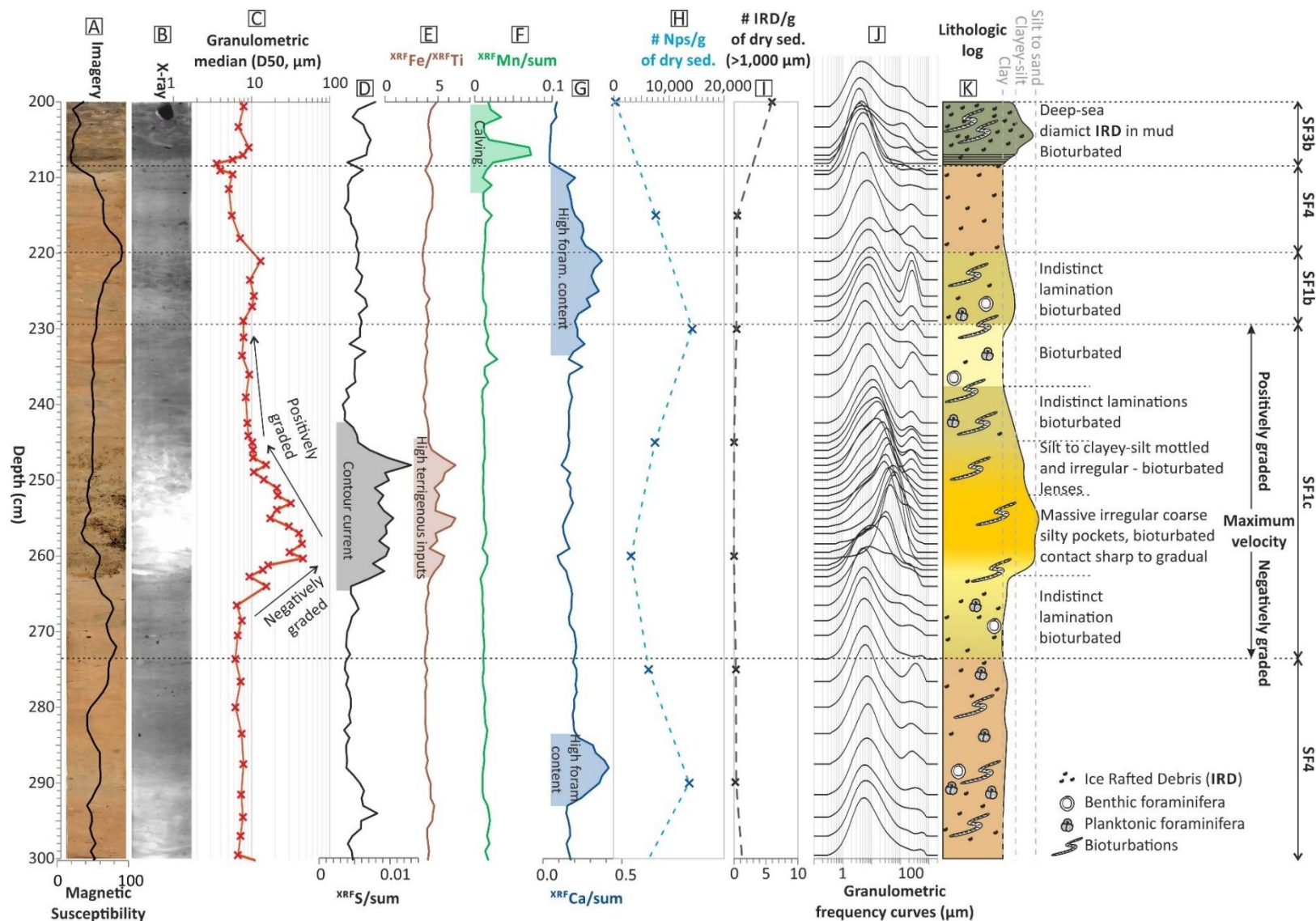


Figure 82 : Contouritic facies **SF1b** and **SF1c** recorded in the M17KC01 sediment core. (A) Imagery. (B) X-ray imagery. (C) Granulometric median. (D) S/sum ratio. (E) Fe/Ti ratio. (F) Mn/sum ratio. (G) Ca/sum ratio. (H) Planktonic foraminifera **Nps** counts per gram of dry sediment. (I) **IRD**>1,000 μm count per gram of dry sediment. (J) Granulometric frequency curves. (K) Lithologic log and its description. **DSD**: Deep-Sea Diamict. **IRD**: Ice-Rafted Debris.

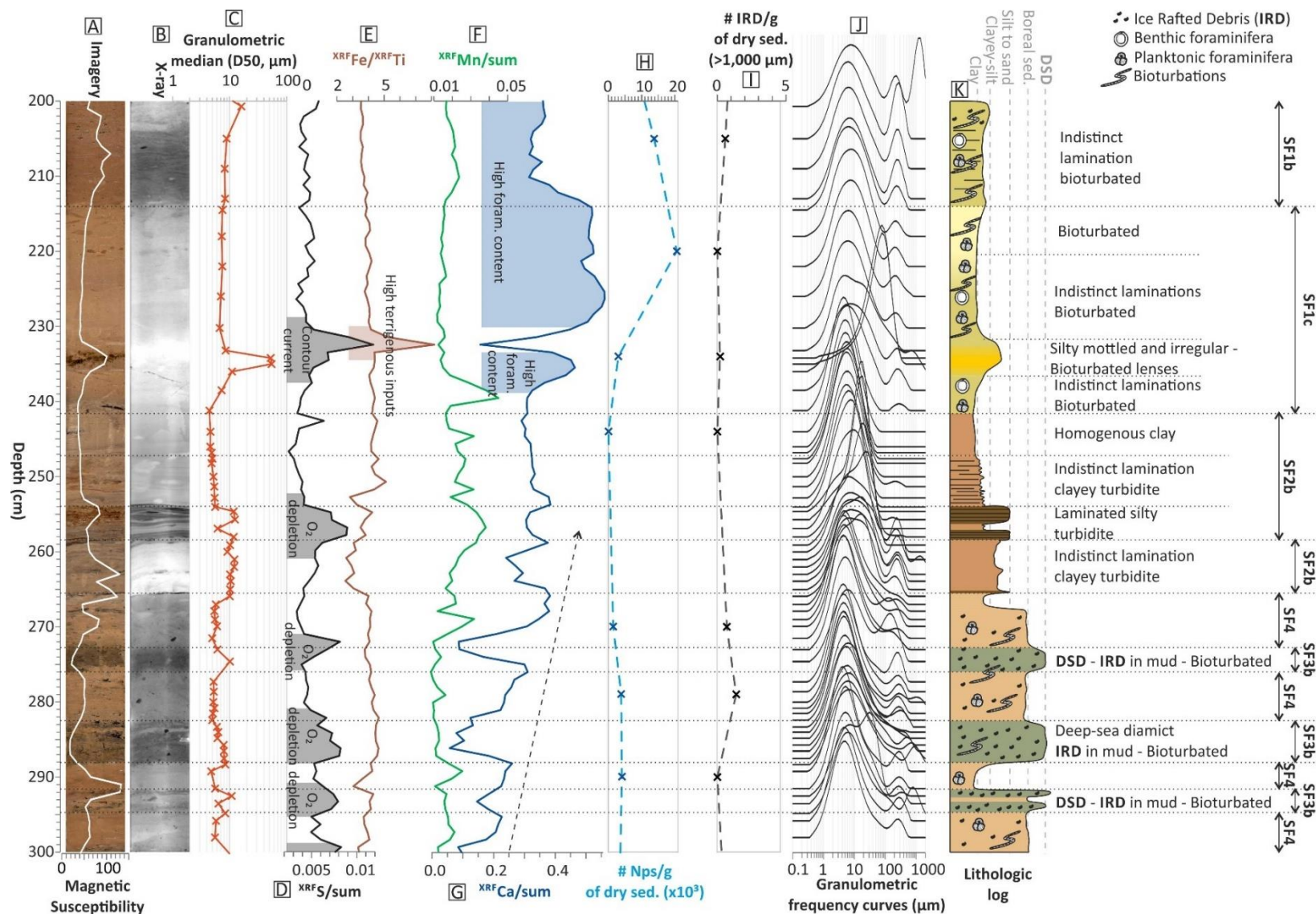


Figure 83 : Turbiditic facies **SF2b** and contouritic facies **SF1b** and **SF1c** recorded in the M17KC02 sediment core (A) Imagery. (B) X-ray imagery. (C) Granulometric median. (D) S/sum ratio. (E) Fe/Ti ratio. (F) Mn/sum ratio. (G) Ca/sum ratio. (H) Planktonic foraminifera **Nps** counts per gram of dry sediment. (I) **IRD**>1,000 μm count per gram of dry sediment. (J) Granulometric frequency curves. (K) Lithologic log and its description. **DSD**: Deep-Sea Diamict. **IRD**: Ice-Rafted Debris. Debris.

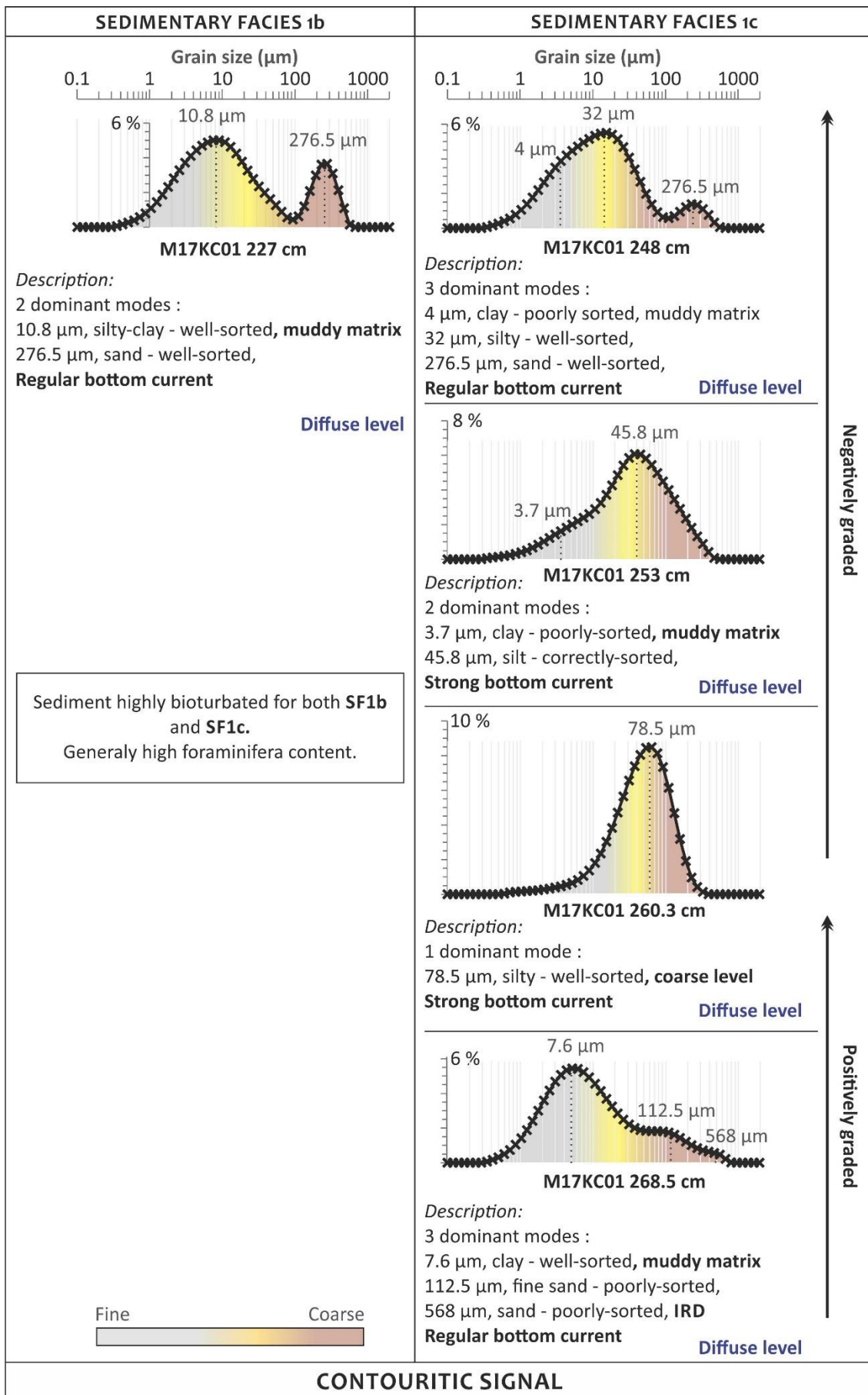


Table 17 : Sedimentary facies 1 description for the southern Nordic seas.

V.5.3.2. Gravity flow deposits, sedimentary facies family SF2

Several levels in the cores are composed of a sharp base eroding the underlying sediments. The sediments above the sharp base are composed of positively graded silty-sand to clayey-silt sediment. Those sediments are coarser than the ambient sedimentation, often laminated, calcareous microfossils- and bioturbation-free. The muddy levels highlighting those coarse erosive sediments are often indistinctly laminated, always calcareous microfossils-free and visually water-rich compared to the ambient sediments. The sandy to silty turbidites are enriched in S/sum compared to the rest of the sediment, implying an oxygen depletion in the sediment while the deposition. **Those deposits are interpreted as silty to muddy turbidites** (Figure 83 and 84, Table 18). The Figure 84 highlights a silty to muddy turbidite developing a partial Bouma sequence, with the terms Tb to Te well expressed in the sediment.

The turbidites are thin, <1 to 8 cm-thick. Those deposits imply the influence of turbidity currents in the Norwegian basin and in the Jan Mayen Fracture Zone vicinity. Four main sources of supplies can be hypothesized for the M17KC03: the Jan Mayen plateau and island (west-north-west), the fracture zone shoals (north), the Norwegian margin (east-south-east) and the Icelandic margin (south). The position of M17KC03 (Figure 68), on the Jan Mayen slope, strongly suggests a protection of the area from the Norwegian and Icelandic margins. The geomorphology of the area makes us hypothesize the sources of turbidity currents from the Jan Mayen margin (west-north-west), and from the Jan Mayen Fracture Zone (north). The M17KC02 is close to the aseismic **JMFZ** and the Jan Mayen ridge, which can be the two major sediment source supplies. The M17KC01, in the Norwegian basin, has probably a western source of turbiditic deposits, from the North Iceland sea.

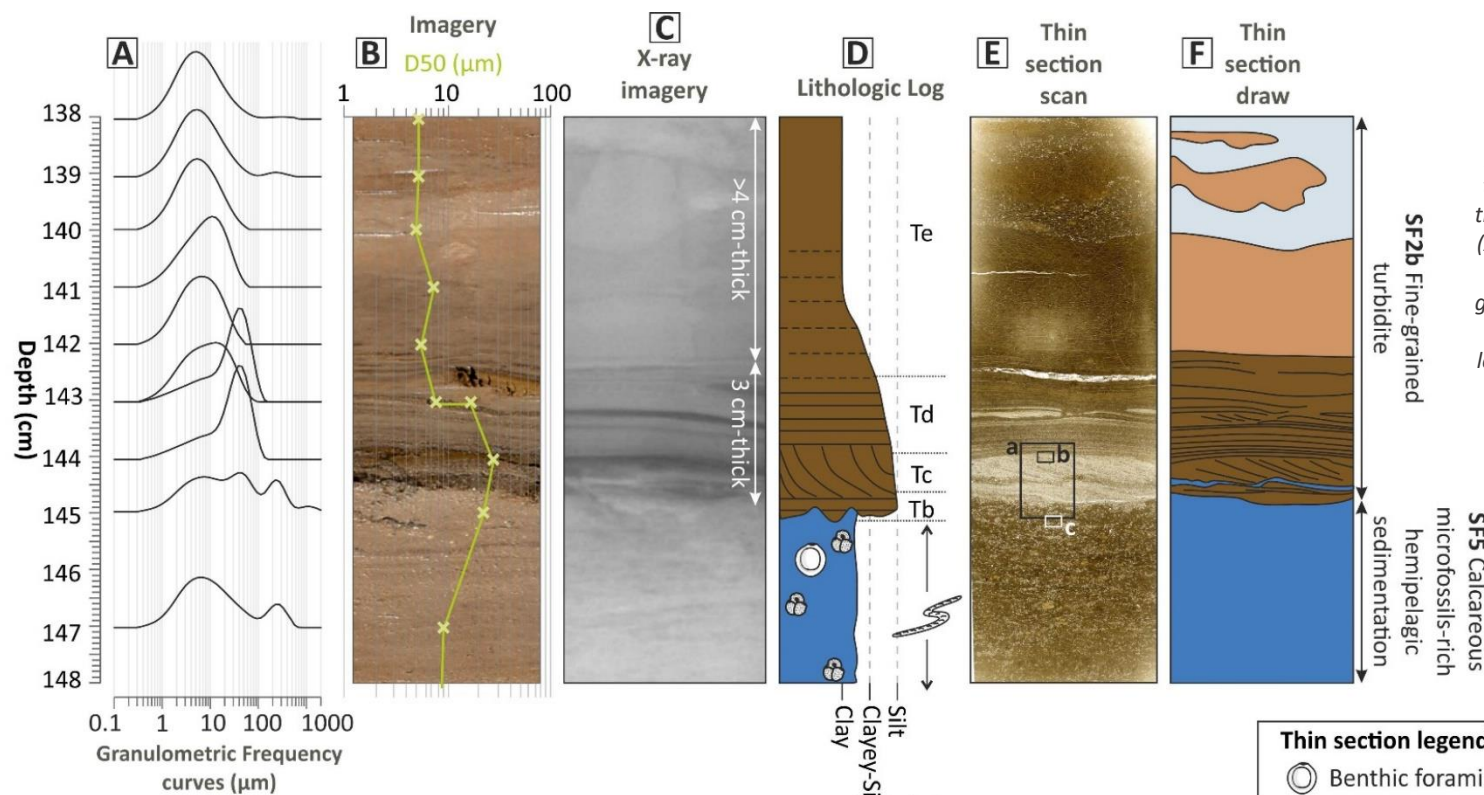
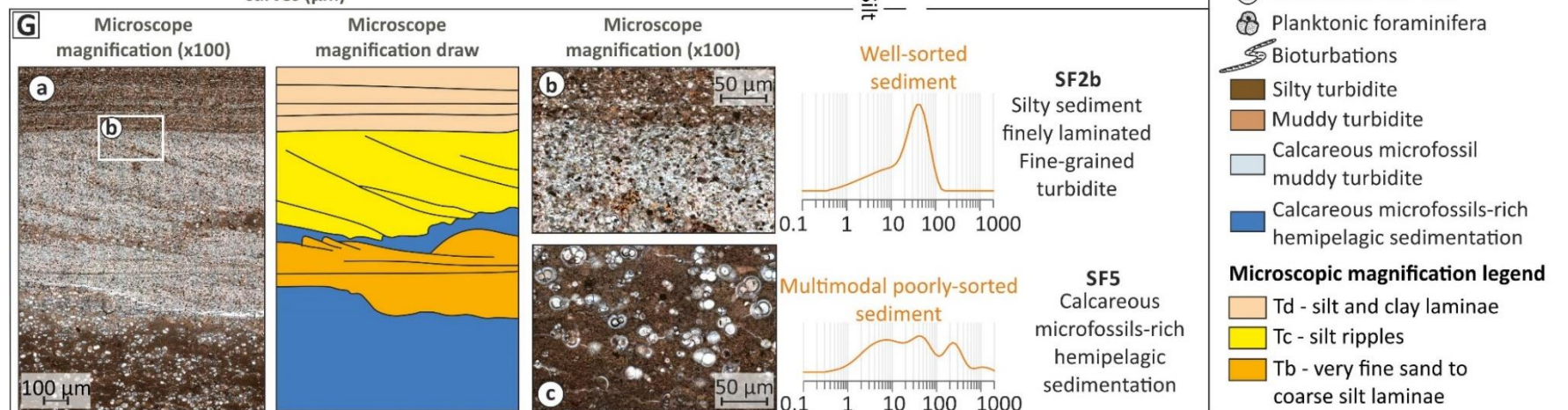


Figure 84 : Sedimentary facies SF2b, silty to muddy turbidite. Thin section from the M17KC03 sediment core. (A) Granulometric frequency curves. (B) Imagery and granulometric median. (C) X-ray imagery. (D) Lithologic log. (E) Thin section scan. (F) Thin section draw. (G) Magnifications.



V.5.3.3. Deep-sea diamict, sedimentary facies family SF3

The **SF3** family is divided in two sedimentary facies. The **SF3a** is composed of a very dark to black sediments, enriched in numerous **IRD** of various size and nature, and foraminifera depleted. It is composed of dark grey sandy muds with a high sandy clast content (Figure 85 and 86). This facies registers low magnetic susceptibility values. It presents high S/sum ratio, which, associated to the very dark sediment colour and to the absence of microfossils or bioturbation, suggests very low oxygenated condition at the sea-floor and thus a stratified water column, without convection or bottom current over the studied site. This facies is also composed of high Mn/sum values, which is interpreted as a strong calving event marker. The high amount of **IRD**, combined with a stratified water column, suggest a thick meltwater layer at the surface with numerous drifting and melting icebergs. **This SF3a is interpreted as a dark deep-sea diamict, associated to intense deglaciation phases.**

The **SF3b** is frequent in the cores, and is composed of dark brown sandy muds with a high sandy clast content and rare to absent foraminifera. The base of the level is sharp, the top is irregular and highly bioturbated. **SF3b** corresponds to the upper part of the thin section presented on Figure 87, between 1,234 and 1,229 cm depth and is identified in green on figures 82 and 83. Even if this sedimentary facies is recorded during interglacials, it is more common during glacials. As for the **SF3a**, the **SF3b** records low magnetic susceptibility values, and high values of S/sum ratio (Figure 83), interpreted as oxygen depletion to the bottom-sea. The absence of calcareous microfossils, the sharp base but bioturbated top of the level, and the very high amount of detrital clast (**IRD**) indicate very harsh surface conditions, with numerous melting icebergs over the area and meltwater invading sea-surface layers. Then, bioturbations are abundant, reworking the dark sediments. It is interpreted as the establishment of more favourable bottom-sea conditions, with active benthic-life. **The SF3b interpreted as a brown deep-sea diamict, associated to less intense deglaciation phases than SF3a and a swift return to favourable life-conditions to the bottom-sea.** Interestingly, several levels present high Mn/sum ratio, which is interpreted as a strong calving signature (Figure 82, top). It is interpreted in term intensity of the deglacial phase recorded, and of the meltwater surface layer influence to the bottom-sea sedimentation.

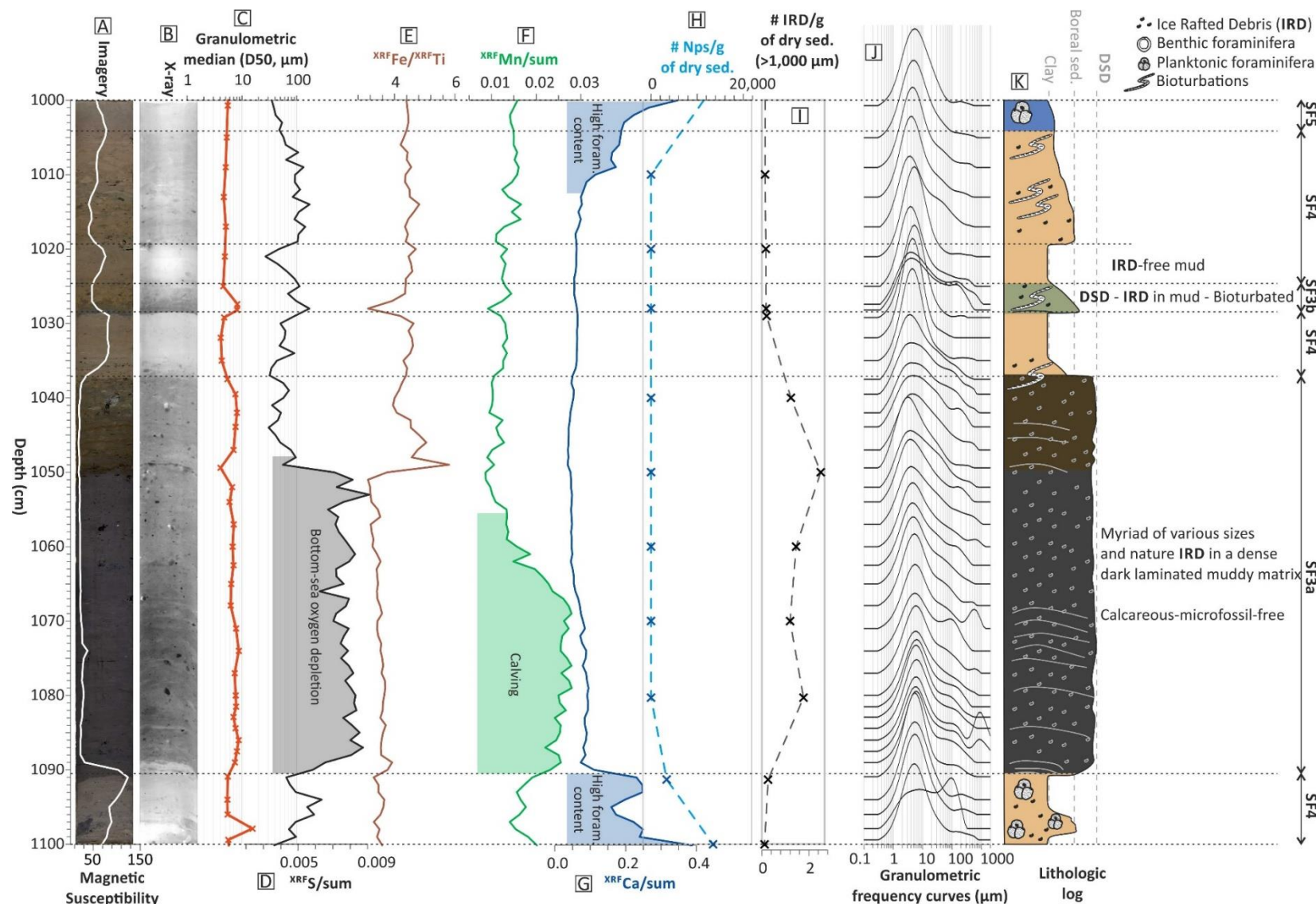


Figure 85 : Deep-sea diamicct SF3a recorded in the M17KC03 sediment core. (A) Imagery and magnetic susceptibility curve. (B) X-ray imagery. (C) Granulometric median. (D) S/sum ratio. (E) Fe/Ti ratio. (F) Mn/sum ratio. (G) Ca/sum ratio. (H) Planktonic foraminifera *Nps* counts per gram of dry sediment. (I) IRD > 1,000 μm count per gram of dry sediment. (J) Granulometric frequency curves. (K) Lithologic log and its description. **DSD**: Deep-Sea Diamict. **IRD**: Ice-Rafted Debris.

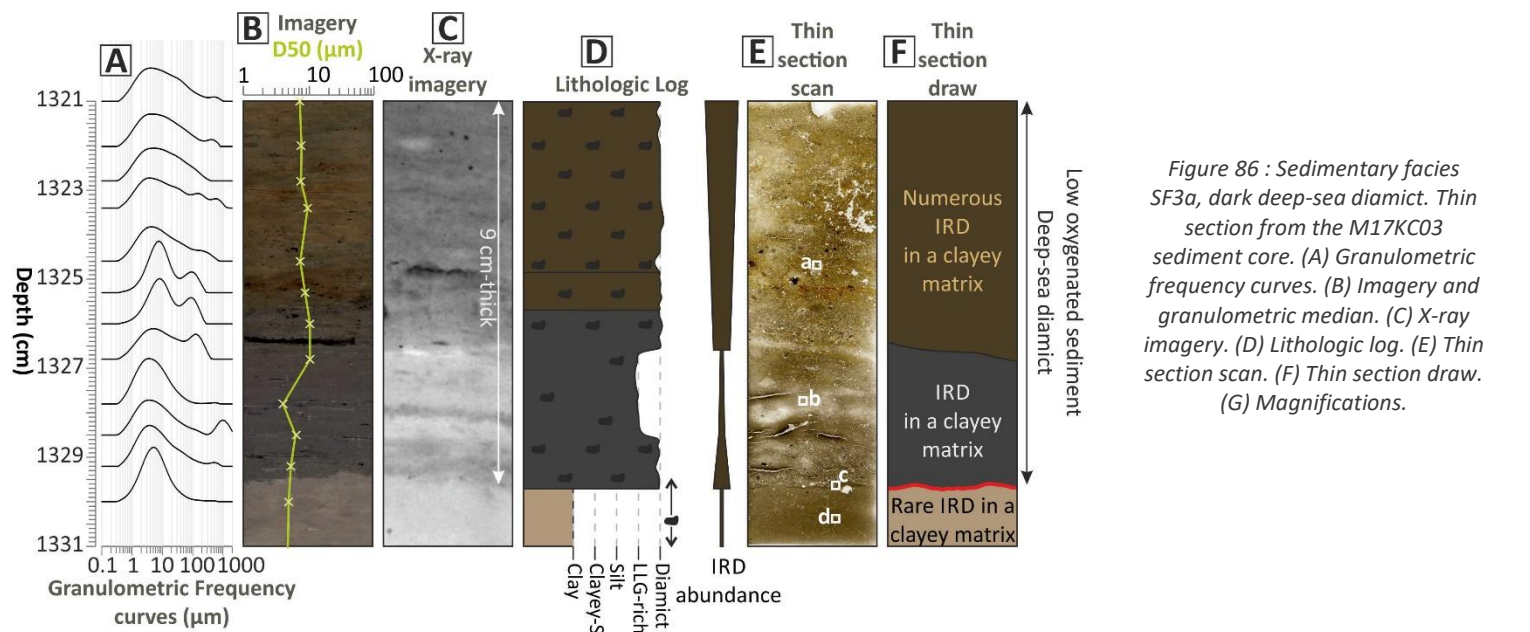
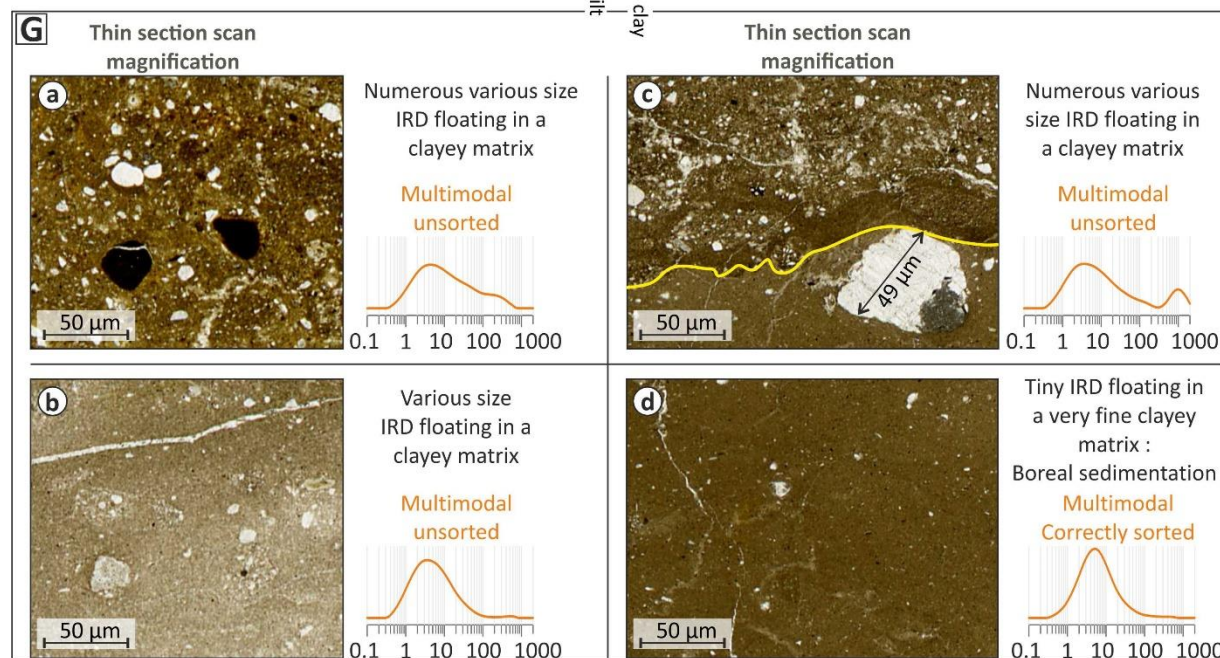


Figure 86 : Sedimentary facies SF3a, dark deep-sea diamict. Thin section from the M17KC03 sediment core. (A) Granulometric frequency curves. (B) Imagery and granulometric median. (C) X-ray imagery. (D) Lithologic log. (E) Thin section scan. (F) Thin section draw. (G) Magnifications.



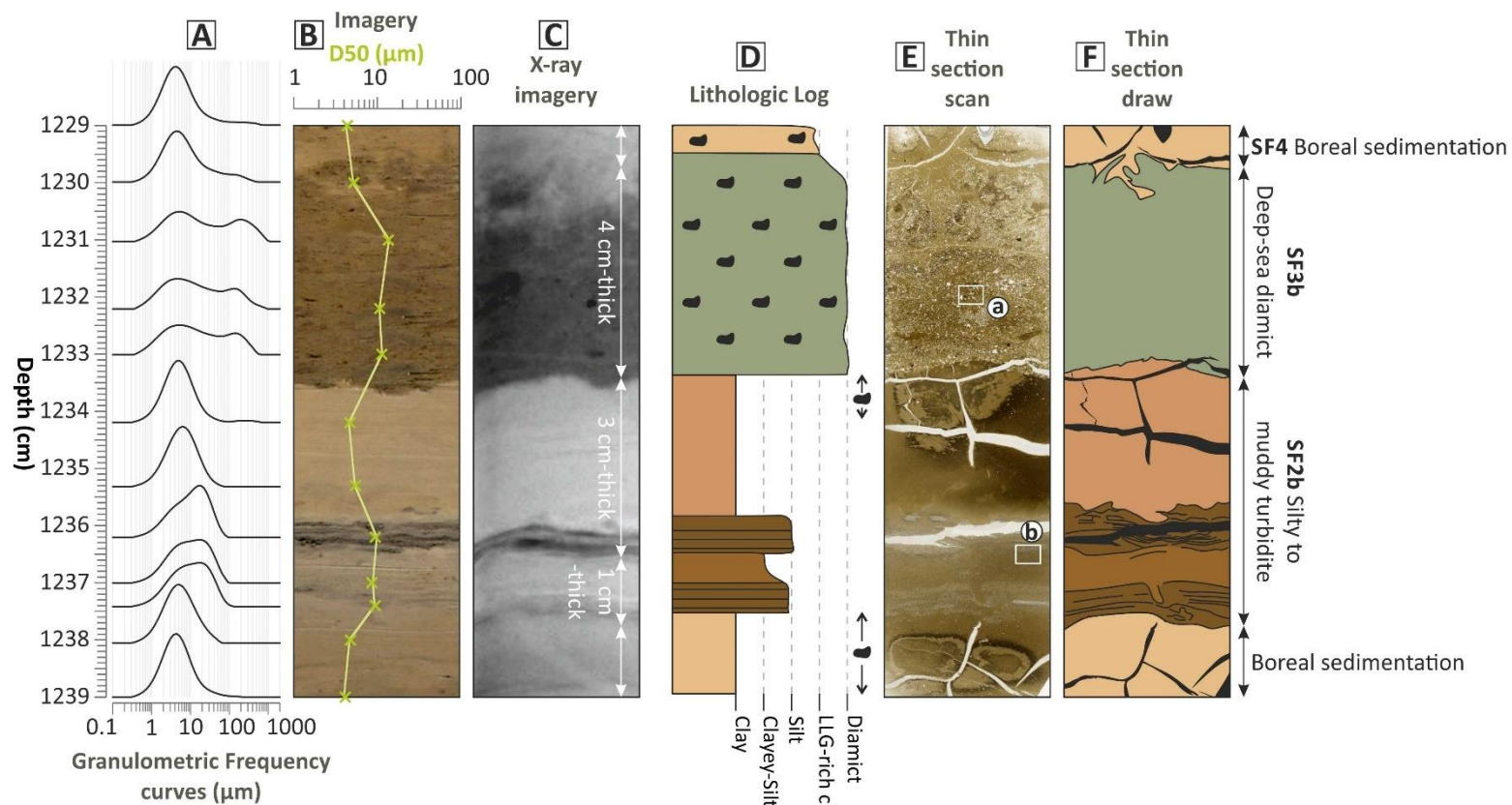


Figure 87 : Sedimentary facies SF3b, brown bioturbated deep-sea diamict. Thin section from the M17KC03 sediment core. (A) Granulometric frequency curves. (B) Imagery and granulometric median. (C) X-ray imagery. (D) Lithologic log. (E) Thin section scan. (F) Thin section draw. (G) Magnifications.

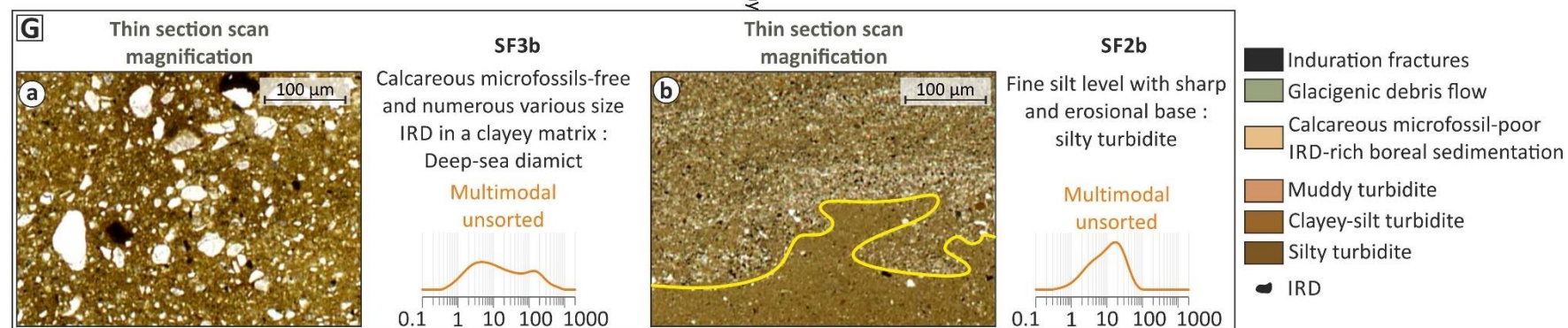
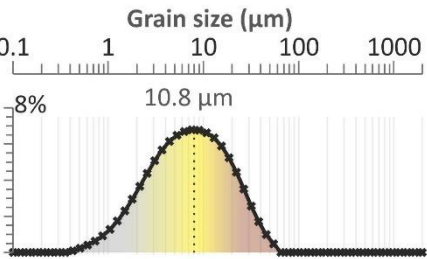
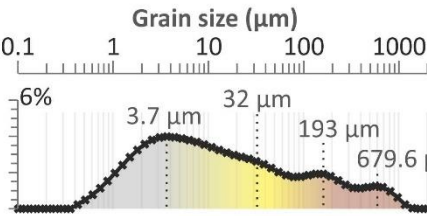
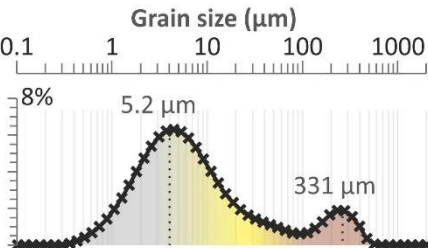
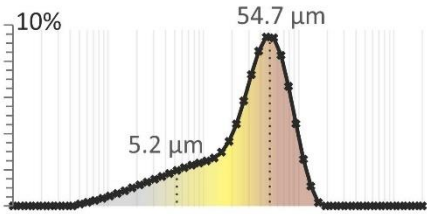
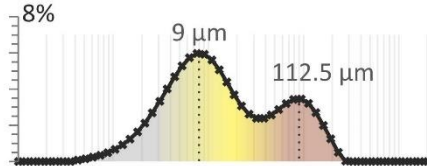
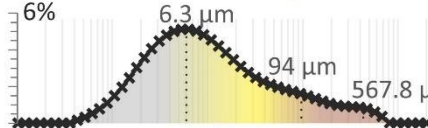

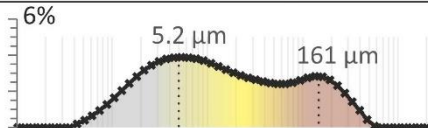


Table 18 :
Sedimentary
facies 2 and 3
description for the
southern Nordic
seas.

SEDIMENTARY FACIES 2	SEDIMENTARY FACIES 3	
<p style="text-align: center;">Grain size (μm)</p>  <p style="text-align: center;">M17KC03 142 cm</p> <p><i>Description:</i> 1 mode: 10.8 μm, clayey-silt - well-sorted Short event Muddy turbidite</p>	<p style="text-align: center;">SEDIMENTARY FACIES 3a</p> <p style="text-align: center;">Grain size (μm)</p>  <p style="text-align: center;">M17KC03 1323.4 cm</p> <p><i>Description:</i> 4 modes: 3.7 μm, clay - poorly-sorted, matrix 32 μm, silt - poorly-sorted, tiny IRD 193 μm, sand - poorly-sorted, medium IRD 679.6 μm, sand - poorly-sorted, coarse IRD Deglaciation Glacial transport dominates</p>	<p style="text-align: center;">SEDIMENTARY FACIES 3b</p> <p style="text-align: center;">Grain size (μm)</p>  <p style="text-align: center;">M17KC02 277.3 cm</p> <p><i>Description:</i> 2 modes: 5.2 μm, clay - correctly-sorted, matrix 331 μm, sand - correctly-sorted, coarse IRD Deglaciation Glacial transport dominates</p>
<p style="text-align: center;">Grain size (μm)</p>  <p style="text-align: center;">M17KC03 144 cm</p> <p><i>Description:</i> 2 modes: 5.2 μm, clay - poorly-sorted, muddy matrix 54.7 μm, principal mode, silt - well-sorted, Short event Silty turbidite</p>	<p style="text-align: center;">Grain size (μm)</p>  <p style="text-align: center;">M17KC03 1326 cm</p> <p><i>Description:</i> 2 modes: 9 μm, clay - correctly-sorted, matrix 112.5 μm, sand - correctly-sorted, medium IRD Deglaciation Glacial transport dominates</p>	<p style="text-align: center;">Grain size (μm)</p>  <p style="text-align: center;">M17KC02 285.7 cm</p> <p><i>Description:</i> 3 modes: 6.3 μm, clay - poorly-sorted, matrix 94 μm, fine sand - poorly-sorted, fine IRD 567.8 μm, sand - poorly-sorted, coarse IRD Deglaciation Glacial transport dominates</p>
<p>Both levels are calcareous microfossils-free and bioturbation-free</p> 	<p>Rare to absent calcareous microfossils and bioturbation-free</p>	<p style="text-align: center;">Grain size (μm)</p>  <p style="text-align: center;">M17KC03 1233 cm</p> <p><i>Description:</i> 2 modes: 5.2 μm, clay - poorly-sorted, matrix 161 μm, sand - poorly-sorted, medium IRD Deglaciation Glacial transport dominates Rare calcareous microfossils and highly bioturbated</p>
<p style="text-align: center;">FINE GRAINED TURBIDITES</p>	<p style="text-align: center;">DARK DEEP-SEA DIAMICT</p>	<p style="text-align: center;">BROWN DEEP-SEA DIAMICT</p>

V.5.3.4. Boreal sedimentation, sedimentary facies family SF4

The **SF4** is composed of muddy sediments more or less enriched in **IRD**. Bioturbations are recurrent, calcareous microfossils sparse and sometimes absent. The Ca/sum ratio is generally low (Figures 82, 83, 85-88, Table 19). This facies is the most recurrent of the cores, recorded in the southern Nordic seas, but also in the northern Nordic seas, as described by Sabine et al. (in prep.) (c.f. Chapter 4) in the M17KC15 from the central Fram Strait.

This facies is also described as (e.g.) the **lithofacies B** by Dahlgren & Vorren (2003) on the Vøring plateau, as the **Facies 2** described by Laberg & Vorren (2004) on the Lofoten margin, as the lithofacies **Y3** by Howe et al. (2007) on the Svalbard margin, or as the **Facies 1a** by Baeten et al. (2014) on the Lofoten margin.

The processes involved imply drifting ice over the studied area, and ice melting, giving dropstones to the sea-floor associated to an hemipelagic sedimentation. Planktonic foraminifera are recurrent, which suggest open-water conditions at least seasonally. Levels with high amount of **IRD** suggest a more intense iceberg discharge or a lower sedimentation rate. **IRD**-poor levels suggest two possible processes: the reduction of drifting ice over the studied area, and/or the presence of thick sea-ice cover hampering iceberg melting or a stronger sedimentation rate. **The SF4 is interpreted as the boreal sedimentation, recorded everywhere in the Nordic seas.**

V.5.3.4. Hemipelagic sedimentation, sedimentary facies family SF5

The sedimentary facies family **SF5** is very particular in the cores. It corresponds to two kind of sedimentary facies:

The **SF5a** is composed of white sediments. Calcareous microfossils are more abundant in this facies than in any other, the Ca/sum ratio and calcium carbonate content is the highest of the core M17KC03 (almost 70% of CaCO₃) and bioturbations are common (Figure 88, Table 19). There is no dropstones in the sediment. This facies indicates very favourable conditions (open waters) for a strong calcareous marine productivity, with no drifting icebergs and warm Atlantic waters influence. It is recorded in the three cores during the **MIS 11** only.

The **SF5b** is composed of light brown to light grey sediments, with a high foraminifera content, high Ca/sum and low S/sum values, recurrent bioturbations and rare **IRD** (Figure 84, 85 and 89, Table 19). A similar sedimentary facies is described by Henrich et al. (1989) as the **lithofacies A** on the Vøring plateau. The high number of microfossils suggests favourable surface conditions (open-water) alternating with periods of melting icebergs over the studied area.

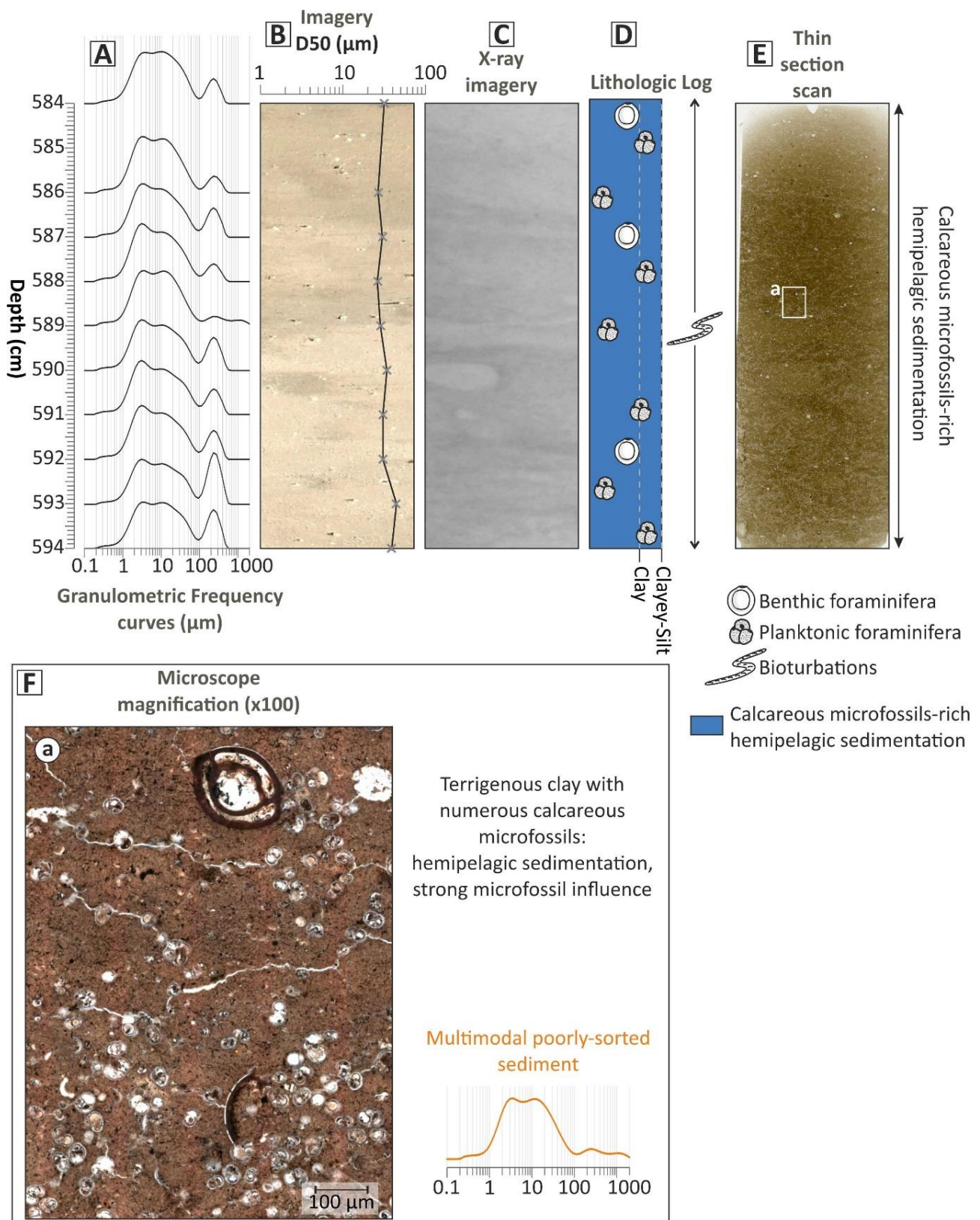


Figure 88 : Sedimentary facies SF5, hemipelagic mud, bioturbated, calcareous microfossil-rich, white sediment. Thin section from the M17KC03 sediment core. (A) Granulometric frequency curves. (B) Imagery and granulometric median (D50). (C) X-ray imagery. (D) Lithologic log. (E) Thin section scan. (F) Magnifications.

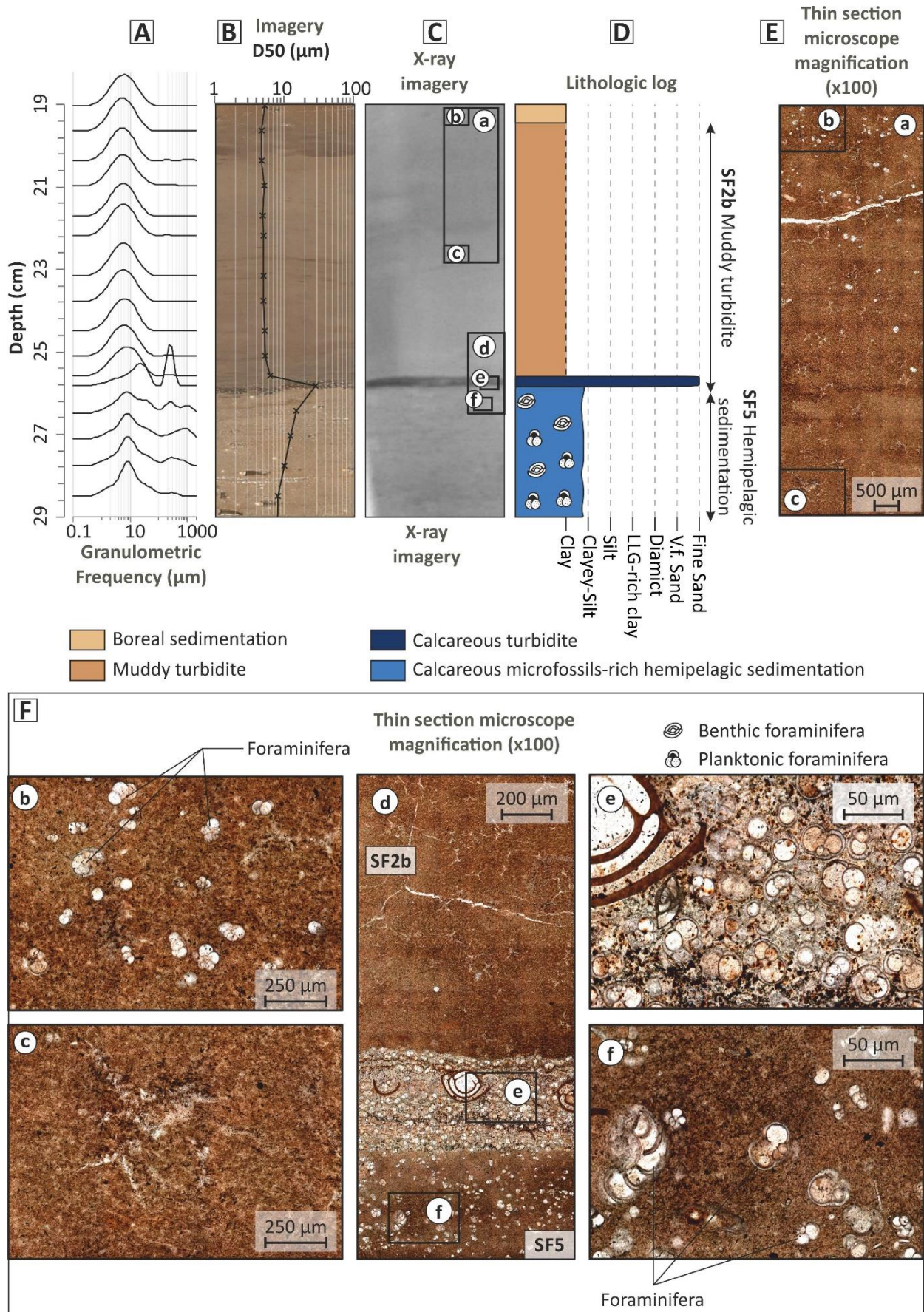


Figure 89 : Sedimentary facies SF5, hemipelagic mud, bioturbated, calcareous microfossil-rich, light sediment. Thin section from the M17KC02 sediment core. (A) Granulometric frequency curves. (B) Imagery and granulometric median. (C) X-ray imagery. (D) Lithologic log. (E) Thin section scan. (F) Magnifications

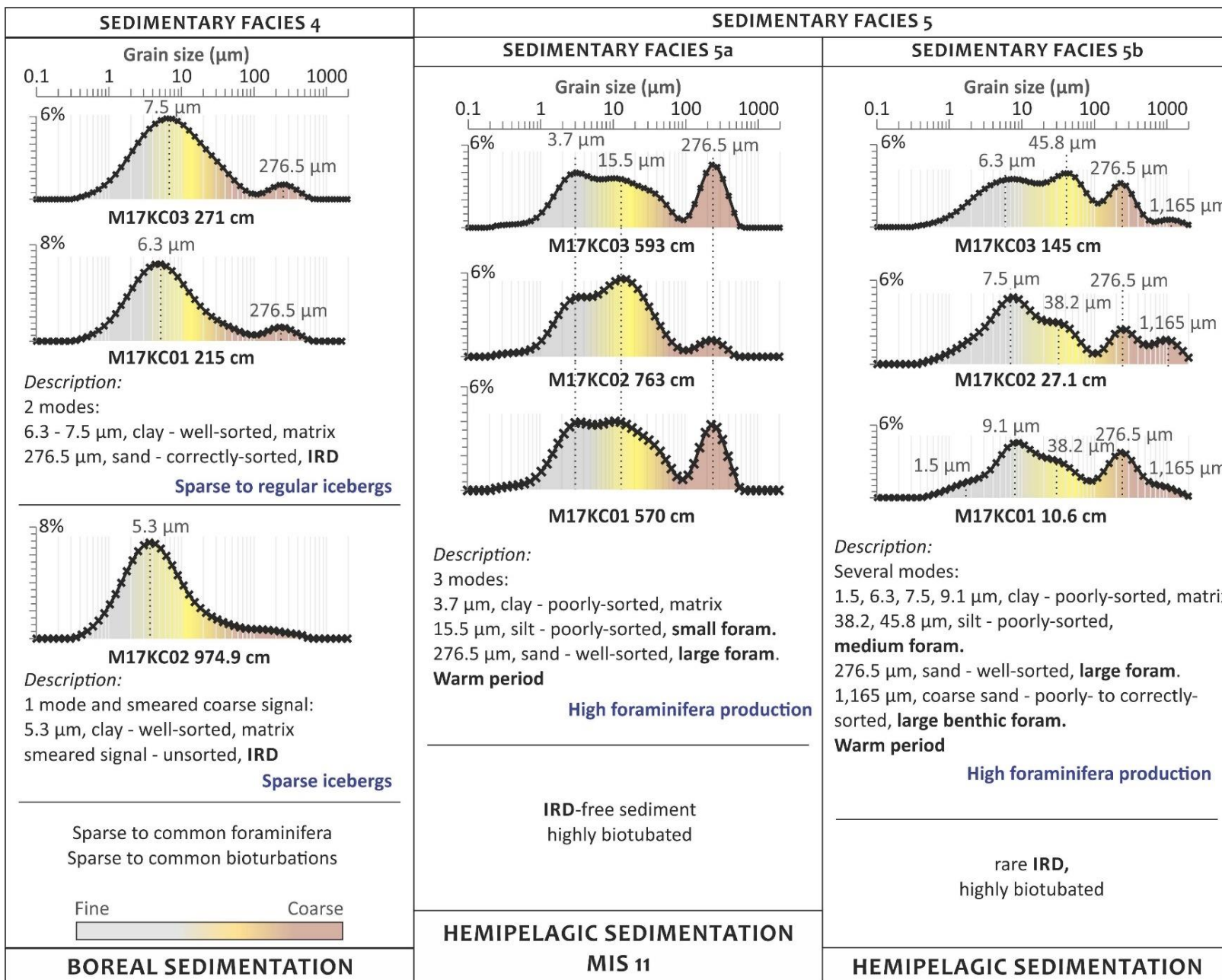


Table 19 :
Sedimentary facies
4 and 5 description
for the southern
Nordic seas.

V.6. Discussion

V.6.1. Environmental significance of the sedimentary facies families

The sedimentary facies families allow to retrace environmental conditions. The coarsest layers of **SF1** are characterized by high magnetic susceptibility (**MS**) values, ranging between 150 and 380 S.I. (Figures 90.L, 91.L, 92.L, 93.L). Those high **MS** values associated to higher granulometric data are interpreted as a change in the bottom current influence, with a bottom current intensification (Kissel et al., 2005). The magnetic components could be brought to the area from Iceland, or Ireland and British islands (Kissel et al., 1997). The contouritic deposit are most of the time associated to high S/sum values and low Ti/Ca values (Figures 90.J.K, 91. J.K, 92.J.K, 93. J.K). When high Mn/sum values are recorded in a contouritic deposit, it can be interpreted as a bottom current slowdown and reduction of the ventilation in our domain of study (Jakobsson et al, 2000) (Figures 90.I, 91. I, 92.L, 93. I). The planktonic foraminifera content is generally high in contouritic deposits, which suggests favourable sea-surface conditions for microorganisms, with open-waters at least seasonally. The bioturbations are frequent, which suggests favourable oxygen and nutrient-rich conditions to the bottom sea.

The sedimentary facies family **SF3** is composed of rare to absent planktonic foraminifera and the related Ca/sum content is also generally low. This facies registers high **IRD**>1,000 μm content, with range values between 2 and 8 **IRD**/g of dry sediment (Figures 90.E-H, M, 91. E-H, M, 92. E-H, M, 93. E-H, M). Those **IRD** are interpreted as brought to the area by drifting and melting icebergs derived from the return **EGC** crossing the Greenland Sea to the Norwegian Sea. This sedimentary facies family is also characterized by very low **MS** values, generally lower than 30 S.I., and high S/sum values (Figures 90.M, 91.K.L, 92.K.L, 93.K.L). The low **MS** is probably due to the high glacial detrital material derived from Greenland and Arctic domains, which are essentially composed of diamagnetic rocks (Andrews et a., 2017). When the calving events occur, large amounts of meltwater are released to the surface ocean from the adjacent ice sheets (e.g. Helmke et al., 2002; Spielhagen et al., 2004; Kandiano et al., 2012). The thick surface meltwater layer (probably around 200 m width) induces a slowdown of the oceanic circulation (e.g. Helmke et al., 2002; Kandiano et al., 2012, 2016) and consequently the global circulation pattern changes. The bottom sea O₂ depletion marked by the high S/sum content and by the darker colour of the sediment in **SF3a** is interpreted as a strong reduction of the deep-current activity to the bottom sea and/or of the convection cells depth or position (e.g. Kandiano et al., 2016). Thus, the oxygen would not be renewed in the deepest parts of the water column and would be consumed, changing the sea-floor redox conditions. The highly bioturbated sediment registered in the upper levels of the **SF3b** can be interpreted as a proof of the re-oxygenation of the bottom sea and of the benthic-

life development just after those episodes. Some of the **SF3b** register high Mn/sum values, which is interpreted as an organic matter accumulation in the sediments (Figure 90.I, 91.I, 92.I, 93.I). The black to dark grey colour of the **SF3a** layers is interpreted as extreme deglaciation episodes, with thick and long-during meltwater layers and/or sea-ice covers over the Nordic seas and intense calving of huge ice-sheets. Those layers register high Ti/Ca content (around 2 in the **SF3a** layers and <0.5 for the rest of the sediments) which is interpreted in terms of nature of the detrital grains brought to the sea-floor.

Jakobsson et al. (2000) determine Mn accumulation as a good proxy for interglacial conditions in the central Arctic Ocean, with deep ventilation. The discrepancies between our results and those described by Jakobsson et al. (2000) could be explained by the Mn source to the studied area. In the central Arctic Ocean, Jakobsson et al. (2000) identified a Siberian source for Mn, with river draining boreal forests and peatlands. We hypothesize an organic matter degradation and a diagenetic origin for this element in our studied sites.

V.6.2. Beginning of the MPT, 1,027 ka BP to 850 ka BP, MIS 29 to 22

This interval, recorded only within the M17KC03, registers three main sedimentary facies: (1) the boreal sedimentation **SF4**, composed of muddy sediment with sparse to recurrent **IRD** and calcareous microfossils, (2) the brown deep-sea diamict **SF3b**, which marks intense calving and meltwater surface layer/extended and long-term sea-ice cover in the core site vicinity, and (3) the contouritic deposits **SF1b** and **SF1c**, implying deep bottom currents activity (Figure 90.N).

Planktonic foraminifera are absent for the **MIS 27** but more than 8,000 **Nps/g** are present during the **MIS 24** and **22**. The calving facies (**SF3b**) are registered as well during glacial (**MIS 28** and **26**) as during interglacials (**MIS 27**, **25** and **21**). The sedimentation rate is globally low, varying between 4 and <0.3 cm/ka without apparent climatic cyclicity (Figure 90.A). This absence of clear sedimentation and surface biogenic calcareous pattern is probably one of the results of the **MPT** impacts on the boreal environments. All the data presented indicate that during this period, **no clear pattern of glacial to interglacial conditions are registered in the southern Nordic seas sediments.**

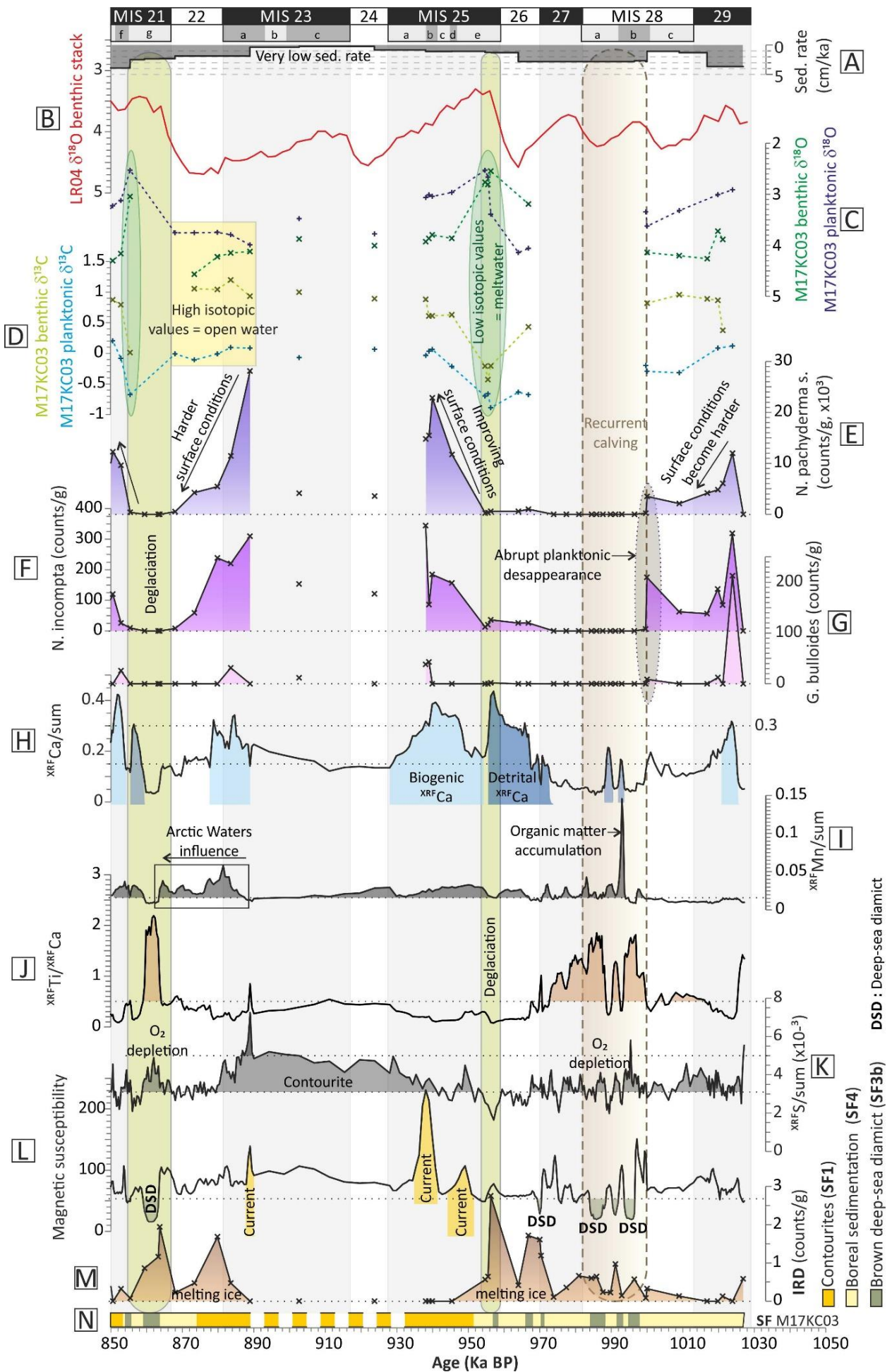


Figure 90 : Multiproxy approach for the 1,027 ka BP to 850 ka BP interval, M17KC03. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ (green) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}\text{C}$ (green) and planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina incompta*. per gram of dry sediment. (G) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (H) Ca/sum ratio. (I) Mn/sum ratio. (J) Ti/Ca ratio. (K) S/sum ratio. (L) Magnetic susceptibility. (M) Number of IRD per gram of dry sediment. (N) Sedimentary facies identified

The **MIS 29**, between **1,027** and **1,013 ka BP**, (Figure 90-91) registers high magnetic susceptibility values. The sediment from Greenland and Norway are essentially composed of diamagnetic material (Andrews et al., 2017), thus, high magnetic susceptibility values (>70 S.I.) imply a southern origin of the terrigenous material (from Iceland, and/or British and Irish islands) (e.g. Kissel et al., 1997). Moreover, the planktonic counts higher than 10,000 **Nps/g** of dry sediments, and the high abundance of *N. incompta* (>300/g) and *G. bulloides* (>200/g), with rare **IRD** (<1/g) suggest very favourable sea surface conditions over the studied sites for this interval, with the influence of warm and salty surface waters for this interglacial and rare iceberg drifting. **Thus, Atlantic Waters probably flowed over the core site during the MIS 29.** The high Ca/sum ratio reflect the biogenic calcite and the microfossils abundance. Then, the number of calcareous microfossils rapidly decreases until the end of the interglacial. Concomitantly, the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values get higher, implying **harder sea-surface conditions**.

The **MIS 28** (Figure 90-91) is divided in three substages (Railsback et al., 2015). The first substage, **MIS 28c**, between **1,013** and **1,000 ka BP**, registers a high planktonic microfossils content, suggesting open water conditions. The low **IRD** content suggests rare icebergs drifting in the area. Then, the beginning of the **MIS 28b**, from **1,000 ka BP**, is marked by the brutal disappearance of calcareous microfossils, followed by a rapid increase in Ti/Ca ratio and the recurrent deposition of the **SF3b**. Those conditions follow the same trend until the end of the glacial. **Those records imply calving and icebergs drifting in the Iceland and Norwegian sea while the MIS 28b and MIS 28a. We hypothesize alternance of ice-sheet advance and retreat on the surrounding lands, with three calving and melting events at 998-995 ka BP, 993-992 ka BP and 988-984 ka BP.** The dark brown colour of the sediment associated to increases of S/sum values during the **SF3b** deposition suggest oxygen depletion to the bottom sea. It can be explained by a meltwater layer and/or an extended long-term sea-ice cover, which would strongly reduce the bottom-sea circulation. The **SF3b** registers low magnetic susceptibility data, which is explained by the drifting icebergs terrigenous supplies, giving coarse material by an East Greenland Current branch crossing the Iceland sea to the Norwegian sea (e.g. Ślubowska-Woldengen et al., 2008). Thus, the drifting icebergs give **IRD** and terrigenous material probably from Greenland and Arctic surrounding lands.

The **MIS 27**, between **982** and **970 ka BP**, is atypical for an interglacial, with a total absence of planktonic foraminifera, numerous **IRD** and a very high Ti/Ca content. During this interglacial, the surface waters were probably unfavourable for calcareous planktonic foraminifera, and iceberg drifting was probably recurrent.

The **MIS 26** (Figure 90-91), between 970 and 959 ka BP, registers two calving episodes (**SF3b**) within its first half part, with numerous **IRD** and rare calcareous microfossils. However, the Ca/sum ratio is high and thus suggests detrital carbonate supply in the area. The S/sum remains low, which suggests a good bottom-sea oxygenation during this glacial. Northern ice sheets probably had a low extension.

The **MIS 25** (Figure 90-91), between 959 and 928 ka BP, records three sedimentation types. Between 959 and 952 ka BP, the sedimentation is dominated by calving and icebergs drifting over the studied area (**SF3b**), and by boreal sedimentation (**SF4**) with sparse **IRD** and microfossils in a muddy matrix. The very low isotopic values registered for the benthic and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ and the $\delta^{13}\text{C}$ within this interval suggest a thick sea-surface meltwater layer. Those deposits are associated to high Ca/sum ratio despite the low foraminifera content. It is interpreted as the continuity of the detrital carbonate supplies to the area. **Thus, the beginning of the MIS 25e is interpreted as a deglaciation phase with northern ice sheets decay.** Then, the Ca/sum ratio decreases abruptly, which suggest a change in detrital source supplies. From 952 ka BP, the second half part of the **MIS 25e**, the sedimentation type evolves to **IRD-free** contouritic deposits until the end of the **MIS 25b**, 938 ka BP, with a **MS** peak value to 110 S.I. It implies a dynamic bottom-sea circulation in the Jan Mayen vicinity and the absence of drifting and melting icebergs over the area. In parallel, the surface conditions get improved, which is attested by the increasing number of planktonic foraminifera recorded in the sediments. The Ca/sum ratio increases in parallel with the planktonic foraminifera counts, which thus represent the biogenic calcium content of the sediment. The **MIS 25a**, 938 ka BP, begins with a sandy contouritic deposit, with the highest magnetic susceptibility peak (230 S.I.) of the **MPT** beginning interval and *G. bulloides* planktonic foraminifera counts rise from 0 to 40 individuals per gram of dry sediment. **Those proxies suggest an enhanced thermohaline circulation in the Nordic seas at the end of the MIS 25.**

Then, the sedimentation rates fall to 0.2 cm/ka while the **MIS 24** and the **MIS 23c** and **MIS 23b**. The Ca/sum ratio and the foraminifera content decrease during the **MIS 24**, until 928 ka BP. The **MIS 23a**, 893-882 ka BP, registers increasing sedimentation rates until 2 cm/ka. The sedimentation registers contouritic deposit **SF1b**, and a very high planktonic foraminifera content, with more than 28,000 **Nps/g** of dry sediments and more than 40 *G. bulloides/g*. The high isotopic values, with planktonic $\delta^{18}\text{O} > 3.8\text{‰}$, suggest open water conditions of the southwestern Jan Mayen fracture zone. **Thus, the climatic conditions during the MIS 23a were favourable for microorganisms and open-water conditions occurred at least seasonally.** The number of planktonic foraminifera progressively decreases until the end of the interglacial, and the rising Mn/sum values out of any calving event is interpreted here as an increasing influence of Arctic waters in the area (Figure 90-91).

During the **MIS 22**, 882-867 ka BP, the number of planktonic foraminifera decreases to zero, and the number of **IRD** rises to more than 2 grains/g of dry sediments. The high Mn/sum values (>0.03) registered during this interval suggest regular deep Arctic waters influence. **Those proxies suggest progressive harder**

surface conditions in the southwestern Jan Mayen Fracture Zone, with drifting icebergs and Arctic waters (Figure 90-91).

<p>MIS 29</p> <p>Southern origin of terrigenous material,</p> <p>AW over the core site,</p> <p>Decreasing surface conditions until the end of the interglacial.</p>	<p>MIS 28</p> <p>MIS 28c : open-water with rare icebergs,</p> <p>MIS 28b-a : 3 calving events = 3 ice-sheets advances to the shelf edge, Meltwater surface layer and/or sea-ice cover,</p> <p>Oxygen depletion to the bottom sea.</p>	<p>MIS 27</p> <p>Atypical for an interglacial,</p> <p>Recurrent iceberg drifting,</p> <p>Sea surface conditions unfavorable for planktonic foraminifera.</p>	<p>MIS 26</p> <p>2 calving events, probably low ice-sheet extensions,</p> <p>Good bottom-sea oxygenation.</p>
<p>MIS 25</p> <p>MIS 25e : deglaciation phase, with thick surface meltwater layer.</p> <p>MIS 25d-b : dynamic bottom current activity, Favourable sea surface conditions.</p> <p>MIS 25a : enhance thermohaline circulation.</p>	<p>MIS 24</p> <p>Very low sedimentation rates, almost no records.</p>	<p>MIS 23</p> <p>Very low sedimentation rates, almost no records until MIS 23a.</p> <p>MIS 23a : favorable sea surface conditions, with at least seasonal open-water conditions.</p>	<p>MIS 22</p> <p>Regular deep Arctic waters influence.</p> <p>Progressive harder surface conditions, with increasing drifting icebergs.</p>

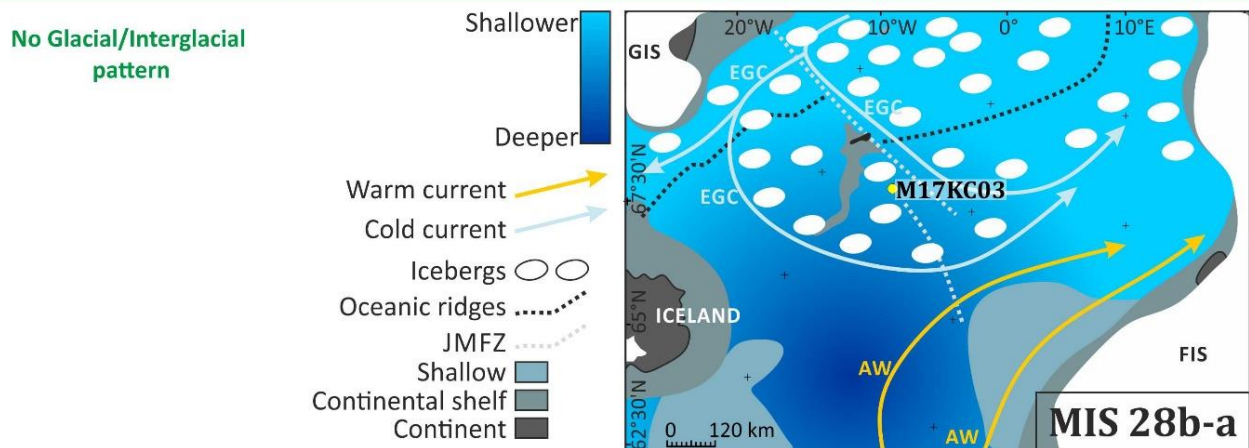


Figure 91 : Synthetic description of the marine isotopic stages 29 to 22.

V.6.3. Intermediate to final MPT, 870 ka BP to 470 ka BP, MIS 21 to 13

This interval is recorded almost only within the M17KC03, except for the **MIS 13**. It registers four main sedimentary facies (Figure 92-93): (1) the boreal sedimentation **SF4**, composed of muddy sediments with sparse to recurrent **IRD** and calcareous microfossils, (2) the brown deep-sea diamict **SF3b**, which marks large

calving events and a persistent meltwater surface layer over the core sites,(3) the dark deep-sea diamict **SF3a**, which marks intense deglaciation phases with thick and an extended long-during meltwater surface layer and massive calvings of icebergs and (4) the contouritic deposits **SF1b** and **SF1c**, implying deep bottom currents activity (Figure 92.N-93.N).

Two different patterns are identified during this intermediate **MPT** interval. The first part corresponds to the **MIS 21-MIS 16**, with no clear glacial-interglacial trend in the planktonic foraminifera signal, detrital calcium content and regular Ti/Ca peaks corresponding to **SF3** family (Figure 92). The second part corresponds to the **MIS 15-MIS 13** with the establishment of an interglacial-glacial typical pattern, with biogenic Ca/sum and high planktonic foraminifera content during interglacials and **SF3** family deposits during glacials (Figure 93).

During the **MIS 21**, 867-816 ka BP (Figure 92 and 94), high sedimentation rates are recorded compared to the preceding periods, with values around 4 cm/ka. Four main **IRD** events were recorded, all of them corresponding to **SF3b**, and interpreted as deglaciation events, during cold/warm transitions **MIS 22/21e**, **MIS 21f/e**, **MIS 21 d/c**, and **MIS 21b/a**, respectively 864, 852, 838 and 826 ka BP. Two of those calving events are more pronounced, with a longer duration, 864-859 ka BP and 840-837 ka BP. Those two episodes occur while insolation maxima (*not shown*), with high Ti/Ca values. Kleiven et al. (2003) and Martin-Garcia et al. (2015) identified also four cooling events during the **MIS 21** in the North Atlantic Ocean and off Iberia, respectively, interpreted as stages of extension of the northern hemisphere ice sheets.

The **MIS 21g** (according to Railsback et al. (2015)), 867-859 ka BP, can be interpreted as a **large deglaciation phase**, with calving, icebergs drifting and no foraminifera (Figure 92 and 94). The **MIS 21f**, 855-850 ka BP, registers low benthic and planktonic isotopic values suggesting the existence of a thick meltwater layer over the area during this period. The very sparse **IRD** content during this substage suggests rare iceberg driftings over the area, and thus retreated ice sheets. The high Mn/sum content can be interpreted as organic matter accumulation to the sea-floor. The **MIS 21e**, 850-842 ka BP, registers high planktonic foraminifera counts (> 10,000 **Nps/g** and until >90 *G. bulloides/g*), and high isotopic values, which suggests **open water conditions and warm and salty surface waters and thus high AW influence in the area while this interval**. The end of the **MIS 21c**, 837-834 ka BP, registers the second thick **SF3b** recorded during this interglacial and is interpreted as a colder phase, with an ice sheet re-advance and calving. The **MIS 21b** registers a warmer phase with rare planktonic foraminifera, followed by a colder phase, with ice-sheet re-advances and calving. The end of the **MIS 21a** records low isotopic values, which is interpreted as large meltwater influx to the area. Martin-Garcia et al. (2015) highlight a sea-level rise during the **MIS 21a** near the Iberian margin, thus we can interpret this meltwater layer as the result of the northern ice sheet melting and sea-level rise. The absence of planktonic microfossils could be explained by the presence of a long-during thick meltwater layer and/or a long-during sea-ice cover over the studied area, which would prevent planktonic foraminifera proliferation.

Atypically, the **MIS 20**, 816-794 ka BP, records two main sedimentation types, the **SF4**, corresponding to a mild environment, with regular iceberg discharges and rare calcareous microfossils; and the **SF2b**, which corresponds to bottom current activity. Thus, this glacial is divided in two major periods, a cold to mild glacial until 807 ka BP, and a warmer sea surface period until the beginning of the following interglacial, with high number of planktonic foraminifera in the surface waters. The high isotopic values ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) strongly suggest open water conditions between 807 and 794 ka BP. **There is no intense ice rafting event recorded during this interval, something which suggests a strong AW inflow in the Southern Nordic seas during this glacial, which was probably not a very cold glacial** (Figure 92 and 94).

The **MIS 19**, 794-759 ka BP, records three substages with only two sedimentation types. The **MIS 19c**, 794-772 ka BP, corresponds to a warmer substage. The sediment registers contouritic deposits **SF1c** and **SF1b**, with numerous planktonic foraminifera (>30,000 Nps/g) and high isotopic values, suggesting **open water conditions and active bottom currents**. At 780 ka BP, the isotopic data register low values and the disappearance of calcareous microfossils. It is interpreted as a large meltwater event, which has probably produced an extended sea-ice cover over the area. The origin of this meltwater event is interpreted as a rapid cooling during this substage. Then, the two other substages correspond to colder periods, with boreal sedimentation and an increased **IRD** content. The isotopic values increase until the end of the interglacial, suggesting progressively open water conditions over the studied site. It could be explained by the progressive decay of the long-term sea-ice cover by dilution of the meltwater pulse which occurred at the end of the preceding substage (Figure 92 and 94).

The **MIS 18**, 759-716 ka BP, is the first glacial which registers a typical glacial sedimentation through its entire interval (Figure 92 and 94). Three sedimentary facies families are deposited, **SF4**, **SF3**, and **SF2b** with an average sedimentation rate of 1 cm/ka. This glacial is free of contouritic facies, which imply a low to absent bottom current activity and the calcareous microfossils absence can be interpreted as the prevalence of very harsh conditions over the southern Nordic seas during this stage. Even if [Railsback et al. \(2015\)](#) registered five substages, here, the **MIS 18** can be divided in four substages. The older, corresponding to the **MIS 18e**, 761-746 ka BP, is composed of a brown deep-sea diamict and turbidity deposits. It is interpreted as a cold substage, with extended northern ice sheets, calving and icebergs drifting over the studied site. The following interval, 746-736 ka BP, corresponds to the **MIS 18d** and **MIS 18c**. It is composed of a short deep-sea diamict followed by boreal sedimentation, with sparse to rare **IRD** and no microfossils. It is interpreted as a warmer substage, with rare drifting icebergs and harsh surface conditions. The next division, 736-721 ka BP, occurs during a decreasing insolation phase and recovers the **MIS 18b** and the first part of the **MIS 18a** described by [Railsback et al. \(2015\)](#). It registers a dark deep-sea diamict **SF3a**, with low **MS**, indicative of Greenland and Arctic source ([Andrews et al., 2017](#)), high S/sum values, interpreted as oxygen depletion indicator, and very high amount of Ti/Ca , indicative of large calving event. It is interpreted as the result of a large extension of

the adjacent northern ice sheets and their decay producing large calving with numerous icebergs through the southern Nordic seas, and large meltwater releases. The last division, corresponding to the end of the **MIS 18a**, 721-716 ka BP, is composed of boreal sedimentation and short brown deep-sea diamict, suggesting warmer conditions and weaker ice-sheets extensions.

During the **MIS 17**, 716-678 ka BP, the sedimentation rates fall to 0.5 cm/ka. This interglacial records only two sedimentation types interplaying together, the boreal sedimentation and the brown deep sea diamict **SF3b**, indicative of recurrent and intensive calving events. Four **SF3b events** are recorded in the sediment, interpreted as four cooling periods with ice sheet extension and decay. This interglacial is atypical, registering a sedimentation generally correlated to glacial climate (Figure 92 and 94).

The **MIS 16**, 678-622 ka BP, has a very low sedimentation rate, <0.3 cm/ka. The very low sedimentation rate associated to this interglacial, without microfossils and comprising boreal sedimentation, can be interpreted as the result of a perennial sea-ice cover over the area, which would have strongly reduced the detrital inputs to the area. The **MIS 16** is known as a large glacial, with extended ice sheets (Flower et al., 1997; Knies et al., 2007), thus the sea-ice cover extension could be reasonably proposed as a process which block the sedimentation. A sedimentary facies **SF3b** is recorded through 22 ka, between 653 and 631 ka BP, indicative of regular icebergs discharges and very low oxygenation to the bottom sea. The last part of the substage **MIS 16a**, 631-622 ka BP, registers 2 cm/ka of deposit. This interval records alternance of boreal sedimentation **SF4** and **SF3b**, brown deep-sea diamict, which **suppose rapid and regular calving and meltwater discharges, with organic matter and detrital calcium accumulation** (Figure 92 and 94).

*Figure 92 : Multiproxy approach for the 870 ka BP to 620 ka BP interval, M17KC03. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}O$ (green) and planktonic $\delta^{18}O$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}C$ (green) and planktonic $\delta^{13}C$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina incompta*. per gram of dry sediment. (G) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (H) Ca/sum ratio. (I) Mn/sum ratio. (J) Ti/Ca ratio. (K) S/sum ratio. (L) Magnetic susceptibility. (M) Number of IRD per gram of dry sediment. (N) Sedimentary facies identified.*

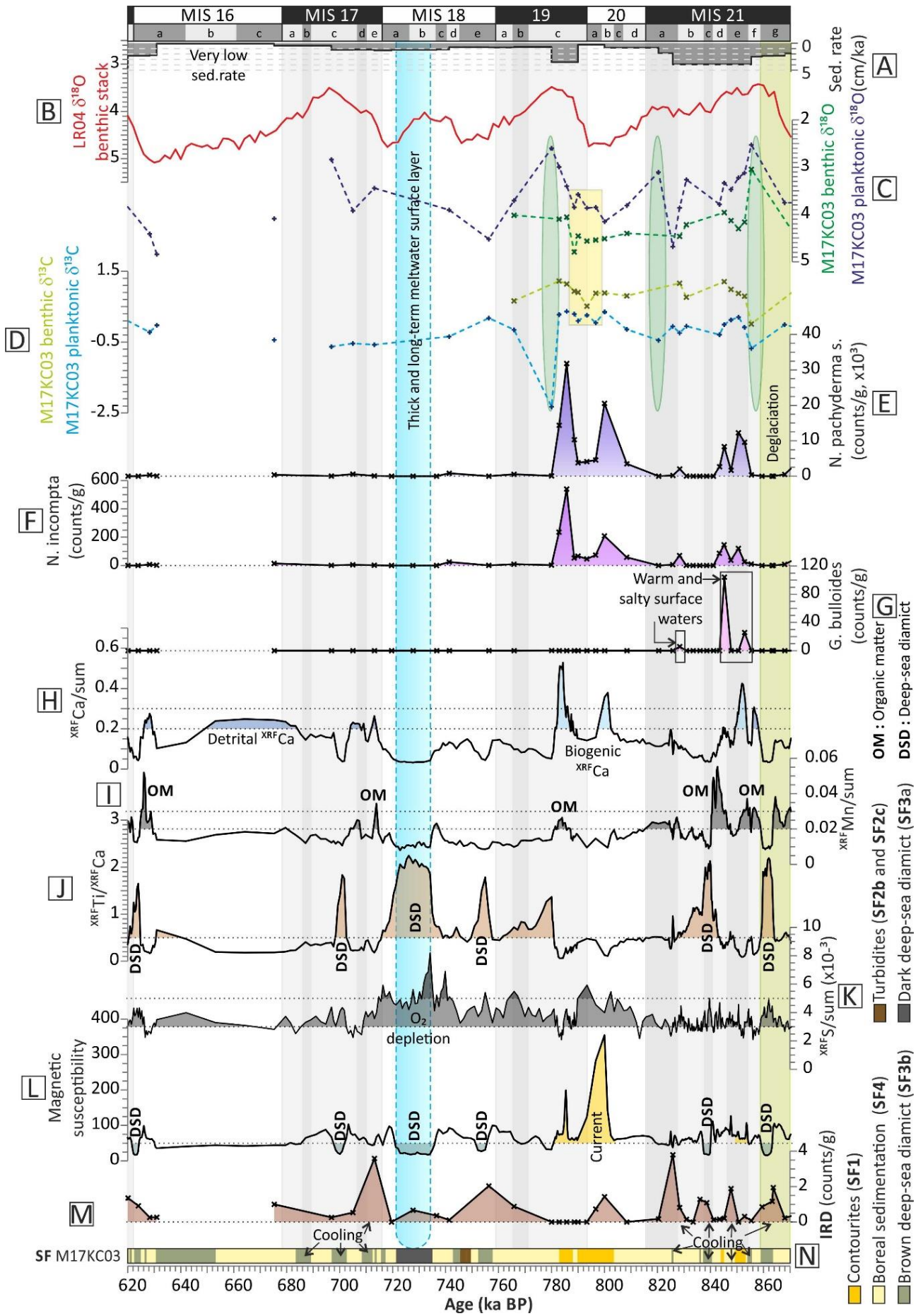


Figure 92

From the **MIS 15** (622-564 ka BP), a sedimentation pattern is establishing, with a clear distinction between glacial and interglacials (Figure 93 and 94). The end of the **MIS 16** and the beginning of the **MIS 15e** record a deglaciation pattern, with brown deep-sea diamict **SF3b**, indicative of regular icebergs calving, high terrigenous inputs highlighted by high Ti/Ca values, and the absence of calcareous microfossils. However, the planktonic isotopic $\delta^{18}\text{O}$ values are high (between 4.5 and 3.5‰) and the planktonic $\delta^{13}\text{C}$ values are low (around -1‰), interpreted as open water conditions in the area. **The deglaciation is registered until 614 ka BP**, with sedimentation rates rising to 4 cm/ka. During the following **MIS 15e** and **MIS 15d**, from 614 to 598 ka BP, a contouritic sedimentation occurred and the number of calcareous microfossils increases from 0 to >10,000 planktonic foraminifera/g of dry sediment. It is indicative of **warm sea surface conditions, and the very rare and sparse IRD during this interval suggests rare iceberg drifting and melting in the southern Jan Mayen fracture zone**. Then, until the end of the **MIS 15b**, 580 ka BP, two cooling episodes are registered, with higher IRD number and lower Ca content, while the **MIS 5d** and **MIS 5b**. It is interpreted as northern ice sheet re-advances. The **MIS 15a** registers the warmer conditions, with numerous calcareous microfossils, low IRD contents and very high biogenic Ca/sum ratio. It is interpreted as the warmest phase of the **MIS 15**, with the smaller ice sheet extension of this interglacial over the Nordic seas. The sea surface conditions were open ocean, with rare icebergs, and active bottom currents.

The **MIS 14**, 564-532 ka BP, registers three sedimentation facies, the dark deep sea diamict (**SF3a**), which represents almost all the interval, and two brown deep-sea diamict (**SF3b**) interspersed with boreal sedimentation (**SF4**). Those deposits suggest very harsh surface conditions with a very large northern ice-sheets extension. The Ti/Ca values are high, implying large glacial terrigenous inputs, with high IRD content and the accumulation of organic matter in the sediment. **This glacial was probably an intense glacial of the MPT period, with large ice-sheets extension on the outer shelf in the Nordic seas** (Figure 93 and 94).

The **MIS 13**, 532-477 ka BP, is registered by the three cores. The M17KC03 registers the full interglacial period, the M17KC02 registers only the second half part of the interglacial, from 503 ka BP, and the M17KC01 registers the last two substages, from 518 ka BP. This interglacial depicts full interglacial conditions, with numerous calcareous microfossils, rare IRD, and bottom current activity. The M17KC03 does not register contouritic deposits, contrary to M17KC01 and M17KC02, which suggests a bottom current circulation pattern which bathes those two cores sites but not the nearest Jan Mayen core site. The **MIS 13a**, from 506 ka BP, registers *G. bulloides* in the sediment, which suggests **warm and salty surface AW over the area, with open water conditions and rare drifting icebergs** (Figure 93 and 94).

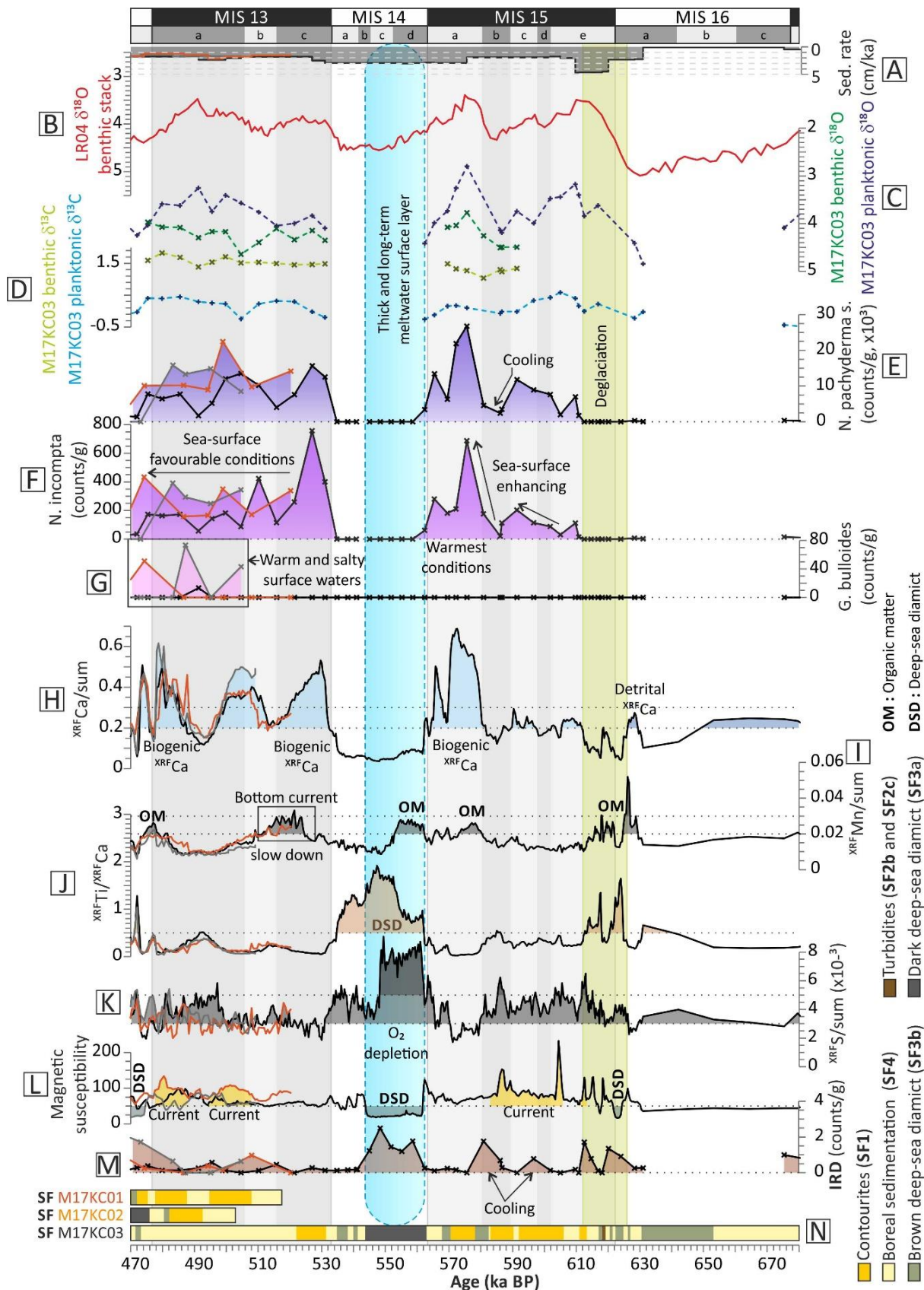


Figure 93 : Multiproxy approach for the 680 ka BP to 470 ka BP interval. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ (green) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}\text{C}$ (green) and planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina incompta*. per gram of dry sediment. (G) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (H) Ca/sum ratio. (I) Mn/sum ratio. (J) Ti/Ca ratio. (K) S/sum ratio. (L) Magnetic susceptibility. (M) Number of IRD per gram of dry sediment. (N) Sedimentary facies identified.

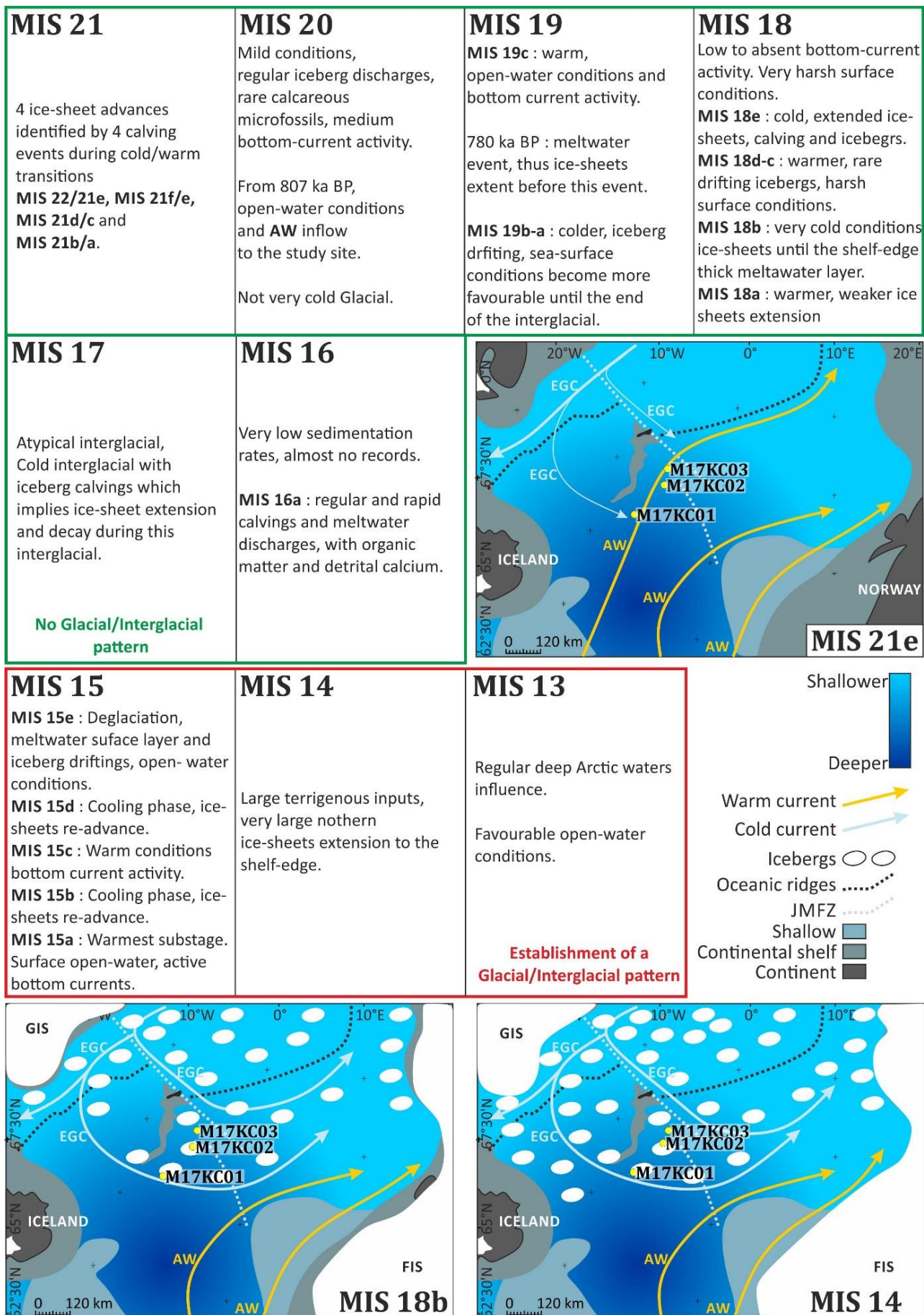


Figure 94 : Synthetic description of the marine isotopic stages 21 to 13.

V.6.4. Ending MPT and late Pleistocene sedimentation, 500 ka BP to 180 ka BP, MIS 12 to 7

The glacial/interglacial pattern identified for the **MIS 15 to 13 intervals** is well established during the following climatic cycles. (1) Glacials register rare to absent planktonic foraminifera and the sedimentary facies **SF3** and **SF4**, corresponding respectively to deep-sea diamicts and boreal sedimentation. (2) Deglaciation phases register the sedimentary facies **SF3** and particularly high **IRD** concentrations. (3) Interglacials register numerous calcareous microfossils with contouritic deposits (**SF1**). The number of *G. bulloides* planktonic foraminifera, marker of warm and salty surface waters and thus of strong **AW** influence, increases from the **MIS 13** to the **MIS 7**, suggesting a progressive intensification of **AW** influence in the central Nordic seas.

As for the **MIS 14**, the **MIS 12**, 477-428 ka BP, registers only dark and brown deep-sea diamicts intercalated in the boreal sedimentation. The absence of calcareous microfossils and of high Ca/sum values suggest very hard sea-surface conditions, probably with seasonal sea-ice cover, and large iceberg drifting with meltwaters releases. The end of the **MIS 12a**, 431-428 ka BP, registers a dark deep-sea diamict **SF3a** concomitantly in the three sediment cores, corresponding to a large deglaciation phase during the Termination V (Figure 95). The sedimentation rates associated to this Termination reach more than 20 cm/ka, implying large amount of detrital materials to the central Nordic seas. Rohling et al. (1998) determined an ice volume exceeding that of the **LGM** during the **MIS 12**, thus we interpret this high sedimentation rate and the **SF3a** deposit as the consequence of a very large extension of the boreal ice sheets, comprising the Greenland Ice-Sheet (**GIS**), Svalbard-Barents Ice Sheet (**SBIS**) and the Antarctic Ice Sheet (**AIS**), as described by many authors (e.g. Hughes et al., 1977; Rohling et al., 1998; Jakobsson et al., 2016), and large melting of those boreal ice-sheets, giving a thick meltwater layer over the Nordic seas, huge successive calving events and large iceberg discharges over the studied area. Few constrains exist on the dimension of **MIS 12** ice-sheets (related to the Elsterian/Anglian glaciation) but evidences of large terrigenous advection to the boreal Atlantic have already been documented, and this period has been described as one of the most severe Glacials of the Quaternary (Toucanne et al., 2009b; Wagner et al., 2017; Koutsodendris et al., 2019). Those data suggest major changes and reorganizations in the drainage configuration of boreal ice-sheets at that time, potentially calling for mechanistic effects related to a post **MPT** period, initiated with **MIS 16**, after which Heinrich events began to appear under a context of largest thickness of ice-sheets and glacial durations (Hodell et al., 2008; Naafs et al., 2013).

The **MIS 11**, 428-364 ka BP, registers two to three sedimentary facies, depending of the core observed. This interval is divided in four substages. The **MIS 11e**, until 420 ka BP, registers the sedimentary facies **SF3a** in the three sediment cores, corresponding to a large deglaciation phase. Calcareous microfossils are rare to absent, and Ti/Ca and S/sum ratios have very high values. **This substage is interpreted as a long deglaciation**

phase, with the largest calving events, large meltwater releases to the Nordic seas from the surrounding ice-sheets decay, and the highest terrigenous inputs (sedimentation rates until 23 cm/ka). The three following substages, **MIS 11d**, **MIS 11c** and **MIS 11b (420-390 ka BP)**, register one kind of sedimentary facies, the **SF5** corresponding to an hemipelagic sedimentation, with the highest number of planktonic foraminifera recorded within the three cores. This peculiar interval records no **IRD**, which implies **warm conditions, without drifting icebergs over the core sites**. The very high number of *Nps* and *N. incompta* (> 60,000/g and >1,000/g respectively) but low abundance of *G. bulloides* suggest favourable surface conditions but with cold surface waters and a weak **AW** influence. The thick and extended meltwater surface layer existing during the preceding deglaciation phase is probably responsible for this weak **AW** influence. This supposition is supported by the very low planktonic $\delta^{18}\text{O}$ values, which suggest meltwater influence in the planktonic foraminifera shells. The following substage, **MIS 11a, 390-365 ka BP**, registers an increase in the $\delta^{18}\text{O}$ values, which can be interpreted as a more oceanic influence, with open water conditions. But the increase number of **IRD** suggests an increase in iceberg driftings and discharges in the environment. **This is interpreted as cooling conditions during this interval**, which become harsher for microorganisms until the end of the interglacial, with the progressive planktonic foraminifera disappearance. The M17KC01, the southernmost sediment core, registers **SF1**, contouritic deposits during this interval. It suggests an increasing bottom current influence in the deepest parts of the central Nordic seas, but only in the southernmost site (Figure 96).

The **MIS 10, 365-337 ka BP**, registers only two sedimentary facies, the boreal sedimentation **SF4** and the brown deep-sea diamict, **SF3b**. This glacial registers high **IRD** content in the three cores. The **MIS 10c** and **MIS 10b, 365-346 ka BP**, register short episodes of calving in a general boreal sedimentation. **The environment was probably cold, and ice-sheets probably extended to the shelf edge or in its vicinity. There were regular icebergs drifting over the southern Nordic seas.** The relatively high magnetic susceptibility of the sediment, associated to *G. bulloides*, suggests the influence of northward current and **AW** over the core sites. The low but constant planktonic foraminifera content implies at least **seasonally open water conditions**. The **MIS 10a, 346-337 ka BP**, registers an increase in sedimentation rates. The sediments record almost only the **SF3b**, the brown deep-sea diamict, which imply long term calving events. The planktonic foraminifera content decreases to zero and the terrigenous inputs become very large. Those elements suggest this substage as the coldest period, with the largest ice-sheets extension of this glacial (Figure 96).

The **MIS 9, 337-279 ka BP**, registers contouritic deposits **SF1b** and **SF1c** interplaying with the boreal sedimentation **SF4**. The **MIS 9e, 337-318 ka BP**, records a deglaciation phase between 337 and 330 ka BP. The deglaciation, corresponding to Termination IV, began at the end of the **MIS 10a, 339 ka BP**, which involves 9 ka of deglaciation, the same duration than for the Termination V deglaciation phase. The most important discrepancy between those two deglaciation events is the sedimentation processes induced. The

Termination V deglaciation phase deposited the sedimentary facies **SF3a**, which implies a thick and long during meltwater layer over the Nordic seas, inducing a such important oxygen depletion to the sea-floor that the sediment became black. During the Termination IV deglaciation phase, the sedimentary facies **SF3b** is recorded, implying a **weaker oxygen depletion to the sea-floor. It can be explained by smaller ice sheets during the MIS 10 than during the MIS 12, giving less intense calving and meltwater discharges to the Nordic seas.** Interestingly, the Termination IV deglaciation phase registers very high Mn/sum content, which is not recorded during the Termination V deglaciation phase. [Jakobsson et al. \(2000\)](#) interpret the high Mn content recorded during interglacials as periods of good bottom sea ventilation. We suggest the same interpretation for our records, attesting by the nature of the deposits, with highly bioturbated **SF3b**. Thus, the deglaciation phase is characterized by high **terrigenous contents, a large ice-sheet decay, meltwater releases and iceberg calvings of weaker importance than for the Termination V deglaciation phase, and a good bottom-sea ventilation.** Then, after **330 ka BP**, the full-interglacial conditions occur. The planktonic foraminifera content increases, and *G. bulloides* attests the **AW** influence in the M17KC01 core site. This imply a progressive incursion of Atlantic Waters to the central Nordic seas within the M17KC01 area.

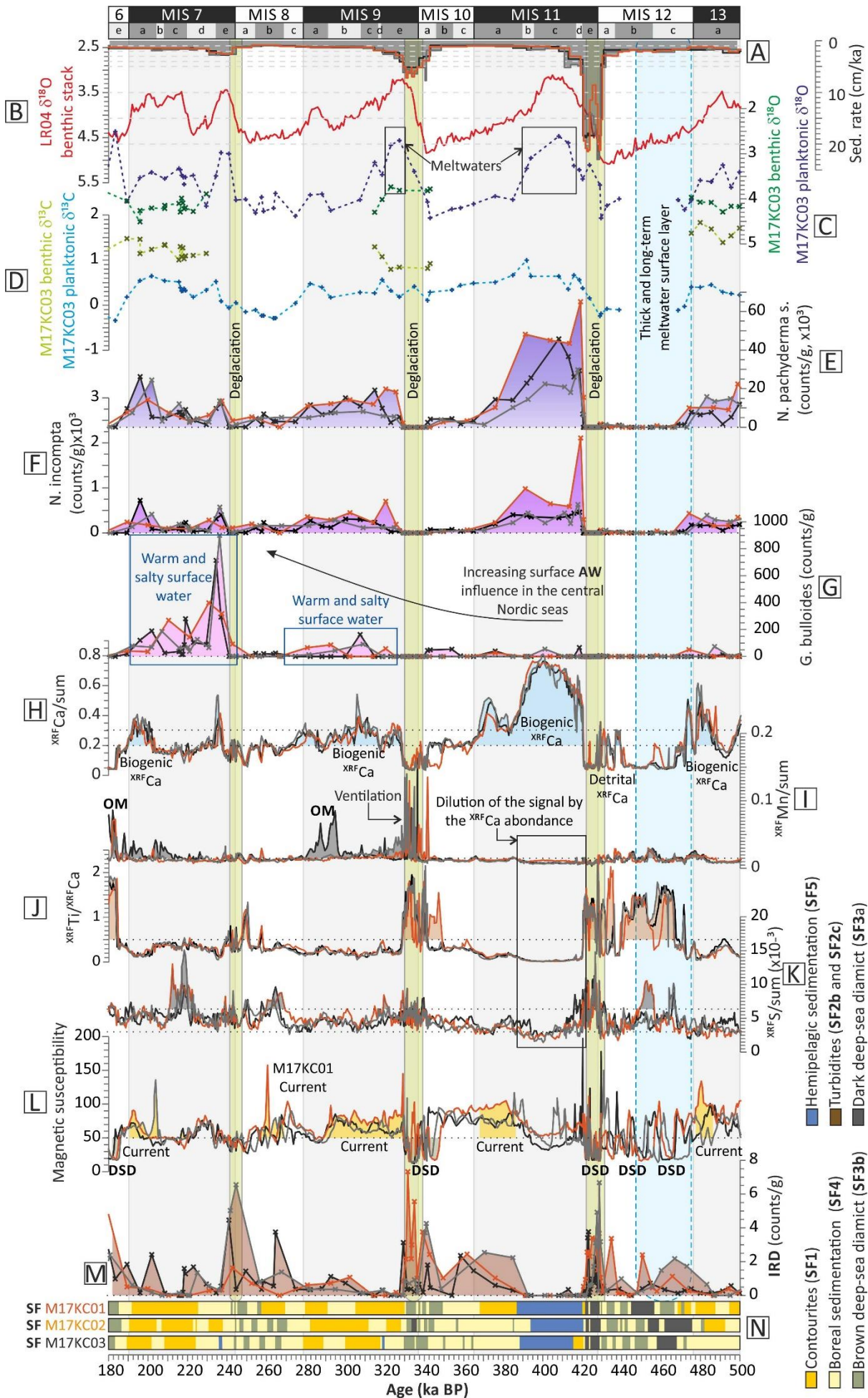
The **MIS 9d** corresponds to a cooling event, registered by a slight decrease in the planktonic foraminifera content, with a slight increase in **IRD** and Ti/Ca content, implying a short period of ice-sheet readvance. Then, between the **MIS 9d** to **MIS 9b**, from **318** to **291 ka BP**, deep contour currents and a good bottom-sea oxygenation dominate the records, with numerous calcareous microfossils and *G. bulloides* occurrences in the three cores. It suggests that during this time interval, **AW** bathes the central Nordic seas. The **IRD** content is still high, implying regular drifting icebergs in the area, at least seasonally. Those substages register increasing planktonic $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values, which suggest open water conditions. The **MIS 9a, 291-279 ka BP**, registers a slight decrease in the planktonic foraminifera content, related to a decrease in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values. This is interpreted as a cooling substage. The M17KC03 core registers an absence of *G. bulloides*, the M17KC02 registers a high decrease in the number of *G. bulloides* and the M17KC01 still records those microfossils. This suggests a southward displacement of the **AW** influence during this substage.

The **MIS 8, 279-244 ka BP**, registers low sedimentation rates, around 1 cm/ka. Three sedimentation types are recorded through this glacial, the boreal sedimentation **SF4**, the brown deep-sea diamict **SF3b**, and, only through the M17KC01, the contouritic deposit **SF1b** and **SF1c**. This whole glacial registers low planktonic foraminifera content, which imply open-water conditions at least seasonally in the central Nordic seas. The **MIS 8c, 279-269 ka BP**, registers boreal sedimentation, low **IRD** contents and few microfossils. It is interpreted as a cold substage, with small ice sheet extensions, probable seasonal sea-ice covers, and few drifting icebergs. The **MIS 8b, 269-254 ka BP**, registers several calving events and high S/sum values, which can be linked to the deep sea diamict **SF3b** recorded in the cores. Interestingly, the M17KC01 registers contouritic deposits during this substage, without **IRD** and very high magnetic susceptibility values. It is

interpreted as a deep bottom current activity in the M17KC01 core site, but not registered in the two other cores. It suggests a deflection of the bottom current which probably turned to the right after the M17KC01 core site (Figure 96). This substage is colder than the **MIS 8c**, and has probably a larger ice-sheets extension, until the outer shelf. The **MIS 8a**, 254-244 ka BP, registers the highest Ti/Ca values of the whole glacial, with numerous **IRD**. From 247.5 ka BP, the deglaciation phase begins, with calving events and meltwater releases, as recorded in the isotopic results.

The **MIS 7**, 244-190 ka BP, is the interglacial registering the highest number of *G. bulloides* in the cores, implying strong **AW** influence within the core sites during this interglacial. Two sedimentation types are recorded during this interval, contouritic deposits **SF1** and boreal sedimentation. The contouritic deposits are the dominant sedimentation type of this interglacial. The **MIS 7e**, 244-234 ka BP, registers the end of the deglaciation phase, at 241.5 ka BP. The Termination III is marked by a 6 ka deglaciation phase, which is shorter than the two preceding deglaciations. The brown deep sea diamicts registered during this interval are shorter than those recorded for the Termination V and Termination IV. It suggests a weaker extension of the boreal ice sheets for the **MIS 8** glacial, giving less icebergs and meltwaters to the central Nordic seas and the core sites. Then, the **MIS 7e** records an increase in the planktonic foraminifera abundance and an explosion of the *G. bulloides* abundance. It is interpreted as a strong **AW** influence over core sites at the end of this substage. The **MIS 7d** and **MIS 7b** register an increase in **IRD** contents, associated to a decrease in planktonic foraminifera. Those substages are interpreted as cool substages, with a growing of ice sheets. Until the end of the **MIS 7**, the number of *G. bulloides* decreases, implying a reduction of the **AW** influence over the core sites during this interglacial.

Figure 95 : Multiproxy approach for the 500 ka BP to 180 ka BP interval for the three sediment cores. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ (green) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}\text{C}$ (green) and planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina incompta*. per gram of dry sediment. (G) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (H) Ca/sum ratio. (I) Mn/sum ratio. (J) Ti/Ca ratio. (K) S/sum ratio. (L) Magnetic susceptibility. (M) Number of **IRD** per gram of dry sediment. (N) Sedimentary facies identified.



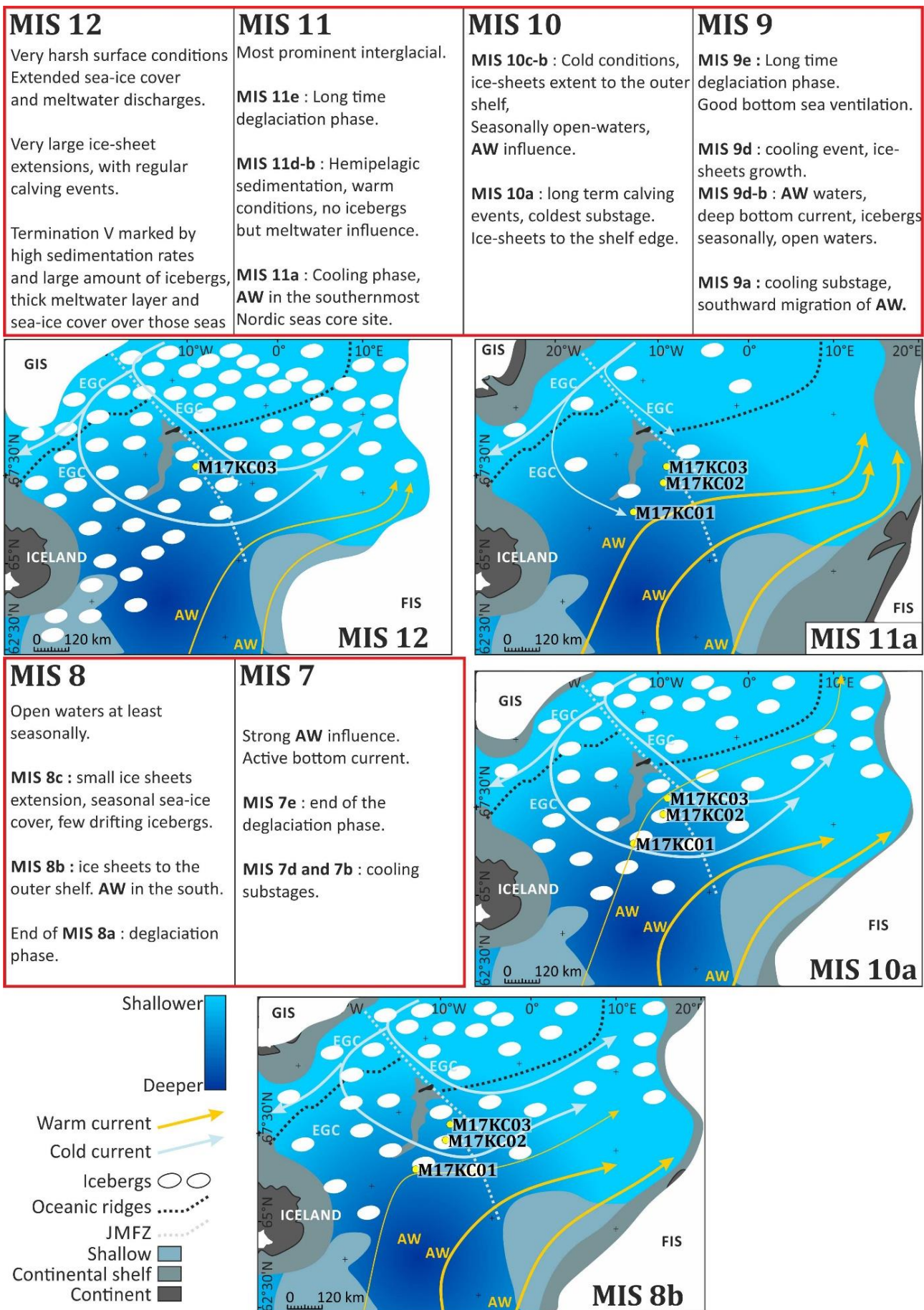


Figure 96 : Synthetic description of the marine isotopic stages 12 to 7.

V.6.4. Late Pleistocene to Holocene sedimentation, 200 ka BP to present, MIS 6 to 1

This time interval records the five sedimentary facies families (Figure 97). *G. bulloides* is abundant only during the MIS 5 and MIS 1, and the MIS 6 records full-glacial conditions. The MIS 4 and MIS 2 are atypical glacials, without deep-sea diamict recorded and few IRD.

The MIS 6, 190-132 ka BP, records two sedimentary facies, the boreal sedimentation SF4 interplaying with numerous brown deep-sea diamicts SF3b. This glacial has a low sedimentation rate, >1 cm/ka (Figure 97). The high Mn/sum content recorded within this interval is interpreted as a large amount of organic matter in the sediment, associated to the high number of deep-sea diamict registered. This interval is divided in five substages. The first one, MIS 6e, 190-176 ka BP, registers the lower planktonic foraminifera contents of this glacial and the highest IRD contents, with very high Ti/Ca and Mn/sum values. It suggests a very cold environment at the beginning of the MIS 6, with boreal ice-sheet extensions to the shelf-edge and numerous icebergs and meltwater releases. The absence of planktonic microfossils and very light $\delta^{18}\text{O}$ values suggest very harsh surface conditions during this substage. The MIS 6d, 176-165 ka BP, registers a rapid increase in planktonic foraminifera *Nps*, until 5,000 *Nps*/g in the M17KC01 and M17KC02, and more than 10,000 *Nps* in the M17KC03. It suggests at least seasonal open water conditions during this substage, but the surface water conditions are too harsh for *N. incompta* and *G. bulloides*. This interval is probably a little warmer than the preceding, with less icebergs calving and lower meltwater surface layer, as suggested by the high planktonic $\delta^{18}\text{O}$ values. The MIS 6c, 165-156 ka BP, registers a reduction in the *Nps* content, which suggests harder sea surface condition. The MIS 6b, 156-141.5 ka BP, records numerous deep-sea diamict SF3b sedimentary facies, which suggests recurrent calving events. The higher IRD content and the lower *Nps* content suggests colder conditions during this substages, with ice-sheets to the shelf-edge. The MIS 6a, 141.5-132 ka BP, records numerous short period SF3b facies, which implies short calving events with icebergs to the central Nordic seas, and the end of this substage registers the beginning of the Termination II deglaciation phase (Figure 98).

The MIS 5, 132-72 ka BP, registers warm conditions proxies, with contouritic and hemipelagic sedimentations, numerous planktonic foraminifera, high Ca/sum and low $\delta^{18}\text{O}$ values (Figure 97). The MIS 5e, 132-116 ka BP, registers the deglaciation phase of the Termination II until 123 ka BP. During this interval, the IRD and Ti/Ca contents are high, which implies high terrigenous inputs and iceberg calvings over the studied area. The planktonic foraminifera content increases rapidly, with *N. incompta* and *G. bulloides*, suggesting rapid favorable surface conditions in those seas, with an AW influence (Figure 98). Then, the MIS 5d, 116-107 ka BP, registers exceptionally favorable conditions in the M17KC01, the southernmost core, with the hemipelagic sedimentation SF5, akin to the sedimentation recorded while the MIS 11. The conditions were probably very favorable, with a high AW influence and a very good bottom sea oxygenation. The IRD are rare, which suggest rare iceberg driftings in the area. The MIS 5c, 107-92 ka BP, registers a progressive

degradation in the global surface conditions, with a reduction of the planktonic foraminifera, including *G. bulloides* which almost disappears. It suggests cooling conditions, with a strong **AW** reduction in the area. The **MIS 5b**, 92-86 ka BP, shows an almost disappearance of the planktonic *N. incompta* and *G. bulloides*. **AW** are probably still present in the area, but with a very weak inflow, and the surface conditions are probably harsh. The **MIS 5a**, 86-72 ka BP, registers a rapid increase in **IRD** content in the M17KC03 core, implying a rapid iceberg calving. The absence of deep-sea diamict sedimentation suggests there was no meltwater releases associated to the calving event responsible of the **IRD** peak. This substage is cooler and probably marks the beginning of ice-sheets growing phase.

The **MIS 4**, 72-57 ka BP, is a short glacial, with atypical sedimentary facies. It registers boreal sedimentation **SF4** and contouritic deposits, **SF1**. The planktonic foraminifera content decreases during this glacial, but with almost 10,000 **Nps/g** of dry sediment, which remains a large abundance (Figure 97). The Ca/sum content displays a decrease in the biogenic abundance in the three cores. It suggests favorable sea surface conditions, with, at least seasonally, open-water conditions in the central Nordic seas. **IRD** content implies regular icebergs over the studied area, and the contouritic facies suggests good bottom sea ventilation and regular bottom currents. This glacial was probably mild compared to the preceding glacials.

The **MIS 3**, 57-35 ka BP, registers a slight increase in **Nps** content of the M17KC02, implying a little sea surface condition improvement over this core site. The Ca/sum content remains low during this whole atypical interglacial (Figure 97).

The **MIS 2**, 35-14 ka BP, is known as a major glacial, with a very large boreal ice-sheet extent. Surprisingly, this glacial is not as well recorded in the cores than the **MIS 6, 8, 10** or **12**. This glacial records only contouritic facies **SF1** in M17KC01 and M17KC03, and boreal sedimentation **SF4** in the M17KC02 (Figure 97). The planktonic foraminifera content is low, but registers however values around 5,000 **Nps/g**, suggesting at least seasonally open water conditions, and the **IRD** content is low, implying rare iceberg driftings in the area. It could be explained by sea-ice cover blocking icebergs. The contouritic deposits suggest good bottom-sea ventilation in the area during this glacial (Figure 98).

The **MIS 1**, 14-0 ka BP, registers a deglaciation phase until 8 ka BP, with rare **Nps** and a slight increase in the **IRD** content (Figure 97-98). Then, after 8 ka BP, the planktonic foraminifera content increases in the three cores, concomitantly to the Ca/sum content with high amount of *G. bulloides*. It is interpreted as very favorable sea surface conditions, with large **AW** inflow in the area, at least seasonally. The absence of **IRD** after 8 ka BP suggests rare to absent iceberg driftings over the core sites.

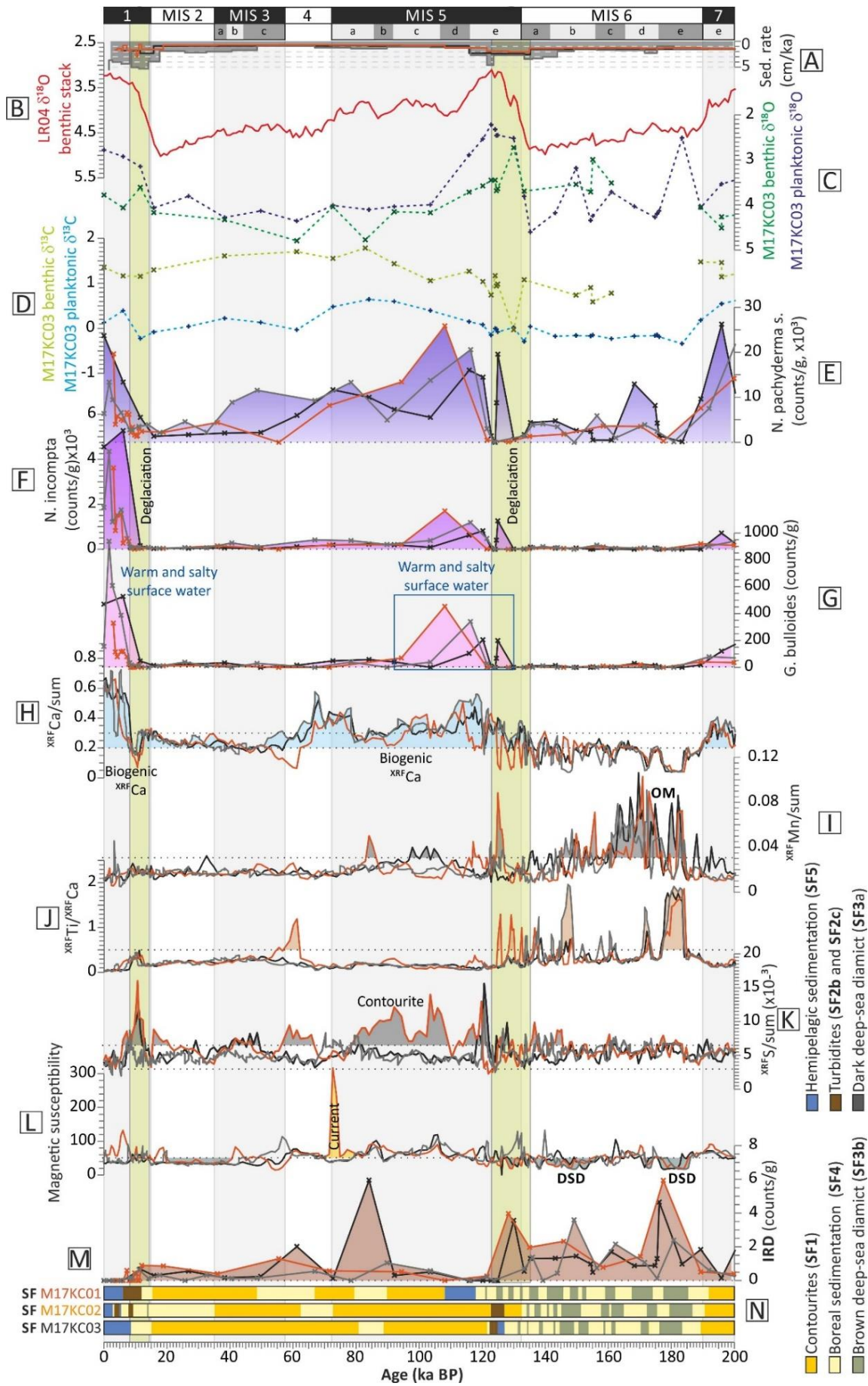


Figure 97

Figure 97 : Multiproxy approach for the 200 ka BP to 0 ka BP interval for the three sediment cores. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}O$ (green) and planktonic $\delta^{18}O$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}C$ (green) and planktonic $\delta^{13}C$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina incompta*. per gram of dry sediment. (G) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (H) Ca/sum ratio. (I) Mn/sum ratio. (J) Ti/Ca ratio. (K) S/sum ratio. (L) Magnetic susceptibility. (M) Number of IRD per gram of dry sediment. (N) Sedimentary facies identified.

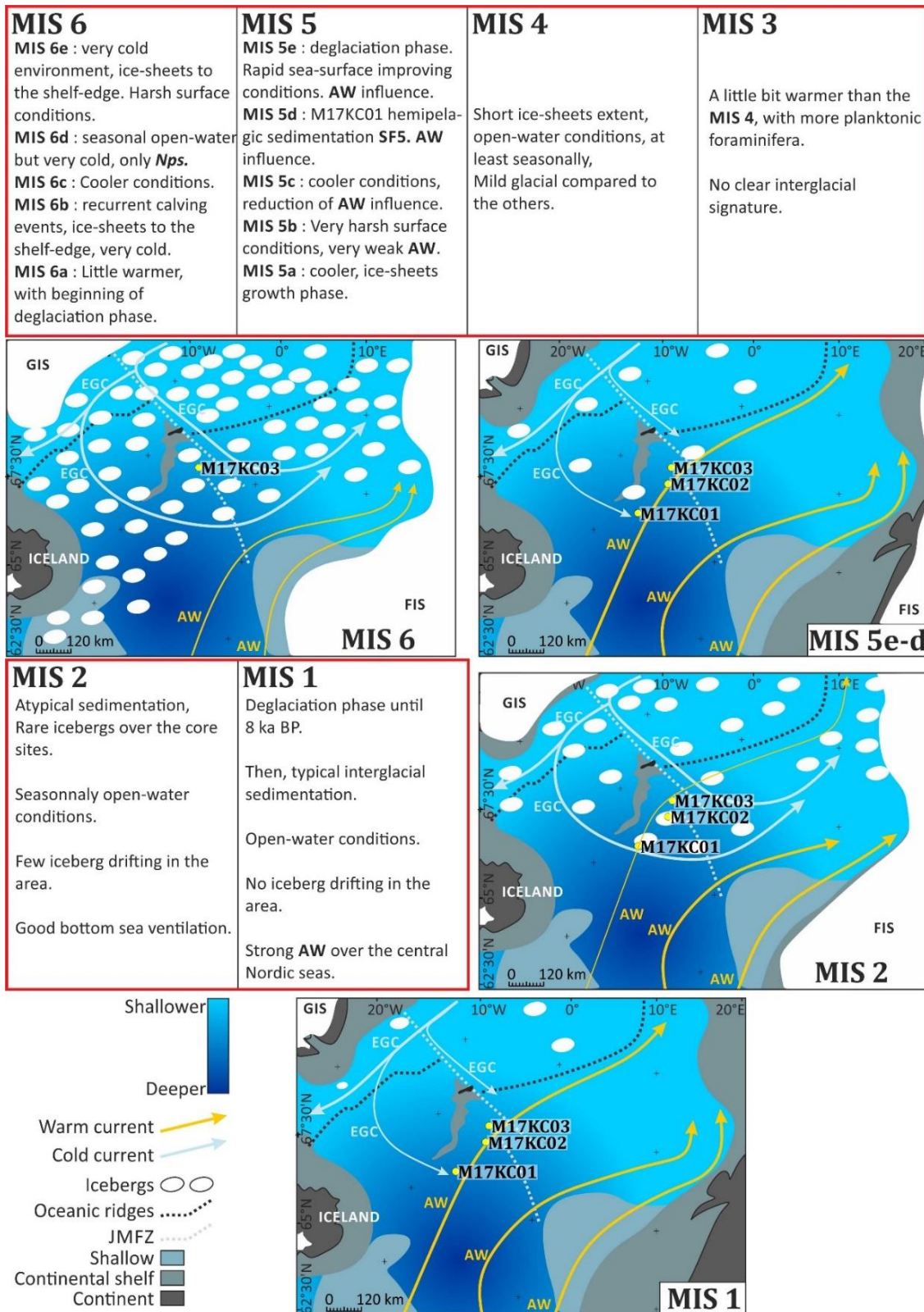


Figure 98: Synthetic description of the marine isotopic stages 6 to 1.

V.6.4. Synthesis of the Middle Pleistocene to Holocene sedimentation patterns and palaeoclimatic/palaeoenvironmental evolution

The **IRD** record of the past 1,000 ka BP confirms that ice-rafting is a recurrent and typical hydrographical process in the Nordic seas. Until the **MIS 16**, **IRD** events occurred during glacials and during interglacials as well. After the **MIS 16**, another pattern occurs, with more abundant **IRD** during glacials than during interglacials (Figure 99.I). This trend is coherent with knowledges concerning the previous **MPT** climatic cycles, registering shorter and weaker glacials than after the **MPT** (e.g. Helmke et al., 2003). In the same way, planktonic foraminifera records register a marked change in the environmental conditions before and after the **MIS 16** boundary. Before the **MIS 16**, planktonic foraminifera are regularly found, even if in low abundances (lower than during the following periods), in the core M17KC03, with no clear trends in between glacial and interglacial periods (Figure 99.E and F). The planktonic foraminifera *G. bulloides* is absent until **MIS 13**. Planktonic $\delta^{13}\text{C}$ record illustrates an absence of coherency between glacial/interglacial periods and the variations of recorded values. The values are globally lower before **MIS 16** than after, which suggests a surface palaeoproductivity stronger after the **MPT** (Donner and Wefer, 1994). Similarly, the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ and the benthic $\delta^{13}\text{C}$ values are lower before **MIS 16** than after (Figure 99.C and D). From **MIS 15**, the establishment of a globally coherent pattern is observed, with planktonic isotopic values shifting with the alternance of glacial and interglacial periods. From **MIS 15**, the planktonic $\delta^{13}\text{C}$ values are lower during interglacials than during glacials, except for the **MIS 10** which registers high planktonic $\delta^{13}\text{C}$ values. Those high values can be interpreted as periods of strong surface palaeoproductivity and enhanced gas exchanges between the ocean and the atmosphere (Fairbanks, 1989; Donner and Wefer, 1994), and thus suggest open-water conditions. The high benthic $\delta^{13}\text{C}$ values registered during the **MIS 15 - 13** and **MIS 5 - 1** suggest a good deep-sea ventilation and convection (Sarnthein et al., 1994).

At orbital scale, the Ca/sum and planktonic foraminifera counting recorded for **MIS 9** and **MIS 7** show moderate excess in amplitude in comparison to **MIS 11** and **5** (Figure 99.G). This variation in the amplitude probably reflects some kind of threshold in the warming intensities, necessary to generate a better preservation of carbonates (e.g., Huber et al., 2000; Helmke and Bauch, 2002).

Glacials are featured by high Ti/Ca values and by high **IRD** amount but again (as also seen during interglacials but with conversely low values), each of them depicts different ranges in the recorded amplitudes. Over the last 1,000 ka BP, the most prominent signals are related to **MIS 6** and **MIS 12**. The **MIS 6** is known to be marked by a large geographical extension of European ice-sheets (e.g., Svendsen et al., 2004; Ehlers and Gibbard, 2007), **MIS 12** by a very intense decay of ice-rafted material up to the Iberian margin latitudes (Ehlers and Gibbard, 2007; Kandiano et al., 2012; Rodriguez-Tovar et al., 2015).

Among the interglacials, the **MIS 11**, 428-364 ka BP, is may be the most prominent one, with the Ca/sum ratio and the foraminifera abundances reveal a strong positive excursion observed between 390 and 420 ka BP. This interglacial, when considering the complete recovered time scale, up to 1,000 ka BP, and the whole set of records, is depicting the highest absolute values in several parameters. According to the **XRF** signal, this is a period recording high content of calcareous material and thus conversely low terrigenous one. This interval also shows the hemipelagic sedimentation **SF5a**, recorded in the three cores only during this interglacial, with an absence of **IRD**. Several authors, using proximal marine archives, also observed a high Ca content during **MIS 11** (e.g., Helmke & Bauch, 2003; Helmke et al., 2005; Kandiano et al., 2012, 2016, 2017), similarly to what is recorded in the M17KC03, M17KC02 and M17KC01 cores.

Interestingly the Saalian glaciation attributed to **MIS 6** has been suggested by modelling exercises (Colleoni et al., 2016), following geological evidences on the sea-floor (e.g., Hughes et al., 1977; Jakobsson et al., 2010, Jakobsson et al., 2016), to be characterized by one of the largest extensions of boreal ice-shelves over the Arctic domain.

There are a few periods recording an opposition between the planktonic **Nps** content and the **MS** record. Those rare periods correspond to the end of **MIS 15**, the beginning of **MIS 13**, the high peak of **MIS 11**, and **MIS 5**. This anti-correlation is interpreted as a dilution of the terrigenous material in the record by carbonate content. This is registered in the MD99-2277 (Helmke et al., 2005) and highlighted by Opdyke and Chanell (1996).

MIS 4 to **2** are characterized by a rapid decrease of microfossil contents, but all the planktonic foraminifera remain present until the end of the record. The **IRD** content rises during the end of **MIS 2**/Termination I, before an abrupt decrease at the top of the core. **MIS1** registers very high microfossil contents, with a constant rise of **Nps** and *N. incompta* until the end of the record, and high content of benthic foraminifera

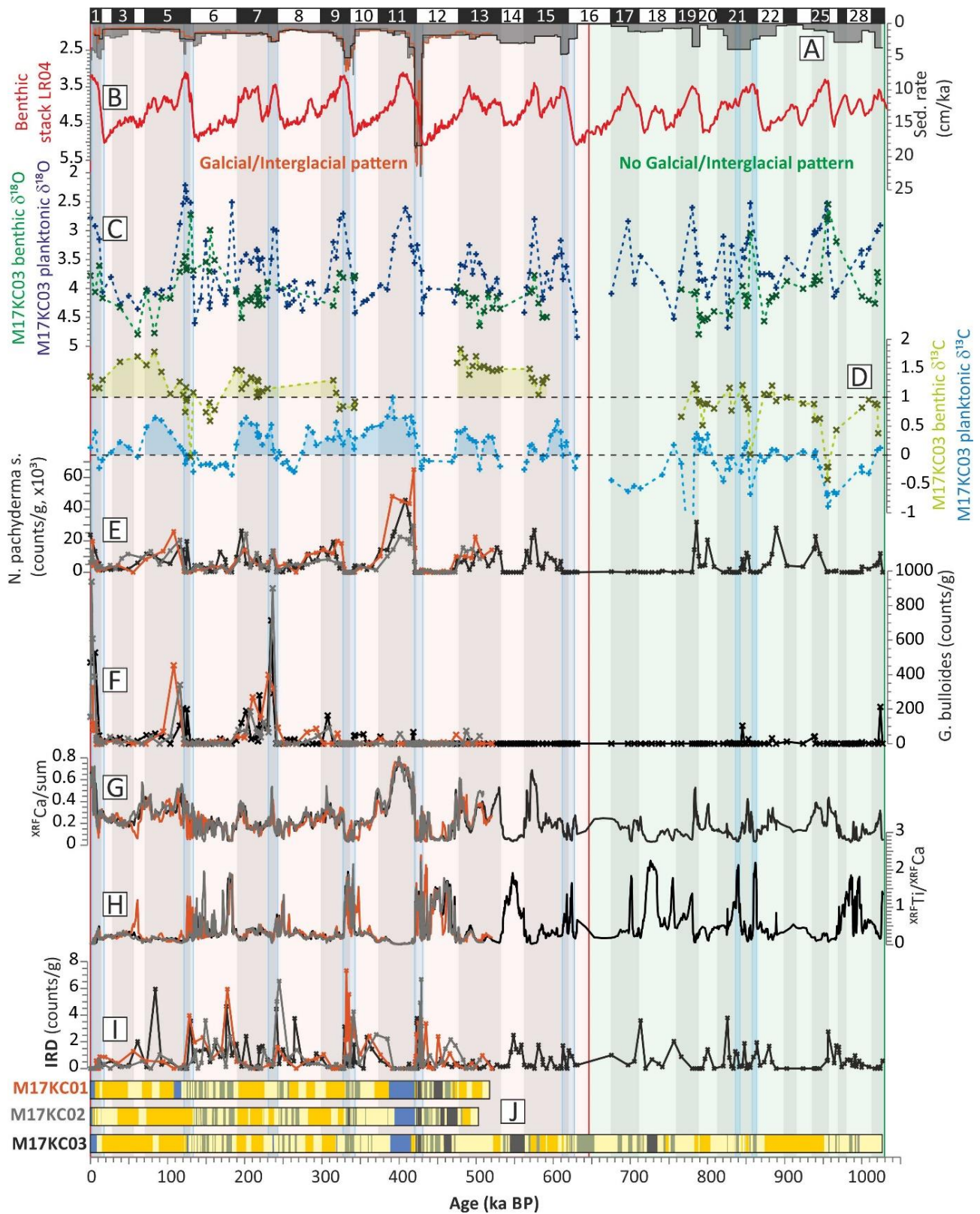


Figure 98 : Multiproxy approach for the 0 ka BP to 1,000 ka BP interval for the three sediment cores. (A) sedimentation rate (cm/ka). (B) LR04 benthic stack (Lisiecki & Raymo, 2005). (C) Benthic $\delta^{18}O$ (green) and planktonic $\delta^{18}O$ (blue) from the M17KC03 core. (D) Benthic $\delta^{13}C$ (green) and planktonic $\delta^{13}C$ (blue) from the M17KC03 core. (E) Number of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* per gram of dry sediment. (F) Number of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* per gram of dry sediment. (G) Ca/sum ratio. (H) Ti/Ca ratio. (I) Number of IRD per gram of dry sediment. (J) Sedimentary facies identified.

V.7. Conclusion

The study of three long piston cores from the central Nordic seas allowed the establishment of a stratigraphy and the identification of five sedimentary facies families:

- (1) Sedimentary facies **SF1**, corresponding to contouritic deposits. This lithofacies was recurrent in the core and most prominent during interglacials after the **MIS 16**.
- (2) Sedimentary facies **SF2**, corresponding to turbidity deposits. This lithofacies was rare in the cores.
- (3) Sedimentary facies **SF3**, corresponding to deep sea diamict. Two major facies were identified, (a) the **SF3a**, registering the largest and most intense deglaciation phases. This peculiar lithofacies was interpreted as the result of massive ice-sheets decay. (b) The sedimentary facies **SF3b**, registering less intense deglaciation phases, and more recurrent in the cores. This lithofacies is essentially recorded during glacials after the **MIS 16**.
- (4) Sedimentary facies **SF4**, registering the boreal sedimentation. This facies records decantation processes and recurrent icebergs melting, giving sparse **IRD** to the sea-floor. Planktonic foraminifera and bioturbations are sparse through this lithofacies, indicative of harsh surface conditions.
- (5) Sedimentary facies **SF5**, registering the highest amounts of calcareous microfossils. This lithofacies is rare in the core, recorded only during the warmest interglacials. It marks essentially the **MIS 11** interglacial.

The multiproxy approach presented in this study highlighted the end on the Mid-Pleistocene Transition, with the establishment of a clear opposition between glacials and interglacials, after the **MIS 16**. Before this stage, **IRD** and planktonic foraminifera could be abundant both during glacials and during interglacials. After the **MIS 16**, **IRD** are more frequent during glacials, very abundant during the deglaciation phases of Terminations, and almost absent during interglacials. Conversely, the planktonic foraminifera are almost absent during glacials and abundant during interglacials. The isotopic results attest of a major change in the water column ventilation, with higher $\delta^{13}\text{C}$ values after the **MIS 16** than before.

Conclusions générales et perspectives

Cette thèse avait pour objectif principal d'étendre nos connaissances sur les changements paléocéanographiques et sédimentaires se produisant dans les mers nordiques au cours des alternances glaciaires/interglaciaires du Quaternaire moyen à terminal, afin de mieux évaluer les processus en jeu sur des périodes et des échelles de temps climatiquement contrastées. Cette étude s'est essentiellement concentrée sur les changements dans l'extension (construction/ débâcle) des calottes, le développement de la glace de mer, la dérive des icebergs et la dynamique des courants marins dans cette région, le tout dans un contexte d'alternance de périodes climatiques et de transitions entre phases froides (glaciaires) et chaudes (interglaciaires). Ces changements et alternances ont été documentés au travers d'une approche multiproxy couplant des analyses micropaléontologiques, par des comptages de foraminifères benthiques et planctoniques ; par l'étude des zones d'acmé à coccolithophores ; géochimiques, par des analyses isotopiques de l'oxygène, des datations radiocarbone et des données de concentrations élémentaires par **XRF** ; et sédimentologiques, par des analyses microgranulométriques, comptages d'**IRD**, des analyses de lames minces, et des mesures de susceptibilité magnétique à haute résolution. Cette approche a notamment permis de retracer la dynamique des masses d'eau de surface, les périodes de fort impact de la glace de mer, et les influences des calottes en fonction de leur extension sur les plateformes continentales. Le grand jeu de données sédimentaire acquis au cours de ce travail de thèse a amené à se concentrer sur trois problématiques principales, issues de cinq carottes sédimentaires de la mission MOCOSSED 2017, les carottes M17KC01, M17KC02, M17KC03, M17KC14, et M17KC15 :

1. La mise en place d'une échelle stratigraphique viable pour l'ensemble des mers nordiques par l'utilisation de proxies ad-hoc comme marqueurs des périodes glaciaires, de déglaciation et interglaciaires (*Chapitre 3*) ;
2. L'amélioration de la connaissance du fonctionnement glacio-sédimentaire du détroit de Fram en fonction de l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires au cours des derniers **450 ka BP** (*Chapitre 4*) ;
3. L'approfondissement des connaissances de la zone centrale des mers nordiques, dans les environs de la zone de fracture de Jan Mayen, en fonction des impacts de la *Mid-Pleistocene Transition* sur ces cycles climatiques enregistrés au cours du dernier million d'années (*Chapitre 5*).

La stratigraphie établie pour les cinq carottes des mers nordiques a permis de mettre en évidence certains proxies corrélables du sud au nord, et d'autres corrélables uniquement dans la zone au sud de Jan Mayen. Les données isotopiques ont montré que la rareté des microfossiles calcaires rendait compliqué l'établissement d'une échelle stratigraphique par l'intermédiaire de ce proxy, et que l'utilisation d'autres paramètres permettaient de palier à ce problème.

- Les données géochimiques **XRF** de Ti/Ca associées aux comptages d'**IRD** permettent notamment d'identifier les périodes glaciaires aussi bien dans le nord que dans le sud des mers nordiques, mais uniquement après le stade isotopique marin **MIS 16** ;
- Il a également été mis en avant des taux de sédimentation beaucoup plus élevés durant les phases de déglaciation que durant les périodes glaciaires ou interglaciaires dans les zones profondes, éloignées des sources directes de matériel sédimentaires telles que les *Trough Mouth Fans*, les glissements, ou les systèmes de chenaux profonds ;
- Les périodes interglaciaires sont, quant à elles, marquées par des valeurs élevées de données **XRF** Ca/sum et Ca/Sr, mais aussi par des valeurs élevées de comptages de foraminifères planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma* et des valeurs élevées de luminance (L*).

Ces différents proxies permettent donc, utilisés indépendamment des données isotopiques de l'oxygène, d'établir des échelles stratigraphiques viables à travers les mers nordiques par des corrélations pic à pic.

Les analyses sédimentaires détaillées des cinq carottes ont permis d'identifier cinq familles de faciès sédimentaires dominantes dans les domaines profonds des mers nordiques éloignés des systèmes de chenaux, paléo-ice streams et glissements :

- La famille des faciès sédimentaires **SF1** correspond aux dépôts contouritiques. Trois faciès contouritiques différents se retrouvent dans ces mers, marqueurs de trois hydrodynamismes différents :
 - Le **SF1a**, retrouvé uniquement dans la zone du détroit de Fram. Ce faciès sédimentaire très comparable à ce qui se retrouve au large de Cadix (Mulder et al., 2013) atteste d'un dynamisme important probablement issu d'une accélération du courant dans le goulot que représente le détroit de Fram. Ce faciès, bien que présent par intermittence durant toutes les phases climatiques, se retrouve majoritairement durant les périodes interglaciaires ;
 - Les faciès **SF1b** et **SF1c**, retrouvés uniquement dans les trois carottes au sud de Jan Mayen, correspondent à une sédimentation contouritique plus fine, respectivement argilo-silteuse et silto-argileuse. Ces faciès se retrouvent aussi bien durant les glaciaires que les interglaciaires avant le **MIS 16**, mais après ce stade isotopique, ils se retrouvent majoritairement durant les périodes interglaciaires.
- La famille des faciès sédimentaires **SF2** correspond aux dépôts gravitaires. Dans le détroit de Fram, cette famille de faciès se retrouve durant les périodes interglaciaires et correspond à des dépôts de successions pluridécimétriques de lamines silteuses fines pouvant s'être formées suivant deux processus de dépôt différents :

- Une période de fonte des calottes, donnant des panaches d'eau de fonte chargées en matières en suspension. Ces eaux froides et turbides sont denses et plongent (processus hyperpycnaux) ;
- Une période froide avec prise en glace de l'eau de mer. Cela entraîne la formation de panaches d'eau dense, très salées, qui vont cascader sur le fond et éroder ce-dernier, se chargeant ainsi en particules, et évoluant en courant de turbidité.

Dans la zone au sud de Jan Mayen, ce faciès sédimentaire correspond à des turbidites plus classiques, reprenant la séquence de Bouma. Ces turbidites y sont très rares et ne correspondent qu'à des événements isolés.

- La famille de faciès sédimentaires **SF3** correspond à des *debris flows* glaciéniques. Il en existe de deux types :
 - Le faciès **SF3a**, composé d'un sédiment noir très riche en **IRD** et en soufre, se retrouve du nord au sud des mers nordiques. Ce faciès est interprété comme étant la marque de débâcles massives d'icebergs, avec le relargage de très grandes quantités d'eau de fonte formant probablement des couches épaisses. Ce « couvercle » d'eau de fonte, froide et plus douce que l'eau de mer, entrainerait un ralentissement de la circulation océanique dans les mers nordiques, et surtout, un déplacement des zones de convection vers le sud, réduisant par la même les apports en oxygène sur le fond. Ce faciès correspondrait aux déglaciations les plus intenses, issues des calottes les plus étendues ;
 - Le faciès **SF3b**, retrouvé uniquement dans le sud de Jan Mayen, correspondrait à des débris flow glaciéniques de moindre importance. Ces sédiments, de couleur beaucoup moins sombre que le **SF3a**, sont très riches en **IRD** mais leur sommet est marqué par de très nombreuses bioturbations. Ce faciès est interprété comme un épisode de débâcle d'icebergs et de fonte des calottes de moindre amplitude que le **SF3a**. Avant le **MIS 16**, ce faciès se retrouve aussi bien durant les glaciaires que durant les interglaciaires. Après le **MIS 16**, il se retrouve essentiellement durant les glaciaires.
- La famille de faciès sédimentaires **SF4** correspond au « bruit de fond » sédimentaire des carottes. C'est la sédimentation classique des mers nordiques, se retrouvant partout dans ces mers, à toutes les époques et à toutes les profondeurs. Ce sédiment se compose d'argiles de décantation, parfois accompagnée de microfossiles calcaires, et fréquemment de débris transportés par la glace (**IRD**) de tailles et d'abondance variées. Ce faciès marque la dérive régulière d'icebergs dans les mers nordiques, ainsi que des périodes de couvert de glace de mer étendu et pérenne ;
- La famille de faciès sédimentaires **SF5** correspond à une sédimentation hémipélagique très riche en microfossiles calcaires. Ces dépôts ne se retrouvent que rarement dans les carottes au sud de Jan Mayen, presque exclusivement durant les périodes les plus chaudes des interglaciaires, et

notamment durant le **MIS 11**. Les sédiments se composent d'argiles de décantation et de très nombreuses espèces de microfossiles et nanofossiles calcaires. Ce faciès est associé à des conditions de surface chaudes particulièrement favorables dans les mers nordiques.

Sur la base de l'identification et de la caractérisation de ces cinq familles de faciès sédimentaires, **des modèles conceptuels du fonctionnement des périodes glaciaires, des phases de déglaciation et des périodes interglaciaires ont pu être établis pour la zone du détroit de Fram** pour les derniers **450 ka BP**.

Trois glaciaires très froids ont ainsi été mis en évidence, les **MIS 12, 6 et 2**, présentant des calottes boréales très étendues et des débâcles massives ; ainsi que deux glaciaires doux, les **MIS 8 et 10**, présentant des conditions un peu moins extrêmes, des calottes boréales s'étendant moins loin sur les plateformes externes, et des couverts de glace de mer plus étendus.

Trois modes de déglaciation ont été identifiés dans ce détroit :

- Des déglaciations massives avec de très grands événements de débâcles et d'apports d'eau de fonte en très grande quantité dans l'ensemble des mers nordiques. Ces événements se sont notamment produits au cours des Terminaisons V et I, respectivement durant les transitions **MIS 12/11** et **MIS 2/1** et présentent les taux de sédimentation les plus élevés (jusqu'à 14 cm/ka dans le centre du détroit de Fram) ;
- Des déglaciations présentant un couvert de glace de mer étendu, correspondant notamment à la Terminaison IV, au moment de la transition **MIS 10/9**. Les taux de sédimentation atteignent 6.5 cm/ka dans le centre du détroit de Fram, et un large couvert de glace de mer pérenne se met en place. De plus, des courants profonds baignent le fond du détroit ;
- Des déglaciations plutôt chaudes, correspondant notamment à la Terminaison III, au moment de la transition entre le **MIS 8/7**. Durant cette Terminaison, les taux de sédimentation sont moyens, autour de 3-4 cm/ka dans le détroit Fram, et une forte influence des eaux chaudes atlantiques se fait sentir dans cette zone.

Enfin, trois modes d'interglaciaires différents sont identifiés dans le détroit de Fram :

- Des interglaciaires chauds, correspondant notamment au **MIS 11**. Ce type d'interglaciaire se caractérise par des débâcles d'icebergs très rares, un couvert de glace de mer hivernal peu étendu, une convection active et la prolifération de microfossiles calcaires planctoniques et benthiques ;
- Des interglaciaires marqués par des épisodes de panaches turbides d'eau de fonte, correspondant notamment aux **MIS 5a** et **MIS 9**. Ce type d'interglaciaire se caractérise par un couvert de glace de mer saisonnier très actif et étendu, avec une moindre influence des courants profonds et une influence réduite des eaux chaudes atlantiques ;

- Enfin, des interglaciaires doux à froids, comme le **MIS 7** et le **MIS 3**, correspondant à des périodes présentant probablement une extension des calottes boréales sur la plateforme externe, et donnant des icebergs assez récurrents. Les conditions de surface et de fond sont malgré tout favorables pour la prolifération des microorganismes calcaires planctoniques et benthiques.

Pour finir, cette étude doctorale a s'est également concentrée sur **la zone au sud de Jan Mayen, et a permis d'identifier un changement dans le fonctionnement de ces mers au cours du dernier million d'années**. De fait, l'analyse détaillée de trois carottes sédimentaires, les M17KC01, M17KC02 et M17KC03, a permis de remonter jusqu'au stade isotopique **MIS 29**, durant les premiers stades de la *Mid-Pleistocene Transition*. Cette étude a permis de définir qu'entre les **MIS 29** et le **MIS 16**, l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires n'était pas clairement définie par l'utilisation des différents proxies présentés dans cette étude. Ce n'est qu'après le **MIS 16** qu'un schéma de fonctionnement clair se met en place et que l'alternance des cycles climatiques a pu clairement être identifiée. Ainsi, après le **MIS 16**, les glaciaires et les phases de déglaciation se caractérisent par une sédimentation essentiellement composée des familles de faciès sédimentaires **SF3** (correspondant aux débâcles plus ou moins intenses d'icebergs et d'eau de fonte) et **SF4** (correspondant à la sédimentation boréale, au « bruit de fond » sédimentaire de ces mers, composé d'argiles de décantation et de rares microfossiles calcaires). Les interglaciaires, quant à eux, se caractérisent essentiellement par les familles de faciès **SF1** (correspondant à une sédimentation profonde contouritique et donc à une circulation profonde active) et **SF5** (correspondant à une abondance très élevée de microfossiles calcaires dans les sédiments).

L'ensemble de ces résultats apporte un éclairage supplémentaire sur les mécanismes et processus ayant régis ces mers au cours du Quaternaire moyen à terminal.

A présent, afin d'aller plus loin, il serait particulièrement intéressant de continuer à analyser et interpréter les données obtenues pour les 26 autres carottes sédimentaires récupérées au cours des missions MOCOSED 2014 et MOCOSED 2017. En effet, l'ensemble des carottes à disposition permet d'avoir un jeu de données complet et exhaustif des mers nordiques et permettra, avec les études antérieures réalisées par nos collègues, d'avoir une vision beaucoup plus globale du fonctionnement sédimentaires et glaciologique des mers nordiques ([Figure 100](#)).

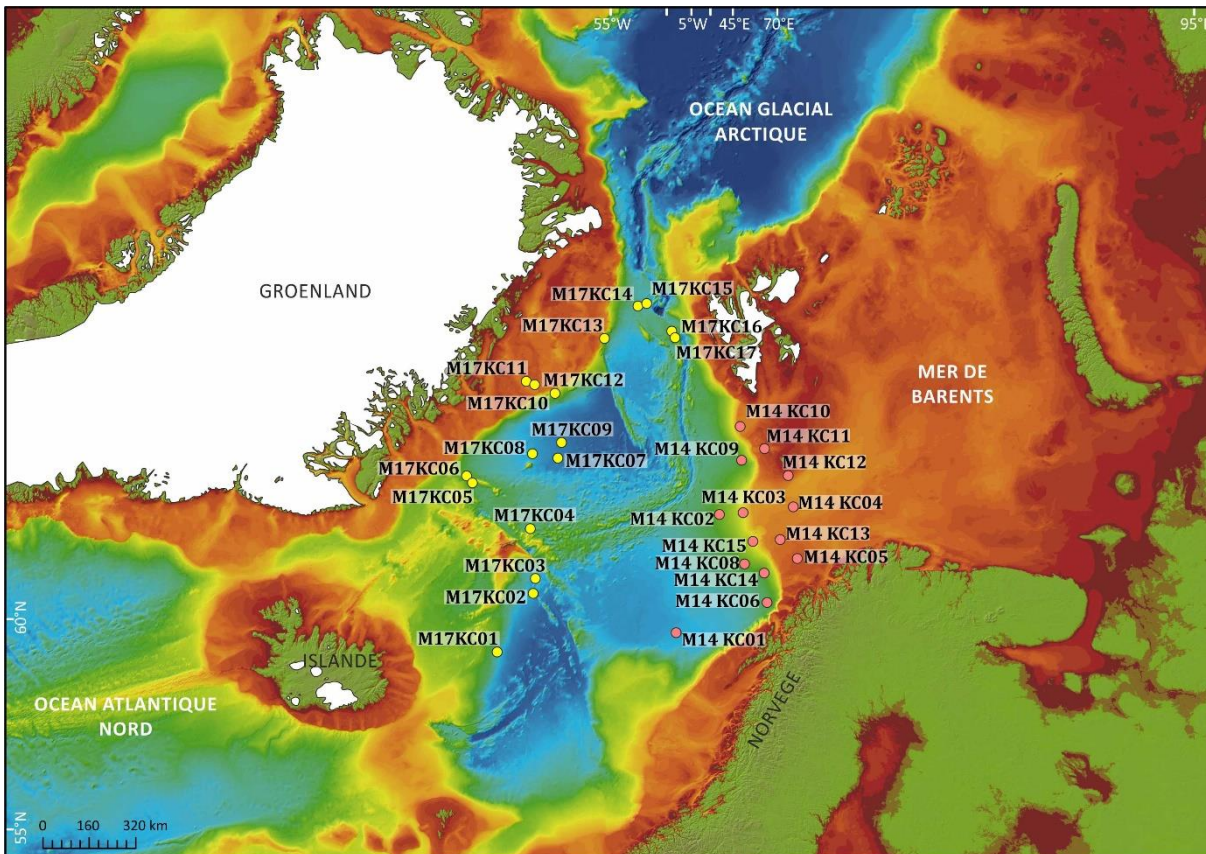


Figure 99 : Carte présentant la position des carottes issues des missions MOCOSED 2014 (M14) et MOCOSED 2017 (M17).

De fait, six zones sédimentaires distinctes peuvent être étudiées pour aller plus loin dans les mers nordiques par l'utilisation des jeux de données MOCOSED 2014-2017 :

- **La zone du détroit de Fram**, par les carottes M17K14, M17KC15, M17KC16 et M17KC17. Les carottes obtenues présentent un enregistrement sédimentaire bien supérieur aux limites des datations radiocarbone. Les carottes M17KC16 et M17KC17, prélevées sur la pente continentale du Svalbard, à proximité du rebord de plateforme, mais de l'autre côté de la ride de Mohs, enregistrent particulièrement bien les avancées de *Svalbard-Barents sea Ice Sheet (SBIS)* et les périodes d'intensification des courants de contour à proximité de la marge du Svalbard (Figure 100 et 101) (e.g. Aagaard-Sørensen et al., 2014 ; Knies et al., 2018 ; Syring et al., 2020).
- **Les Trough Mouth Fan (TMF) et le Paleo-Ice Stream (PIS) :**
 - Dans la zone de l'île aux Ours, les carottes M14KC02, M14KC03 et M14KC04 ont été prises dans l'alignement du **PIS** et du **TMF**, depuis le plateau continental jusqu'au pied de pente continentale. Ces carottes enregistrent notamment la sédimentation de la dernière déglaciation sous la forme d'un till glaciaire (Figure 100 et 102) (e.g. Lucchi et al., 2013).
 - Le pendant de ces carottes sur la marge groenlandaise sont les carottes M17KC10, M17KC11 et M17KC12. Ces-dernières ont été prises suivant un alignement similaire, depuis la plateforme, dans le **PIS** de Norske, et sur le rebord de plateforme. De même que pour les

trois carottes précédentes de la mission MOCOSSED 2014, ces trois carottes enregistrent la dernière déglaciation et donc la dernière période de fonctionnement du **PIS** de Noske (Figure 103) (e.g. Evans et al., 2009 ; Heiderich, 2015).

- Sur la plateforme de Barents, au niveau d'une bordure nord du **PIS** de l'île aux Ours, la carotte M14KC12 enregistre une moraine latérale (Figure 104) (e.g. Lucchi et al., 2013).
- Les carottes M14KC08, M14KC14, M14KC15 et M14KC05 enregistrent vraisemblablement plusieurs variations climatiques (Figure 105) (e.g. Lucchi et al., 2013).
- Sur la plateforme de Barents, trois carottes, M14KC09, M14KC10 et M14KC11 ont été prises dans deux autres **PIS** beaucoup plus petits que le **PIS** de l'île aux Ours, juste au nord, à proximité de Svalbard : les **PIS** de Storfjorden (M14KC10) (e.g. Nielsen & Rasmussen, 2018) et Kveithola (M14KC09 et M14KC11) (Pedrosa et al., 2011 ; Rebesco et al., 2016).
- Les systèmes turbiditiques du Lofoten et du glissement de l'Andøya, obtenus par les carottes M14KC01 et M14KC06 (Figure 107) (e.g. Brendryen et al., 2015).
- La zone profonde au large du système turbiditique du Keiser Franz Josef (**KSF**), du côté groenlandais, par les carottes M17KC08, M17KC07 et M17KC09 (Figure 108).

En plus de l'étude détaillée de ces différents sites, une étude plus poussée de l'ensemble des faciès sédimentaires retrouvés dans ces mers en fonction du temps permettrait de mieux caractériser les processus de sédimentation en jeu en fonction de l'extension des calottes boréales et des échanges entre l'océan glacial Arctique et les mers nordiques (cf. Annexes 12 à 22).

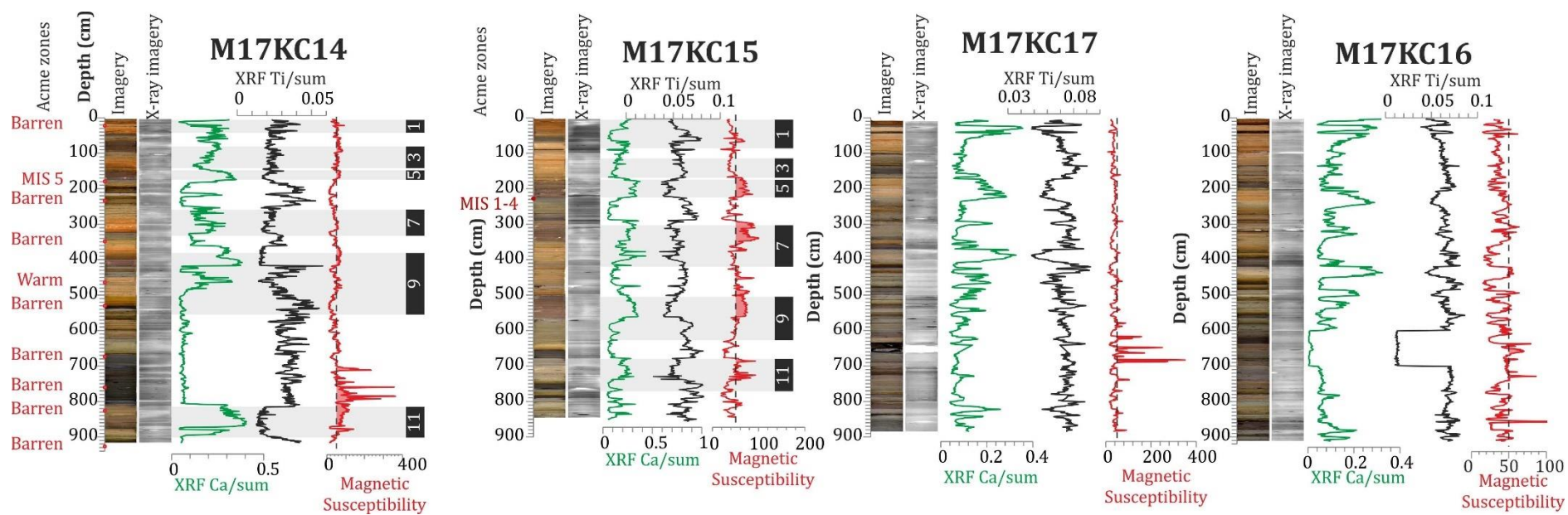


Figure 100 : Présentation des données XRF et de susceptibilité magnétique pour les carottes les plus nord du jeu de données, M17KC14, M17KC15, M17KC16 et M17KC17.

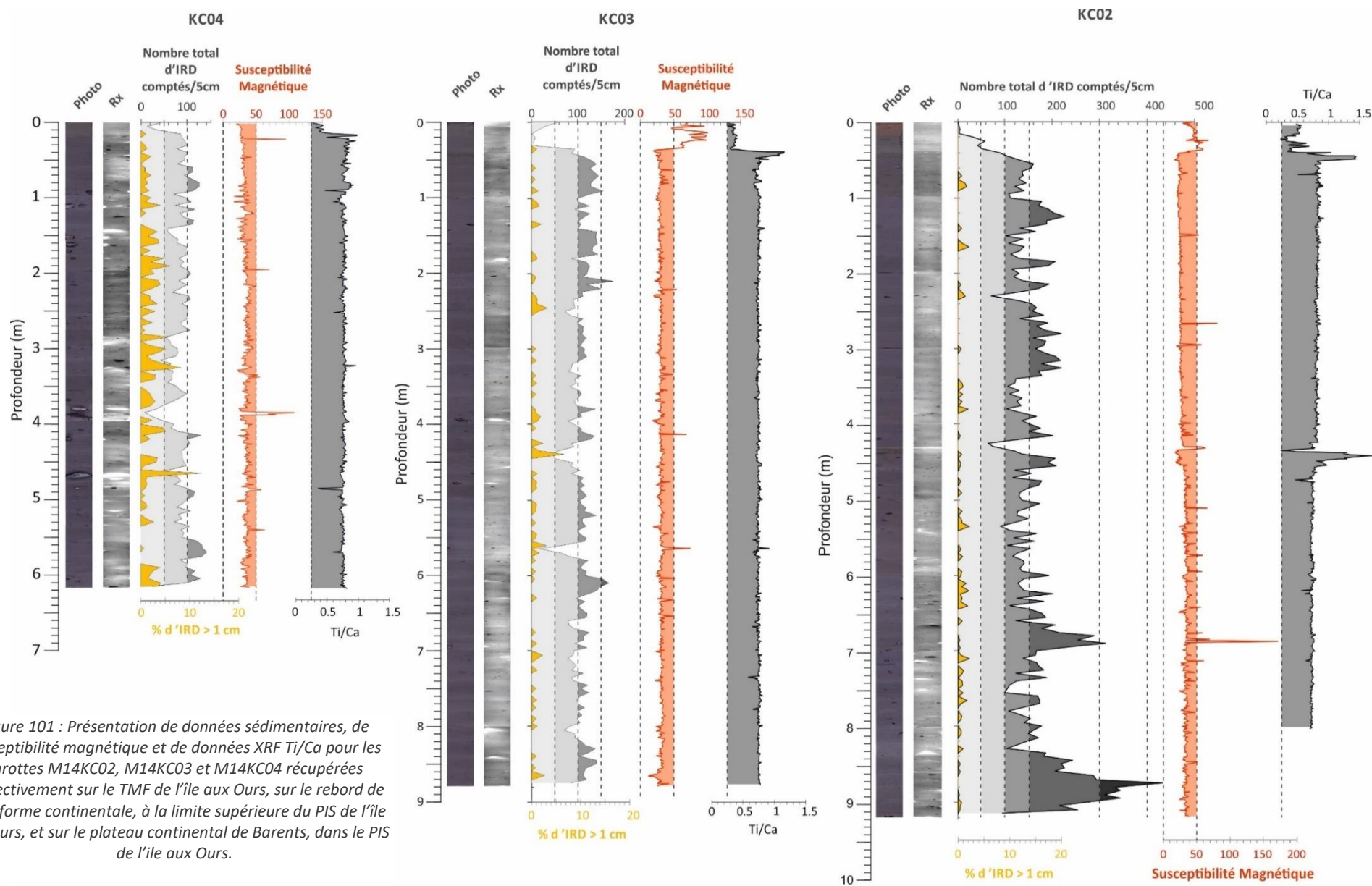


Figure 101 : Présentation de données sédimentaires, de susceptibilité magnétique et de données XRF Ti/Ca pour les carottes M14KC02, M14KC03 et M14KC04 récupérées respectivement sur le TMF de l'île aux Ours, sur le rebord de plateforme continentale, à la limite supérieure du PIS de l'île aux Ours, et sur le plateau continental de Barents, dans le PIS de l'île aux Ours.

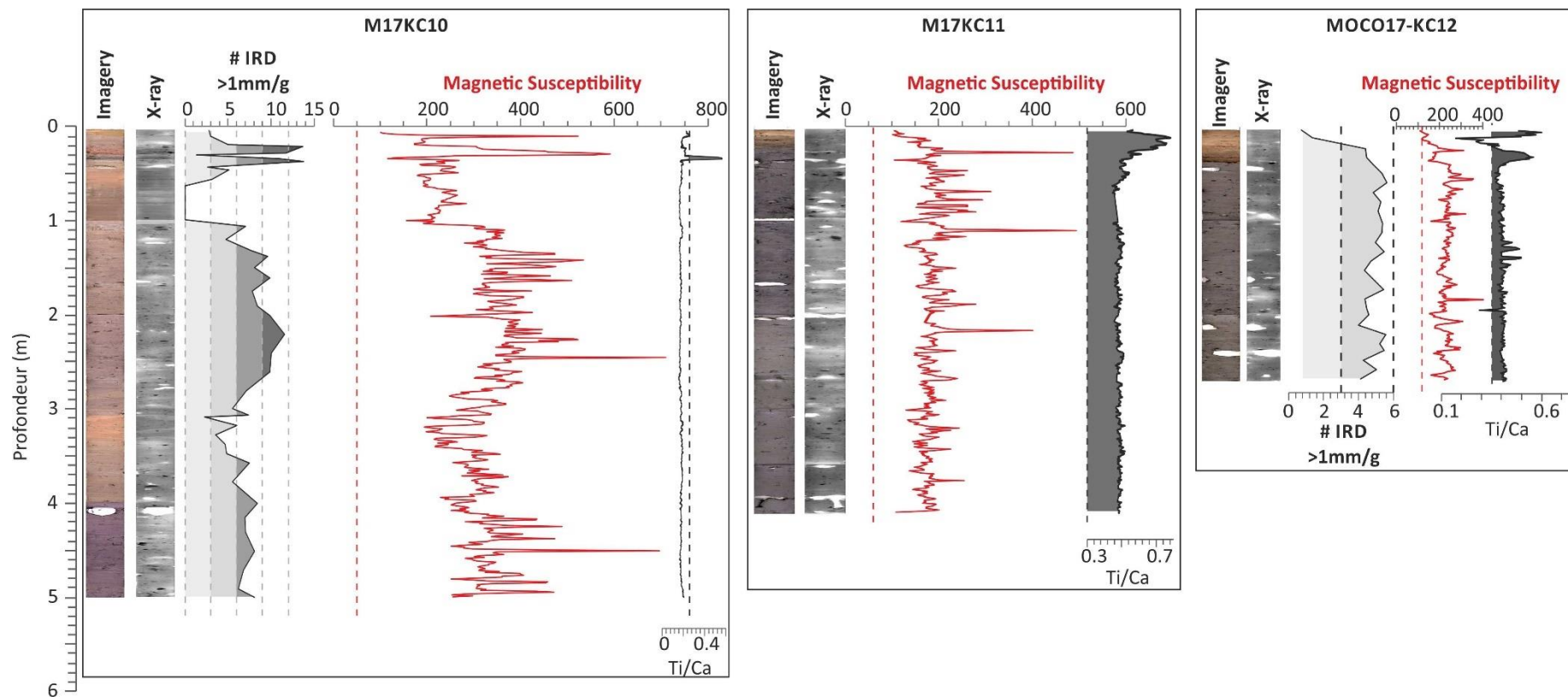


Figure 102 : Présentation de données sédimentaires, de susceptibilité magnétique et de données XRF Ti/Ca pour les carottes M17KC10, M17KC11 et M17KC12 récupérées respectivement sur le rebord de plateforme groenlandais de Norske et sur le plateau continental groenlandais, dans le PIS de Norske.

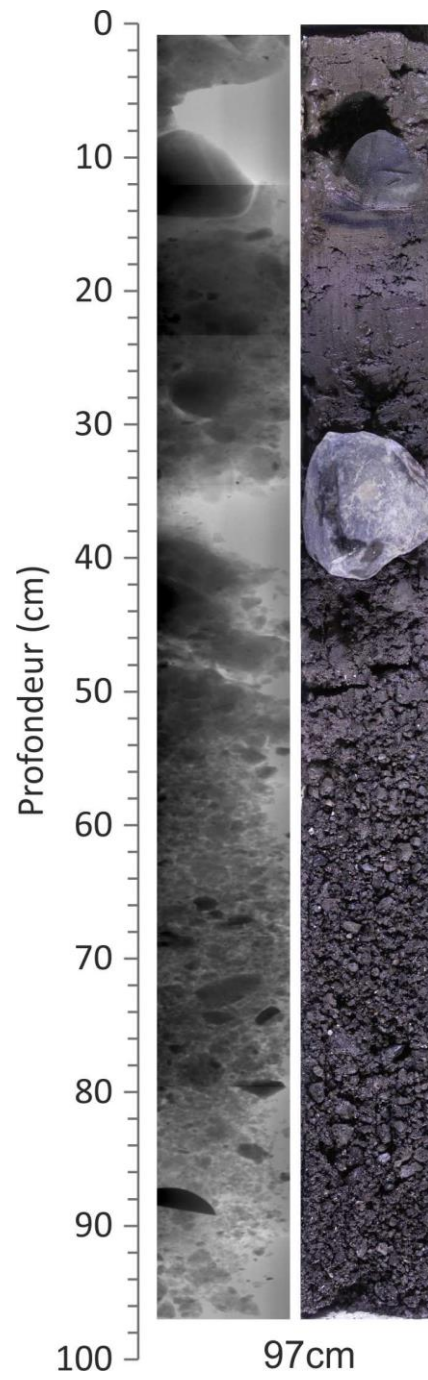


Figure 103 : Imagerie aux rayons X et photographie de la carotte M14KC12, courte, prise sur une moraine latérale du PIS de l'île aux Ours.

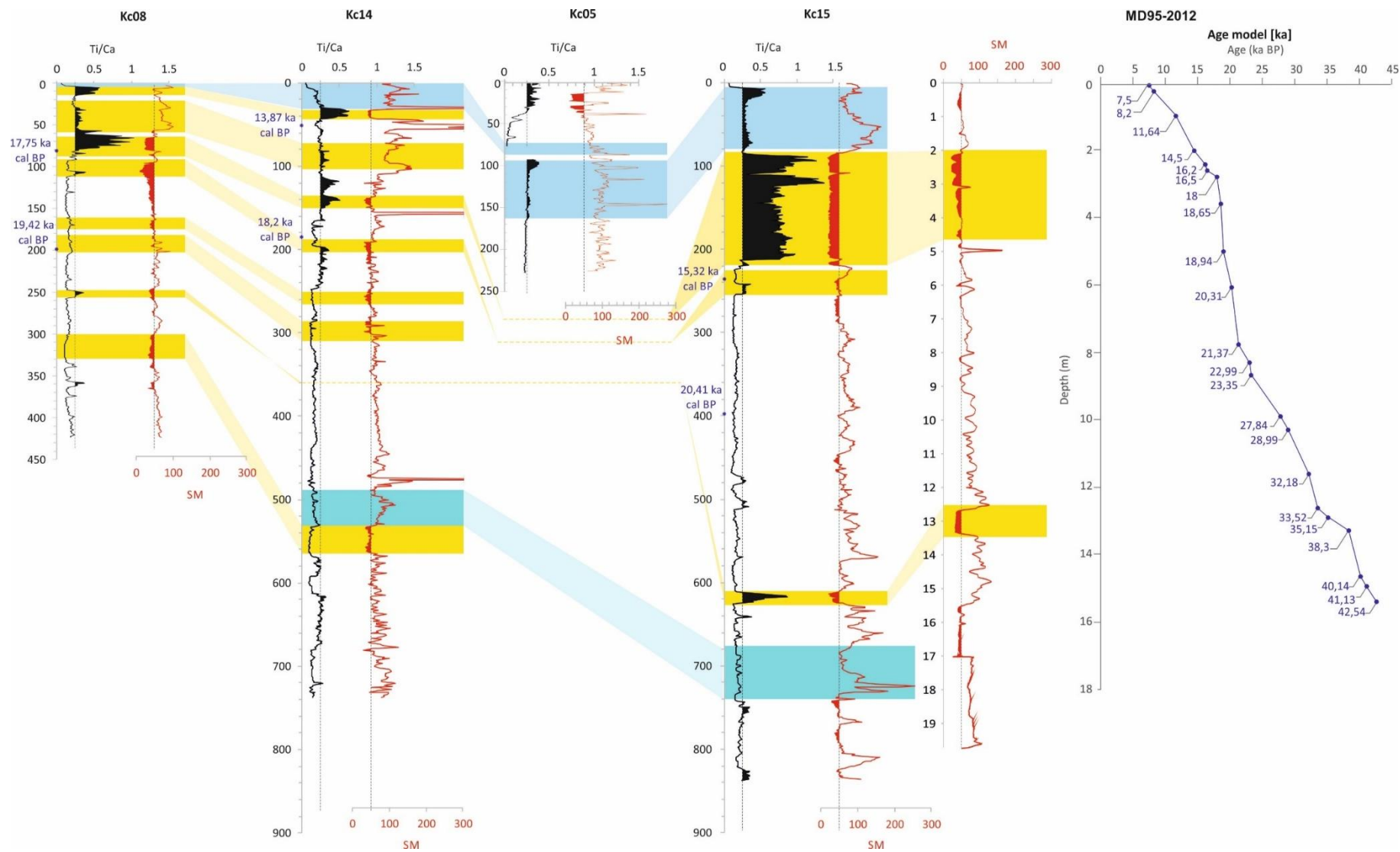


Figure 104 : Données XRF de Ti/Ca et de susceptibilité magnétique des carottes M14KC08, M14KC14, M14KC05 et M14KC15 en fonction des données de susceptibilité magnétique de la carotte de référence M95-2012.

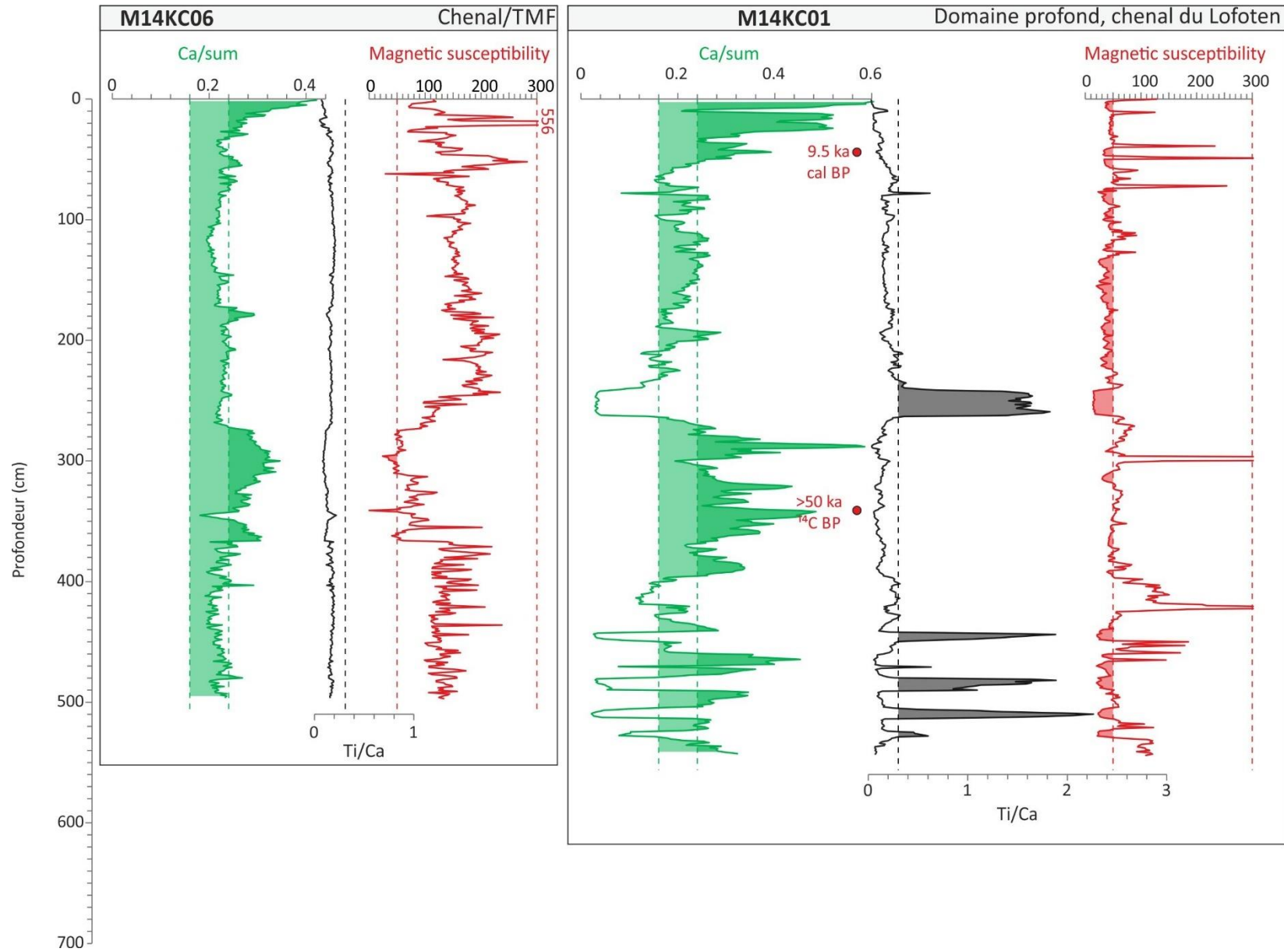


Figure 105 : Présentation des données XRF de Ca/sum et Ti/Ca ainsi que des mesures de susceptibilité magnétique pour les carottes M14KC06 et M14KC01, récupérées dans le bassin du Lofoten.

Bibliographie

A

Aagaard, K., J. H. Swift, et E. C. Carmack. 1985. « Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas ». *Journal of Geophysical Research* 90 (C3): 4833. <https://doi.org/10.1029/JC090iC03p04833>.

Aagaard, Knut, L. K. Coachman, et Eddy C. Carmack. 1981. « On the halocline of the Arctic Ocean ». *Deep Sea Research* 28A (6): 529-45.

Aagaard-Sørensen, S., K. Husum, M. Hald, et J. Knies. 2010. « Paleooceanographic Development in the SW Barents Sea during the Late Weichselian–Early Holocene Transition ». *Quaternary Science Reviews* 29 (25-26): 3442-56. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.08.014>.

Aagaard-Sørensen, S., K. Husum, K. Werner, R.F. Spielhagen, M. Hald, et T.M. Marchitto. 2014. « A Late Glacial–Early Holocene Multiproxy Record from the Eastern Fram Strait, Polar North Atlantic ». *Marine Geology* 355 (septembre): 15-26. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.05.009>.

Alendal, Guttorm, Jarle Berntsen, Elisabeth Engum, Gunnar K. Furnes, Gudmund Kleiven, et Lars I. Eide. 2005. « Influence from ‘Ocean Weather’ on near Seabed Currents and Events at Ormen Lange ». In *Ormen Lange—an Integrated Study for Safe Field Development in the Storegga Submarine Area*, 21-31. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-044694-3.50006-8>.

Alley, R B, D D Blankenship, S T Rooney, et C R Bentley. 1989. « Sedimentation beneath Ice Shelves - The View from Ice Stream B », 20.

Alley, Richard B, Sridhar Anandkrishnan, Todd K Dupont, et Byron R Parizek. 2004. « Ice Streams—Fast, and Faster? », 12.

Alley, Richard B., J.T. Andrews, J. Brigham-Grette, G.K.C. Clarke, K.M. Cuffey, J.J. Fitzpatrick, S. Funder, et al. 2010. « History of the Greenland Ice Sheet: Paleoclimatic Insights ». *Quaternary Science Reviews* 29 (15-16): 1728-56. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.007>.

Alvarez-Solas, Jorge, Sylvie Charbit, Catherine Ritz, Didier Paillard, Gilles Ramstein, et Christophe Dumas. 2010. « Links between Ocean Temperature and Iceberg Discharge during Heinrich Events ». *Nature Geoscience* 3 (2): 122-26. <https://doi.org/10.1038/ngeo752>.

Amundsen, Hilde B., Jan Sverre Laberg, Tore O. Vorren, Hafliði Hafliðason, Matthias Forwick, et Pål Buhl-Mortensen. 2015. « Late Weichselian–Holocene Evolution of the High-Latitude Andøya Submarine Canyon, North-Norwegian Continental Margin ». *Marine Geology* 363 (mai): 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.02.002>.

Andersen, BG. 1975. « Glacial geology of Northern Nordland, North Norway ». *Norges Geol. Unders Nonok*, no 320: 1-74.

Andersen, Espen S., Trond M. Dokken, Anders Elverhøi, Anders Solheim, et Ingrid Fossen. 1996. « Late Quaternary Sedimentation and Glacial History of the Western Svalbard Continental Margin ». *Marine Geology* 133 (3-4): 123-56. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(96\)00022-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(96)00022-9).

Anderson, John B. 1983. « Ancient Glacial-Marine Deposits: Their Spatial and Temporal Distribution ». In *Glacial-Marine Sedimentation*, édité par Bruce F. Molnia, 3-92. Boston, MA: Springer US. https://doi.org/10.1007/978-1-4613-3793-5_1.

Andreassen, Karin, Jan Sverre Laberg, et Tore O. Vorren. 2008. « Seafloor Geomorphology of the SW Barents Sea and Its Glaci-Dynamic Implications ». *Geomorphology* 97 (1-2): 157-77. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.050>.

Andreassen, Karin, Monica C.M. Winsborrow, Lilja R. Bjarnadóttir, et Denise C. Rüther. 2014. « Ice Stream Retreat Dynamics Inferred from an Assemblage of Landforms in the Northern Barents Sea ». *Quaternary Science Reviews* 92 (mai): 246-57. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.015>.

Andrews, John. 2000. « Icebergs and Iceberg Rafted Detritus (IRD) in the North Atlantic: Facts and Assumptions ». *Oceanography* 13 (3): 100-108. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2000.19>.

Andrews, John T., et Stephanie Cartee-Schoolfield. 2003. « Late Quaternary Lithofacies, Provenance, and Depositional Environments (~12–30 Cal Ka), North and South of the Denmark Strait ». *Marine Geology* 199 (1-2): 65-82. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00157-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00157-9).

Andrews, J.T., G. Dunhill, C. Vogt, et A.H.L. Voelker. 2017. « Denmark Strait during the Late Glacial Maximum and Marine Isotope Stage 3: Sediment Sources and Transport Processes ». *Marine Geology* 390 (août): 181-98. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.07.003>.

Andruleit, Harald A., et Karl-Heinz Baumann. 1998. « History of the Last Deglaciation and Holocene in the Nordic Seas as Revealed by Coccolithophore Assemblages ». *Marine Micropaleontology* 35 (3-4): 179-201. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(98\)00021-8](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(98)00021-8).

Auffret, Gérard, Sébastien Zaragosi, Michel Voisset, Laurence Droz, Benoît Loubrieu, Pascal Pelleau, Bruno Savoye, et al. 2000. « Premières observations sur la morphologie et les processus sédimentaires récents de l'Éventail celtique ». *Oceanologica Acta* 23 (1): 109-16. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(00\)00116-X](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(00)00116-X).

B

Baeten, Nicole J., Jan Sverre Laberg, Matthias Forwick, Tore O. Vorren, Maarten Vanneste, Carl Fredrik Forsberg, Tore J. Kvalstad, et Michael Ivanov. 2013. « Morphology and Origin of Smaller-Scale Mass Movements on the Continental Slope off Northern Norway ». *Geomorphology* 187 (avril): 122-34. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.008>.

Baeten, Nicole J., Jan Sverre Laberg, Maarten Vanneste, Carl Fredrik Forsberg, Tore J. Kvalstad, Matthias Forwick, Tore O. Vorren, et Haflidi Haflidason. 2014. « Origin of Shallow Submarine Mass Movements and Their Glide Planes-Sedimentological and Geotechnical Analyses from the Continental Slope off Northern Norway: Glide Plane of a Shallow Mass Movement ». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119 (11): 2335-60. <https://doi.org/10.1002/2013JF003068>.

Balestra, B., J.-A. Flores, D.A. Hodell, F.J. Hernández-Molina, et D.A.V. Stow. 2015. « Pleistocene Calcareous Nannofossil Biochronology at IODP Site U1385 (Expedition 339) ». *Global and Planetary Change* 135 (décembre): 57-65. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.10.004>.

Bates, R.L. , Jackson, J.A. (Editors), 1980. *Glossary of Geology*. Am. Geol. Inst., Falls Church, Va., 2nd ed., 749 pp.

Bauch, H. 2001. « A Multiproxy Reconstruction of the Evolution of Deep and Surface Waters in the Subarctic Nordic Seas over the Last 30,000yr ». *Quaternary Science Reviews* 20 (4): 659-78. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00098-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00098-6).

Bauch, Henning A. 1996. « Monitoring Termination II at High Latitude: Anomalies in the Planktic Foraminiferal Record ». *Marine Geology* 131 (1-2): 89-102. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00147-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00147-6).

Bauch, Henning A, Helmut Erlenkeuser, Jan P Helmke, et Ulrich Struck. 2000. « A Paleoclimatic Evaluation of Marine Oxygen Isotope Stage 11 in the High-Northern Atlantic ŹNordic Seas/ », 13.

Baumann, K. -H, K. S Lackschewitz, H Erlenkeuser, R Henrich, et B Jünger. 1993. « Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the east Greenland continental margin ». *Marine Geology* 114 (1): 13-36. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90037-V](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90037-V).

Baumann, K. -H, K. S Lackschewitz, J Mangerud, R.F. Spielhagen, T. Wolf-Welling, R Henrich, et H. Kassens. 1995. « Reflection of Scandinavian Ice Sheet Fluctuations in Norwegian Sea Sediments during the Past 150,000 Years ». *Quaternary Research* 43: 185-97.

Baumann, K. -H., et J. Matthiessen. 1992. « Variations in Surface Water Mass Conditions in the Norwegian Sea: Evidence from Holocene Coccolith and Dinoflagellate Cyst Assemblages ». *Marine Micropaleontology* 20 (2): 129-46. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(92\)90003-3](https://doi.org/10.1016/0377-8398(92)90003-3).

Baumann, K.-H., H. Andrulleit, et C. Samtleben. 2000. « Coccolithophores in the Nordic Seas: Comparison of Living Communities with Surface Sediment Assemblages ». *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 47 (9-11): 1743-72. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00005-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00005-9).

Becker, Lukas W.M., Hans Petter Sejrup, Berit O. Hjelstuen, Hafliði Hafliðason, et Trond M. Dokken. 2018. « Ocean-Ice Sheet Interaction along the SE Nordic Seas Margin from 35 to 15 Ka BP ». *Marine Geology* 402 (août): 99-117. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.09.003>.

Bennett, Matthew R. 2003. « Ice Streams as the Arteries of an Ice Sheet: Their Mechanics, Stability and Significance », 31.

Bentley, C.R., 1987. Antarctic ice streams: A review. *J. Geophys. Res.*, 92 (Bg): 8843-8858.

Berggren, W A, F J Hilgen, C G Langereis, D V Kent, J D Obradovich, Isabella Raffi, M E Raymo, et N J Shackleton. 1995. « Late Neogene Chronology: New Perspectives in High-Resolution Stratigraphy ». *Geological Society of America Bulletin*, 17.

Bindschadler, R. 2006. « Climate Change: Hitting the Ice Sheets Where It Hurts ». *Science* 311 (5768): 1720-21. <https://doi.org/10.1126/science.1125226>.

Blindheim, J., V. Borovkov, B. Hansen, S.-Aa. Malmberg, W.R. Turrell, et S. Østerhus. 2000. « Upper Layer Cooling and Freshening in the Norwegian Sea in Relation to Atmospheric Forcing ». *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 47 (4): 655-80. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00070-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00070-9).

Bøe, Reidulv, Valérie K. Bellec, Margaret F.J. Dolan, Pål Buhl-Mortensen, Lene Buhl-Mortensen, Dag Slagstad, et Leif Rise. 2009. « Giant Sandwaves in the Høla Glacial Trough off Vesterålen, North Norway ». *Marine Geology* 267 (1-2): 36-54. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.09.008>.

Bond, Gerard C, William J Devlin, Michelle A Kominz, John Beavan, et Jerry McManus. 1993. « Evidence of Astronomical Forcing of the Earth's Climate in Cretaceous and Cambrian Times ». *Tectonophysics* 222 (3-4): 295-315. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90356-O](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90356-O).

Bond, Gerard C., Charles Mandeville, et Sharon Hoffmann. 2001. « Were rhyolitic glasses in the Vedde Ash and in the North Atlantic's Ash Zone 1 produced by the same volcanic eruption? » *Quaternary Science Reviews, INTIMATE*, 20 (11): 1189-99. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00146-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00146-3).

Böning, Philipp, Edouard Bard, et Jérôme Rose. 2007. « Toward Direct, Micron-Scale XRF Elemental Maps and Quantitative Profiles of Wet Marine Sediments ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (5). <https://doi.org/10.1029/2006GC001480>.

Boudreau, Bernard P. 2013. « Carbonate Dissolution Rates at the Deep Ocean Floor: CARBONATE DISSOLUTION RATES AT THE DEEP OCEAN FLOOR ». *Geophysical Research Letters* 40 (4): 744-48. <https://doi.org/10.1029/2012GL054231>.

Bourillet, J. F., Damy, G., Dussud, L., Sultan, N., Woerther, P., Migeon, S., 2007. Behaviour of a piston corer from accelerometers and new insights on quality of the recovery. *Proceedings of the 6th International Offshore Site Investigation and Geotechnics Conference: Confronting New Challenges and Sharing Knowledge*, 11–13 September 2007, London, UK.

Bourke, Robert H., John L. Newton, Robert G. Paquette, et Mark D. Tunnicliffe. 1987. « Circulation and Water Masses of the East Greenland Shelf ». *Journal of Geophysical Research* 92 (C7): 6729. <https://doi.org/10.1029/JC092iC07p06729>.

Brandsdóttir, Bryndís, Emilie E. E. Hooft, Rolf Mjelde, et Yoshio Murai. 2015. « Origin and Evolution of the Kolbeinsey Ridge and Iceland Plateau, N-Atlantic ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16 (3): 612-34. <https://doi.org/10.1002/2014GC005540>.

Branecky Begeman, C., et C.S.M. Doake. 2019. « Ice Shelf Stability ». In *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 127-33. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10791-2>.

Brendryen, Jo, Haflidi Haflidason, Leif Rise, Shyam Chand, Maarten Vanneste, Oddvar Longva, Jean Sébastien L'Heureux, et Carl Fredrik Forsberg. 2015. « Ice Sheet Dynamics on the Lofoten–Vesterålen Shelf, North Norway, from Late MIS-3 to Heinrich Stadial 1 ». *Quaternary Science Reviews* 119 (juillet): 136-56. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.015>.

Brigham-Grette, J., Martin Melles, Pavel Minyuk, Andrei Andreev, Pavel Tarasov, Robert DeConto, Sebastian Koenig, et al. 2013. « Pliocene Warmth, Polar Amplification, and Stepped Pleistocene Cooling Recorded in NE Arctic Russia » 340.

Broecker, Wallace S. 2006. « Abrupt Climate Change Revisited ». *Global and Planetary Change* 54 (3-4): 211-15. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.06.019>.

Broecker, Wallace S., Gerard Bond, Millie Klas, Georges Bonani, et Willy Wolfli. 1990. « A Salt Oscillator in the Glacial Atlantic? 1. The Concept ». *Paleoceanography* 5 (4): 469-77. <https://doi.org/10.1029/PA005i004p00469>.

Broecker, Wallace S, et George H Denton. 1990. « The Role of Ocean-Atmosphere Reorganizations in Glacial Cycles », 37.

Brozena, J.M., V.A. Childers, L.A. Lawver, L.M. Gahagan, R. Forsberg, J.I. Faleide, et O. Eldholm. 2003. « New Aerogeophysical Study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for Basin Development ». *Geology* 31 (9): 825. <https://doi.org/10.1130/G19528.1>.

Bryn, Petter, Kjell Berg, Carl F. Forsberg, Anders Solheim, et Tore J. Kvalstad. 2005. « Explaining the Storegga Slide ». *Marine and Petroleum Geology* 22 (1-2): 11-19. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.12.003>.

Buhl-Mortensen, Lene, Reidulv Bøe, Margaret F.J. Dolan, Pål Buhl-Mortensen, Terje Thorsnes, Sigrid Elvenes, et Hanne Hodnesdal. 2012. « Banks, Troughs, and Canyons on the Continental Margin off Lofoten, Vesterålen, and Troms, Norway ». In *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat*, 703-15. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385140-6.00051-7>.

Butt, F.A, A Elverhøy, A Solheim, et C.F Forsberg. 2000. « Deciphering Late Cenozoic Development of the Western Svalbard Margin from ODP Site 986 Results ». *Marine Geology* 169 (3-4): 373-90. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00088-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00088-8).

Butt, Faisal A, Helge Drange, Anders Elverhøy, Odd Helge Otterå, et Anders Solheim. 2002. « Modelling Late Cenozoic Isostatic Elevation Changes in the Barents Sea and Their Implications for Oceanic and Climatic Regimes: Preliminary Results ». *Quaternary Science Reviews* 21 (14-15): 1643-60. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00018-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00018-5).

Bylinskaya, M.E., L.A. Golovina, E.P. Radionova, B.G. Pokrovskii, et V.Yu. Lavrushin. 2016. « Paleoenvironments in the Fram Strait during Marine Isotope Stages 2–6 Based on Planktonic Paleobiological and Stable-Isotope Proxies and Ice-Rafted Debris ». *Quaternary International* 420 (octobre): 272-79. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.086>.

C

Candy, Ian, Danielle C. Schreve, Jennifer Sherriff, et Gareth J. Tye. 2014. « Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, Palaeoenvironments and Its Role as an Analogue for the Current Interglacial ». *Earth-Science Reviews* 128 (janvier): 18-51. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.006>.

Carbonara, Katia, Karin Mezgec, Gabriella Varagona, Maria Elena Musco, Renata Giulia Lucchi, Giuliana Villa, Caterina Morigi, Romana Melis, et Mauro Caffau. 2016. « Palaeoclimatic Changes in Kveithola, Svalbard, during the Late Pleistocene Deglaciation and Holocene: Evidences from Microfossil and Sedimentary Records

». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 463 (décembre): 136-49.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.10.003>.

Caricchi, C., L. Sagnotti, S.A. Campuzano, R.G. Lucchi, P. Macrì, M. Rebesco, et A. Camerlenghi. 2020. « A Refined Age Calibrated Paleosecular Variation and Relative Paleointensity Stack for the NW Barents Sea: Implication for Geomagnetic Field Behavior during the Holocene ». *Quaternary Science Reviews* 229 (février): 106133. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106133>.

Castellani, Giulia, Martin Losch, Mischa Ungermann, et Rüdiger Gerdes. 2018. « Sea-ice drag as a function of deformation and ice cover: Effects on simulated sea ice and ocean circulation in the Arctic ». *Ocean Modelling* 128 (août): 48-66. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.06.002>.

Chamley, Hervé, et Jean-François Deconinck. 2011. « Bases de sédimentologie ». In , 3e éd., 2013. Dunod.

Channell, J. E. T., D. A. Hodell, B. S. Singer, et C. Xuan. 2010. « Reconciling Astrochronological and 40 Ar/ 39 Ar Ages for the Matuyama-Brunhes Boundary and Late Matuyama Chron: MATUYAMA-BRUNHES REVERSAL AGES ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (12): n/a-n/a.
<https://doi.org/10.1029/2010GC003203>.

Channell, J.E.T., et D.A. Hodell. 2013. « Magnetic Signatures of Heinrich-like Detrital Layers in the Quaternary of the North Atlantic ». *Earth and Planetary Science Letters* 369-370 (mai): 260-70.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.034>.

Channell, J.E.T., D.A. Hodell, et J.H. Curtis. 2016. « Relative Paleointensity (RPI) and Oxygen Isotope Stratigraphy at IODP Site U1308: North Atlantic RPI Stack for 1.2–2.2 Ma (NARPI-2200) and Age of the Olduvai Subchron ». *Quaternary Science Reviews* 131 (janvier): 1-19.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.011>.

Channell, J.E.T., D.A. Hodell, O. Romero, C. Hillaire-Marcel, A. de Vernal, J.S. Stoner, A. Mazaud, et U. Röhl. 2012. « A 750-Kyr Detrital-Layer Stratigraphy for the North Atlantic (IODP Sites U1302–U1303, Orphan Knoll, Labrador Sea) ». *Earth and Planetary Science Letters* 317-318 (février): 218-30.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.029>.

Chapman, Mark R., et Nicholas J. Shackleton. 1998. « What Level of Resolution Is Attainable in a Deep-Sea Core? Results of a Spectrophotometer Study ». *Paleoceanography* 13 (4): 311-15.
<https://doi.org/10.1029/98PA01067>.

Chauhan, T., T.L. Rasmussen, R. Noormets, M. Jakobsson, et K.A. Hogan. 2014. « Glacial History and Paleoceanography of the Southern Yermak Plateau since 132 Ka BP ». *Quaternary Science Reviews* 92 (mai): 155-69. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.023>.

Chauhan, Teena, Riko Noormets, et Tine L. Rasmussen. 2016. « Glaciomarine Sedimentation and Bottom Current Activity on the North-Western and Northern Continental Margins of Svalbard during the Late Quaternary ». *Geo-Marine Letters* 36 (2): 81-99. <https://doi.org/10.1007/s00367-015-0430-6>.

Clough, J.W., et B.L. Hansen. 1979. « The Ross Ice Shelf Project ». *Science* 203: 433-34.

Colleoni, Florence, Nina Kirchner, Frank Niessen, Aurélien Quiquet, et Johan Liakka. 2016. « An East Siberian Ice Shelf during the Late Pleistocene Glaciations: Numerical Reconstructions ». *Quaternary Science Reviews* 147 (septembre): 148-63. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.023>.

Crutzen, P.J., 2002. The "anthropocene". *J Phys. IV France* 12. Pr 10-1 10-5. doi: IO.10511jp4:20020447.

D

Dahlgren, K. I. Torbjørn, et Tore O. Vorren. 2003. « Sedimentary Environment and Glacial History during the Last 40 Ka of the Vøring Continental Margin, Mid-Norway ». *Marine Geology* 193 (1): 93-127. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00617-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00617-5).

B. **De Boer**, R.S.W. van de Wal, L.J. Lourens, R. Bintanja, T.J. Reerink, 2013. A continuous simulation of global ice volume over the past 1 million years with 3-D ice-sheet models, *Climate Dynamics*, Volume: 41, issue: 5, pp1365-1384. DOI: 10.1007/s00382-012-1562-2. Online_Resource: <http://link.springer.com/article/10.1007/s00382-012-1562-2/fulltext.html>

Debret, M., D. Sebag, M. Desmet, W. Balsam, Y. Copard, B. Mourier, A.-S. Susperregui, et al. 2011. « Spectrocolorimetric Interpretation of Sedimentary Dynamics: The New "Q7/4 Diagram" ». *Earth-Science Reviews* 109 (1-2): 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.07.002>.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, et S. Stein. 1990. « Current Plate Motions ». *Geophysical Journal International* 101 (2): 425-78. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>.

Didié, Claudia, et Henning A. Bauch. 2002. « Implications of Upper Quaternary Stable Isotope Records of Marine Ostracodes and Benthic Foraminifers for Paleoecological and Paleoceanographical Investigations ». In *Geophysical Monograph Series*, édité par Jonathan A. Holmes et Allan R. Chivas, 131:279-99. Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/131GM15>.

Dimakis, Panagiotis, Anders Elverhøi, Kaare Høeg, Anders Solheim, Carl Harbitz, Jan S Laberg, Tore O. Vorren, et Jeff Marr. 2000. « Submarine Slope Stability on High-Latitude Glaciated Svalbard–Barents Sea Margin ». *Marine Geology* 162 (2-4): 303-16. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00076-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00076-6).

Dokken, Trond M., et Morten Hald. 1996. « Rapid Climatic Shifts during Isotope Stages 2–4 in the Polar North Atlantic ». *Geology* 24 (7): 599-602. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0599:RCSDIS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0599:RCSDIS>2.3.CO;2).

Dokken, Trond M, et Eystein Jansen. 1999. « Rapid Changes in the Mechanism of Ocean Convection during the Last Glacial Period » 401: 4.

Domack, Eugene, Phil O'Brien, Peter Harris, Fiona Taylor, Patrick G. Quilty, Laura De Santis, et Benjamin Raker. 1998. « Late Quaternary Sediment Facies in Prydz Bay, East Antarctica and Their Relationship to Glacial Advance onto the Continental Shelf ». *Antarctic Science* 10 (3): 236-46. <https://doi.org/10.1017/S0954102098000339>.

Donner, Barbara, et Gerold Wefer. 1994. « Flux and Stable Isotope Composition of Neogloboquadrina Pachyderma and Other Planktonic Foraminifers in the Southern Ocean (Atlantic Sector) ». *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 41 (11-12): 1733-43. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)90070-1](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90070-1).

Dove, Dayton, Leonid Polyak, et Bernard Coakley. 2014. « Widespread, multi-source glacial erosion on the Chukchi margin, Arctic Ocean ». *Quaternary Science Reviews, APEX II: Arctic Palaeoclimate and its Extremes*, 92 (mai): 112-22. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.016>.

Dowdeswell, J. A., M Canals, M Jakobsson, B.J. Todd, E.K. Dowdeswell, et K. A. Hogan. 2016. « Introduction_ an Atlas of Submarine Glacial Landforms.pdf ». Geological Society, London, *Memoirs* 46: 3-14.

Dowdeswell, J. A., C. Ó Cofaigh, R. Noormets, R. D. Larter, C. -D. Hillenbrand, S. Benetti, J. Evans, et C. J. Pudsey. 2008. « A Major Trough-Mouth Fan on the Continental Margin of the Bellingshausen Sea, West Antarctica: The Belgica Fan ». *Marine Geology* 252 (3): 129-40. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.03.017>.

Dowdeswell, Julian A, et A Elverhøi. 2002. « The Timing of Initiation of Fast-Flowing Ice Streams during a Glacial Cycle Inferred from Glacimarine Sedimentation ». *Marine Geology*, 12.

Dowdeswell, Whittington, Jennings, Andrews, Mackensen, et Marienfeld. 2000. « An Origin for Laminated Glacimarine Sediments through Sea-Ice Build-up and Suppressed Iceberg Rafting: An Origin for Laminated Glacimarine Sediments ». *Sedimentology* 47 (3): 557-76. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00306.x>.

Drewry, D. J., et A. P. R. Cooper. 1981. « Processes and Models of Antarctic Glaciomarine Sedimentation ». *Annals of Glaciology* 2: 117-22. <https://doi.org/10.3189/172756481794352478>.

Drewry, D J, S R Jordan, et E Jankowski. 1982. « Measured Properties of the Antarctic Ice Sheet: Surface Configuration, Ice Thickness, Volume and Bedrock Characteristics », 9.

Duplessy, J. C., M. Arnold, N. J. Shackleton, N. Kallel, L. Labeyrie, et A. Juillet-Leclerc. 1988. « Changes in the Rate of Ventilation of Intermediate and Deep Water Masses in the Pacific Ocean during the Last Deglaciation ». *Chemical Geology, International Congress of Geochemistry and Cosmochemistry*, 70 (1): 108. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90506-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90506-2).

Duplessy, Jean-Claude, Nicholas J. Shackleton, Robley K. Matthews, Warren Prell, William F. Ruddiman, Michèle Caralp, et Chris H. Hendy. 1984. « D13C Record of Benthic Foraminifera in the Last Interglacial Ocean: Implications for the Carbon Cycle and the Global Deep Water Circulation ». *Quaternary Research* 21 (2): 225-43. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(84\)90099-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(84)90099-1).

De Vernal, Anne, Taoufik Radi, Sebastien Zaragosi, Nicolas Van Nieuwenhove, André Rochon, Estelle Allan, Stijn De Schepper, et al. 2019. « Distribution of Common Modern Dinoflagellate Cyst Taxa in Surface Sediments of the Northern Hemisphere in Relation to Environmental Parameters: The New N=1968 Database ». *Marine Micropaleontology*, novembre, 101796. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101796>.

E

Ehlers, Birte-Marie, et Wilfried Jokat. 2013. « Paleo-Bathymetry of the Northern North Atlantic and Consequences for the Opening of the Fram Strait ». *Marine Geophysical Research* 34 (1): 25-43. <https://doi.org/10.1007/s11001-013-9165-9>.

Ehlers, Jürgen, et Philip L. Gibbard. 2007. « The Extent and Chronology of Cenozoic Global Glaciation ». *Quaternary International* 164-165 (avril): 6-20. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.008>.

Eiken, Ola, et Karl Hinz. 1993. « Contourites in the Fram Strait ». *Sedimentary Geology* 82 (1-4): 15-32. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90110-Q](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90110-Q).

Eikrem, Wenche, Linda K. Medlin, Jorijntje Henderiks, Sebastian Rokitta, Björn Rost, Ian Probert, Jahn Thronsdén, et Bente Edvardsen. 2016. « Haptophyta ». In *Handbook of the Protists*, édité par John M. Archibald, Alastair G.B. Simpson, Claudio H. Slamovits, Lynn Margulis, Michael Melkonian, David J. Chapman, et John O. Corliss, 1-61. Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-32669-6_38-1.

Eldholm, Olav, Jorn Thiede, Geologisch-Palaontologisches Institut, et Christian-Albrechts Universität. 1987. « Site 644: Norwegian sea », 131.

Eldholm, Olav, Jorn Thiede, et E. Taylor. 1987. « Evolution of the Norwegian Continental Margin: Background and Objectives », 21.

Eldholm, Olav, et Ellen Thomas. 1993. « Environmental Impact of Volcanic Margin Formation ». *Earth and Planetary Science Letters* 117 (3-4): 319-29. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90087-P](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90087-P).

Elmore, A.C., J.D. Wright, et J. Southon. 2015. « Continued Meltwater Influence on North Atlantic Deep Water Instabilities during the Early Holocene ». *Marine Geology* 360 (février): 17-24. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.11.015>.

Engen, Øyvind, Jan Inge Faleide, et Toril Karlberg Dyreng. 2008. « Opening of the Fram Strait Gateway: A Review of Plate Tectonic Constraints ». *Tectonophysics* 450 (1-4): 51-69. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.002>.

Ercilla, G., Alonso, B., Baraza, J., Casas, D., Chiocci, F.L., Estrada, F., Farran, M., Gonthier, E., Perez_Belzuz, F., Pirmez, C., Reeder, M., Torres, J., Urgeles, R., 1998. New high-resolution acoustic data from the bbraided systemQ of the Orinoco deep-sea fan. *Mar. Geol.* 146, 243–250.

Evans, D., E.L King, N. H Kenyon, C. Brett, et D. Wallis. 1996. « Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway ». *Marine Geology*, no 130: 281-92.

Eynaud, Frédérique, Yannick Mary, Jena Zumaque, Mélanie Wary, Marie-Camille Gasparotto, Didier Swingedouw, et Christophe Colin. 2018. « Compiling Multiproxy Quantitative Hydrographic Data from Holocene Marine Archives in the North Atlantic: A Way to Decipher Oceanic and Climatic Dynamics and Natural Modes? ». *Global and Planetary Change* 170 (novembre): 48-61. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.07.017>.

F

Fahrbach, Eberhard, Jens Meincke, Svein Østerhus, Gerd Rohardt, Ursula Schauer, Vigdis Tverberg, et Jennifer Verduin. 2001. « Direct Measurements of Volume Transports through Fram Strait ». *Polar Research* 20 (2): 217-24. <https://doi.org/10.3402/polar.v20i2.6520>.

Falardeau, Jade, Anne de Vernal, et Robert F. Spielhagen. 2018. « Paleoceanography of northeastern Fram Strait since the last glacial maximum: Palynological evidence of large amplitude changes ». *Quaternary Science Reviews* 195 (septembre): 133-52. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.030>.

Faleide, Jan Inge, Anders Solheim, Anne Fiedler, Berit O. Hjelstuen, Espen S. Andersen, et Kris Vanneste. 1996. « Late Cenozoic Evolution of the Western Barents Sea-Svalbard Continental Margin ». *Global and Planetary Change* 12 (1-4): 53-74. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00012-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00012-7).

Fohrmann, H., Backhaus, J.O., Blaume, F., Haupt, B.J., Kampf, J., Michels, K., Mienert, J., Posewang, J., Ritzrau, W., Rumohr, J., Weber, M. and Woodgate, R. (2001) Modern 20 J. A. Howe, T. M. Shimmield and R. Harland 2007 The Authors. Journal compilation 2007 International Association of Sedimentologists, Sedimentology ocean current-controlled sediment transport in the Greenland- Iceland-Norwegian (GIN) Seas. In: *The Northern North Atlantic: A Changing Environment* (Eds P. Schafer, W. Ritzrau, M. Schlüter and J. Thiede), pp. 135–154. Springer-Verlag, Berlin.

Foldvik, Arne, Knut Aagaard, et Tor Tørresen. 1988. « On the Velocity Field of the East Greenland Current ». *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 35 (8): 1335-54. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90086-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90086-6).

Frigola, J, M Canals, et P Mata. 2015. « Techniques for the Non-Destructive and Continuous Analysis of Sediment Cores. Application in the Iberian Continental Margin », 27.

Fronval, Torben, et Eystein Jansen. 1997. « Eemian and Early Weichselian (140–60 Ka) Paleoceanography and Paleoclimate in the Nordic Seas with Comparisons to Holocene Conditions ». *Paleoceanography* 12 (3): 443-62. <https://doi.org/10.1029/97PA00322>.

G

Gairaud, H, G Jacquart, F Aubertin, et P Beuzart. 1978. « The Jan Mayen Ridge Synthesis of Geological Knowledge and New Data ». *Oceanologica Acta*, 1978.

Gales, J.A., M. Forwick, J.S. Laberg, T.O. Vorren, R.D. Larter, A.G.C. Graham, N.J. Baeten, et H.B. Amundsen. 2013. « Arctic and Antarctic Submarine Gullies—A Comparison of High Latitude Continental Margins ». *Geomorphology* 201 (novembre): 449-61. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.07.018>.

Gard, Gunilla. 1988. « Late Quaternary Calcareous Nannofossil Biozonation, Chronology and Palaeo-Oceanography in Areas North of the Faeroe-Iceland Ridge ». *Quaternary Science Reviews* 7 (1): 65-78. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90094-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90094-7).

Gard, G., Backman, J., 1990. Synthesis of Arctic and Sub-Arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic drift water influx during the last 500.000 years.. In: Bleil, U., Thiede, J. (Eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 417}436

Gebhardt, A.C., W.H. Geissler, J. Matthiessen, et W. Jokat. 2014. « Changes in Current Patterns in the Fram Strait at the Pliocene/Pleistocene Boundary ». *Quaternary Science Reviews* 92 (mai): 179-89. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.015>.

Gebhardt, A.C., W. Jokat, F. Niessen, J. Matthiessen, W.H. Geissler, et H.W. Schenke. 2011. « Ice Sheet Grounding and Iceberg Plow Marks on the Northern and Central Yermak Plateau Revealed by Geophysical Data ». *Quaternary Science Reviews* 30 (13-14): 1726-38. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.03.016>.

Giraudeau, J., A.E. Jennings, et J.T. Andrews. 2004. « Timing and Mechanisms of Surface and Intermediate Water Circulation Changes in the Nordic Seas over the Last 10,000calyears: A View from the North Iceland Shelf ». *Quaternary Science Reviews* 23 (20-22): 2127-39. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.08.011>.

Giraudeau, Jacques, et Luc Beaufort. 2007. « Chapter Ten Coccolithophores: From Extant Populations to Fossil Assemblages ». In *Developments in Marine Geology*, 1:409-39. Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01015-9](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01015-9).

Gjevik, B., 1996. Hva driver Golfstrømmen? *Naturen* 4, 216e222

Gkinis, V., S. B. Simonsen, S. L. Buchardt, J. W. C. White, et B. M. Vinther. 2014. « Water isotope diffusion rates from the NorthGRIP ice core for the last 16,000 years – Glaciological and paleoclimatic implications ». *Earth and Planetary Science Letters* 405 (novembre): 132-41. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.022>.

Gouzy, A, B Malaizé, C Pujol, et K Charlier. 2004. « Climatic “Pause” during Termination II Identified in Shallow and Intermediate Waters off the Iberian Margin ». *Quaternary Science Reviews* 23 (14-15): 1523-28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.03.002>.

Gradstein, Felix M., James G. Ogg, Mark D. Schmitz, et Gabi M. Ogg. 2012. « Preface ». In *The Geologic Time Scale*, xv-xvi. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.05001-0>.

Grove, Karen, Leonard S. Sklar, Anne Marie Scherer, Gina Lee, et Jerry Davis. 2010. « Accelerating and Spatially-Varying Crustal Uplift and Its Geomorphic Expression, San Andreas Fault Zone North of San Francisco, California ». *Tectonophysics* 495 (3-4): 256-68. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.034>.

H

Hafliðason, H., M.M. de Alvaro, A. Nygard, H.P. Sejrup, et J.S. Laberg. 2007. « Holocene Sedimentary Processes in the Andøya Canyon System, North Norway ». *Marine Geology* 246 (2-4): 86-104. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.005>.

Hafliðason, Hafliði, Hans Petter Sejrup, Atle Nygård, Jurgen Mienert, Petter Bryn, Reidar Lien, Carl Fredrik Forsberg, Kjell Berg, et Doug Masson. 2004. « The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development ». *Marine Geology, COSTA - Continental Slope Stability*, 213 (1): 201-34. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.007>.

Håkansson, Lena, Jason Briner, Helena Alexanderson, Ala Aldahan, et Göran Possnert. 2007. « 10Be Ages from Central East Greenland Constrain the Extent of the Greenland Ice Sheet during the Last Glacial Maximum ». *Quaternary Science Reviews* 26 (19-21): 2316-21. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.08.001>.

Hald, Morten, Hanne Ebbesen, Matthias Forwick, Fred Godtlielsen, Liza Khomenko, Sergei Korsun, Lena Ringstad Olsen, et Tore O. Vorren. 2004. « Holocene Paleoceanography and Glacial History of the West Spitsbergen Area, Euro-Arctic Margin ». *Quaternary Science Reviews* 23 (20-22): 2075-88. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.08.006>.

Haller, J., 1971. *Geology of the East Greenland Caledonides*. Interscience, London (413 pp.).

Hansen, Bogi, et Svein Østerhus. 2007. « Faroe Bank Channel Overflow 1995–2005 ». *Progress in Oceanography* 75 (4): 817-56. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.09.004>.

Harff, Jan, Gerhard Graf, et Bernd Bobertz. 2009. « Dynamics of Natural and Anthropogenic Sedimentation (DYNAS) ». *Journal of Marine Systems, Dynamics of Natural and Anthropogenic Sedimentation (DYNAS)*, 75 (3): 315-16. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.04.008>.

Haug, Gerald H., et Ralf Tiedemann. 1998. « Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation ». *Nature [London]* 393 (6686): 673-76.

Heathershaw, A.D., P. Hall, et J.M. Huthnance. 1998. « Measurements of the Slope Current, Tidal Characteristics and Variability West of Vestfjorden, Norway ». *Continental Shelf Research* 18 (12): 1419-53. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(98\)00051-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(98)00051-X).

Hebbeln, Dierk, Trond Dokken, Espen S. Andersen, Morten Hald, et Anders Elverhøi. 1994. « Moisture Supply for Northern Ice-Sheet Growth during the Last Glacial Maximum ». *Nature* 370 (6488): 357-60. <https://doi.org/10.1038/370357a0>.

Hebbeln, Dierk, Rüdiger Henrich, et Karl-Heinz Baumann. 1998. « Paleoceanography of the Last Interglacial/Glacial Cycle in the Polar North Atlantic ». *Quaternary Science Reviews* 17 (1-3): 125-53. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00067-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00067-X).

Heiderich, Joleen. 2015. « Flow of Warm Atlantic Water in the Norske Trough on the East Greenland Shelf », 101.

Helmke, Jan P, et Henning A Bauch. 2002. « Glacial–Interglacial Carbonate Preservation Records in the Nordic Seas ». *Global and Planetary Change* 33 (1-2): 15-28. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00058-9](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00058-9).

Helmke, Jan P., Henning A. Bauch, et Helmut Erlenkeuser. 2003. « Development of Glacial and Interglacial Conditions in the Nordic Seas between 1.5 and 0.35Ma ». *Quaternary Science Reviews* 22 (15-17): 1717-28. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00126-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00126-4).

Helmke, Jan P., Henning A. Bauch, Ursula Röhl, et Alain Mazaud. 2005. « Changes in Sedimentation Patterns of the Nordic Seas Region across the Mid-Pleistocene ». *Marine Geology* 215 (3-4): 107-22. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.12.006>.

Helmke, Jan P., Michael Schulz, et Henning A. Bauch. 2002. « Sediment-Color Record from the Northeast Atlantic Reveals Patterns of Millennial-Scale Climate Variability during the Past 500,000 Years ». *Quaternary Research* 57 (01): 49-57. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2289>.

Hemming, Sidney R, Tore O Vorren, et Johan Kleman. 2002. « Provinciality of Ice Rafting in the North Atlantic: Application of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of Individual Ice Rafted Hornblende Grains ». *Quaternary International* 95-96 (septembre): 75-85. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00029-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00029-0).

Hennekam, Rick, et Gert de Lange. 2012. « X-Ray Fluorescence Core Scanning of Wet Marine Sediments: Methods to Improve Quality and Reproducibility of High-Resolution Paleoenvironmental Records: Improving High-Resolution XRF Core Scan Profiles ». *Limnology and Oceanography: Methods* 10 (12): 991-1003. <https://doi.org/10.4319/lom.2012.10.991>.

Henrich, Rüdiger, Karl-Heinz Baumann, Robert Huber, et Helge Meggers. 2002. « Carbonate Preservation Records of the Past 3 Myr in the Norwegian–Greenland Sea and the Northern North Atlantic: Implications for the History of NADW Production ». *Marine Geology* 184 (1): 17-39. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00279-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00279-1).

Hesse, R., Klauke, I., Khodabakhsh, S., Piper, D.J.W., NAMOC study group, 2001. Sandy submarine braid plains: potential deep-water reservoirs. *AAPG Bull.* 85, 1499–1521.

Higgins, A.K., Friderichsen, J.D., Soper, N.J., 1981. The North Greenland fold belt between central Johannes V. Jensen Land and eastern Nansen Land. *Rapp. Grønl. Geol. Unders.* 106, 35–45.

Higgins, A.K., Ineson, J.R., Peel, J.S., Surlyk, F., Sønderholm, M., 1991. Lower Palaeozoic Franklinian Basin of North Greenland. *Bull. Grønl. Geol. Unders.* 160, 71–139.

Higgins, A.K., Gilotti, J.A., Smith, M.P. (Eds.), 2008. The Greenland Caledonides: Evolution of the Northeast Margin of Laurentia. *Geological Society of America Memoir* 202, pp. 1–368

Henrich, Rüdiger, Heidemarie Kassens, Elke Vogelsang, et Jörn Thiede. 1989. « Sedimentary Facies of Glacial-Interglacial Cycles in the Norwegian Sea during the Last 350 Ka ». *Marine Geology* 86 (4): 283-319. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90090-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(89)90090-X).

Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Van Dam, J.A., Beu, A.G., Boyes, A.F., Cooper, R.A., Krijgsman, W., Ogg, J.G., Piller, W.E., Wilson, D.S., 2012. Chapter 29 - The Neogene Period, in: Gradstein, F.M., Ogg, James G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.), *The Geologic Time Scale*. Elsevier, Boston, pp. 923–978. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00029-9>

Hillaire-Marcel, Claude, et Anne de Vernal. 2008. « Stable Isotope Clue to Episodic Sea Ice Formation in the Glacial North Atlantic ». *Earth and Planetary Science Letters* 268 (1-2): 143-50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.012>.

Hjulström, F. 1949. « Climatic Changes and River Patterns ». *Geografiska Annaler* 31 (1-4): 83-89. <https://doi.org/10.1080/20014422.1949.11880795>.

Hochmuth, Katharina, et Karsten Gohl. 2019. « Seaward Growth of Antarctic Continental Shelves since Establishment of a Continent-Wide Ice Sheet: Patterns and Mechanisms ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 520 (avril): 44-54. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.01.025>.

Hodell, D., L. Lourens, S. Crowhurst, T. Konijnendijk, R. Tjallingii, F. Jiménez-Espejo, L. Skinner, et al. 2015. « A Reference Time Scale for Site U1385 (Shackleton Site) on the SW Iberian Margin ». *Global and Planetary Change* 133 (octobre): 49-64. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.07.002>.

Hodell, David A., James E. T. Channell, Jason H. Curtis, Oscar E. Romero, et Ursula Röhl. 2008. « Onset of “Hudson Strait” Heinrich Events in the Eastern North Atlantic at the End of the Middle Pleistocene Transition (~640 Ka)?: PLEISTOCENE HEINRICH EVENTS ». *Paleoceanography* 23 (4): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008PA001591>.

Hogan, K.A., J.A. Dowdeswell, R. Noormets, J. Evans, C. Ó Cofaigh, et M. Jakobsson. 2010. « Submarine Landforms and Ice-Sheet Flow in the Kvitøya Trough, Northwestern Barents Sea ». *Quaternary Science Reviews* 29 (25-26): 3545-62. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.08.015>.

Hollin, J.T., 1962. On the glacial history of Antarctica. *J. Glaciol.*, 4:173 195.

Holtedahl, H., et K. Bjerkli. 1975. « Pleistocene and recent sediments of the Norwegian continental shelf (62°N-71°N), and the Norwegian channel area ». *Geologiske Undersøkelser*, no 316: 241-52.

Holtedahl, Hans, et Kristian Bjerkli. 1982. « Late Quaternary Sediments and Stratigraphy on the Continental Shelf off More-Trondelag, W. Norway ». *Marine Geology*, no 45: 179-226.

Honjo, Susumu. 1976. « Cocoliths: Production, Transportation and Sedimentation ». *Marine Micropaleontology* 1 (janvier): 65-79. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(76\)90005-0](https://doi.org/10.1016/0377-8398(76)90005-0).

Honjo, S., 1975a. Dissolution of suspended coccoliths in the deep-sea water column and sedimentation of coccolith ooze. In: W. Sliter, A.W.H. B6 and W.H. Berger (Editors), *Dissolution of DeepSea Carbonates*. Cushman Found. Foraminiferal Res., Spec. Pubt., No. 13: 115—128

Hopkins, Tom Sawyer. 1991. « The GIN Sea—A Synthesis of Its Physical Oceanography and Literature Review 1972–1985 ». *Earth-Science Reviews* 30 (3-4): 175-318. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(91\)90001-V](https://doi.org/10.1016/0012-8252(91)90001-V).

Hotinski, R. M., et J. R. Toggweiler. 2003. « Impact of a Tethyan Circumglobal Passage on Ocean Heat Transport and “Equable” Climates ». *Paleoceanography* 18 (1). <https://doi.org/10.1029/2001PA000730>.

Howe, John A., Tracy M. Shimmield, et Rex Harland. 2007. « Late Quaternary Contourites and Glaciomarine Sedimentation in the Fram Strait ». Édité par Nick Eyles. *Sedimentology* 0 (0): 071008041531003-??? <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00897.x>.

Huber, R., H. Meggers, K.-H. Baumann, et R. Henrich. 2000. « Recent and Pleistocene Carbonate Dissolution in Sediments of the Norwegian–Greenland Sea ». *Marine Geology* 165 (1-4): 123-36. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00138-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00138-3).

Hughes, T., G.H. Denton, et M.G. Grosswald. 1977. « Was there a late-Würm Arctic Ice Sheet? » *Nature* 266. http://www.colby.edu/geology/GE354/Hughes_Denton_and_Grosswald_1977.pdf.

Hulot, G., C. C. Finlay, C. G. Constable, N. Olsen, et M. Manda. 2010. « The Magnetic Field of Planet Earth ». *Space Science Reviews* 152 (1-4): 159-222. <https://doi.org/10.1007/s11214-010-9644-0>.

Hustoft, Steinar, Stefan Bünz, Jürgen Mienert, et Shyam Chand. 2009. « Gas Hydrate Reservoir and Active Methane-Venting Province in Sediments on <20 Ma Young Oceanic Crust in the Fram Strait, Offshore NW-Svalbard ». *Earth and Planetary Science Letters* 284 (1-2): 12-24. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.038>.

I

Ingólfsson, Ólafur, et Jon Y. Landvik. 2013. « The Svalbard–Barents Sea Ice-Sheet – Historical, Current and Future Perspectives ». *Quaternary Science Reviews* 64 (mars): 33-60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.034>.

Irvali, Nil, Ulysses S. Ninnemann, Helga (Kikki) F. Kleiven, Eirik V. Galaasen, Audrey Morley, et Yair Rosenthal. 2016. « Evidence for Regional Cooling, Frontal Advances, and East Greenland Ice Sheet Changes during the Demise of the Last Interglacial ». *Quaternary Science Reviews* 150 (octobre): 184-99. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.029>.

Ivanov, V.V., G.I. Shapiro, J.M. Huthnance, D.L. Aleynik, et P.N. Golovin. 2004. « Cascades of Dense Water around the World Ocean ». *Progress in Oceanography* 60 (1): 47-98. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2003.12.002>.

J

Jakobsson, Martin, Reidar Løvlie, Hakam Al-Hanbali, Eve Arnold, Jan Backman, et Magnus Mörrh. 2000. « Manganese and Color Cycles in Arctic Ocean Sediments Constrain Pleistocene Chronology », 4.

Jakobsson, Martin, Johan Nilsson, Leif Anderson, Jan Backman, Göran Björk, Thomas M. Cronin, Nina Kirchner, et al. 2016. « Evidence for an Ice Shelf Covering the Central Arctic Ocean during the Penultimate Glaciation ». *Nature Communications* 7 (janvier): 10365. <https://doi.org/10.1038/ncomms10365>.

Jakobsson, Martin, Johan Nilsson, Matthew O'Regan, Jan Backman, Ludvig Löwemark, Julian A. Dowdeswell, Larry Mayer, et al. 2010. « An Arctic Ocean Ice Shelf during MIS 6 Constrained by New Geophysical and Geological Data ». *Quaternary Science Reviews* 29 (25-26): 3505-17. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.015>.

Jansen, Eystein. 1989. « The Use of Stable Oxygen and Carbon Isotope Stratigraphy as a Dating Tool ». *Quaternary International* 1 (janvier): 151-66. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(89\)90013-X](https://doi.org/10.1016/1040-6182(89)90013-X).

Jansen, E., M.E. Raymo, P. Blum, et et al., éd. 1996. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 162 Initial Reports CHAP 1. Vol. 162. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program.* <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.162.1996>.

Jansen, Eystein, Stein Befring, Tom Bugge, Tor Eidvin, Hans Holtedahl, et Hans Petter Sejrup. 1987. « Large Submarine Slides on the Norwegian Continental Margin: Sediments, Transport and Timing ». *Marine Geology* 78 (1-2): 77-107. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(87\)90069-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(87)90069-7).

Jeansson, Emil, Are Olsen, et Sara Jutterström. 2017. « Arctic Intermediate Water in the Nordic Seas, 1991–2009 ». *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 128 (octobre): 82-97. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.08.013>.

Jernas, Patrycja, Dorthe Klitgaard-Kristensen, Katrine Husum, Nalan Koç, Vigdis Tverberg, Paul Loubere, Maarten Prins, Noortje Dijkstra, et Marta Gluchowska. 2018. « Annual Changes in Arctic Fjord

Environment and Modern Benthic Foraminiferal Fauna: Evidence from Kongsfjorden, Svalbard ». *Global and Planetary Change* 163 (avril): 119-40. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.013>.

Jessen, Simon P., Tine L. Rasmussen, Tove Nielsen, et Anders Solheim. 2010. « A New Late Weichselian and Holocene Marine Chronology for the Western Svalbard Slope 30,000–0 Cal Years BP ». *Quaternary Science Reviews* 29 (9-10): 1301-12. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.020>.

Jokat, Wilfried, Paul Lehmann, Detlef Damaske, et J. Bradley Nelson. 2016. « Magnetic Signature of North-East Greenland, the Morris Jesup Rise, the Yermak Plateau, the Central Fram Strait: Constraints for the Rift/Drift History between Greenland and Svalbard since the Eocene ». *Tectonophysics* 691 (novembre): 98-109. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.002>.

Jones, E. P., 2001. Circulation in the Arctic Ocean. *Polar Research*, 20: 139 –146.

K

Kandiano, Evgenia S., Henning A. Bauch, Kirsten Fahl, Jan P. Helmke, Ursula Röhl, Marta Pérez-Folgado, et Isabel Cacho. 2012. « The Meridional Temperature Gradient in the Eastern North Atlantic during MIS 11 and Its Link to the Ocean–Atmosphere System ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 333-334 (mai): 24-39. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.03.005>.

Kandiano, Evgenia S., Marcel T. J. van der Meer, Henning A. Bauch, Jan Helmke, Jaap S. Sinninghe Damsté, et Stefan Schouten. 2016. « A Cold and Fresh Ocean Surface in the Nordic Seas during MIS 11: Significance for the Future Ocean ». *Geophysical Research Letters* 43 (20): 10,929-10,937. <https://doi.org/10.1002/2016GL070294>.

Kandiano, Evgenia S., Marcel T. J. van der Meer, Stefan Schouten, Kirsten Fahl, Jaap S. Sinninghe Damsté, et Henning A. Bauch. 2017. « Response of the North Atlantic Surface and Intermediate Ocean Structure to Climate Warming of MIS 11 ». *Scientific Reports* 7 (1): 46192. <https://doi.org/10.1038/srep46192>.

Karrow, P. F. 1984. « Lithofacies Types and Vertical Profile Models; an Alternative Approach to the Description and Environmental Interpretation of Glacial Diamict and Diamictite Sequences ». *Sedimentology* 31 (6): 883-84. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00894.x>.

Kido, Yoshiki, Toshitada Koshikawa, et Ryuji Tada. 2006. « Rapid and Quantitative Major Element Analysis Method for Wet Fine-Grained Sediments Using an XRF Microscanner ». *Marine Geology* 229 (3-4): 209-25. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.03.002>.

King, E.L, H Hafliðason, H.P Sejrup, et R Løvlie. 1998. « Glacigenic Debris Flows on the North Sea Trough Mouth Fan during Ice Stream Maxima ». *Marine Geology* 152 (1-3): 217-46. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00072-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00072-3).

Kissel, C., C. Laj, L. Labeyrie, T. Dokken, A. Voelker, et D. Blamart. 1999. « Rapid Climatic Variations during Marine Isotopic Stage 3: Magnetic Analysis of Sediments from Nordic Seas and North Atlantic ». *Earth and Planetary Science Letters* 171 (3): 489-502. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00162-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00162-4).

Kissel, C, C Laj, B Lehman, L Labyrie, et V Bout-Roumazielles. 1997. « Changes in the Strength of the Iceland–Scotland Overflow Water in the Last 200,000 Years: Evidence from Magnetic Anisotropy Analysis of Core SU90-33 ». *Earth and Planetary Science Letters* 152 (1-4): 25-36. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00146-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00146-5).

Kissel, C, C Laj, A Mazaud, et T Dokken. 1998. « Magnetic Anisotropy and Environmental Changes in Two Sedimentary Cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic ». *Earth and Planetary Science Letters* 164 (3-4): 617-26. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00223-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00223-6).

Kissel, C., M. Sarnthein, C. Laj, P. X. Wang, C. Wandres, et R. Egli. 2018. « Magnetic Fingerprints of Modern Sediments in the South China Sea Resulting From Source-to-Sink Processes ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 19 (7): 1979-93. <https://doi.org/10.1029/2018GC007571>.

Kissel, Catherine, Carlo Laj, Alexander M. Piotrowski, Steven L. Goldstein, et Sidney R. Hemming. 2008. « Millennial-Scale Propagation of Atlantic Deep Waters to the Glacial Southern Ocean ». *Paleoceanography* 23 (2). <https://doi.org/10.1029/2008PA001624>.

Kleinspehn, Karen L., et Christian Teyssier. 2016. « Oblique rifting and the Late Eocene–Oligocene demise of Laurasia with inception of Molloy Ridge: Deformation of Forlandsundet Basin, Svalbard ». *Tectonophysics, Special issue on Tectonics of oblique plate boundary systems*, 693 (décembre): 363-77. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.010>.

Kleiven, H. F., E. Jansen, W. B. Curry, D. A. Hodell, et K. Venz. 2003. « Atlantic Ocean Thermohaline Circulation Changes on Orbital to Suborbital Timescales during the Mid-Pleistocene: MID-PLEISTOCENE THC CHANGES IN THE NORTH ATLANTIC ». *Paleoceanography* 18 (1): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2001PA000629>.

Kleman, J, et N Glasser. 2007. « The Subglacial Thermal Organisation (STO) of Ice Sheets ». *Quaternary Science Reviews* 26 (5-6): 585-97. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.010>.

Knies, Jochen, Denizcan Köseoğlu, Leif Rise, Nicole Baeten, Valérie K. Bellec, Reidulv Bøe, Martin Klug, Giuliana Panieri, Patrycja E. Jernas, et Simon T. Belt. 2018. « Nordic Seas Polynyas and Their Role in

Preconditioning Marine Productivity during the Last Glacial Maximum ». *Nature Communications* 9 (1).
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-06252-8>.

Knies, Jochen, Jens Matthiessen, Andreas Mackensen, Ruediger Stein, Christoph Vogt, Thomas Frederichs, et Seung-II Nam. 2007. « Effects of Arctic Freshwater Forcing on Thermohaline Circulation during the Pleistocene ». *Geology* 35 (12): 1075. <https://doi.org/10.1130/G23966A.1>.

Knies, Jochen, Jens Matthiessen, Christoph Vogt, Jan Sverre Laberg, Berit O. Hjelstuen, Morten Smelror, Eiliv Larsen, Karin Andreassen, Tor Eidvin, et Tore O. Vorren. 2009. « The Plio-Pleistocene Glaciation of the Barents Sea–Svalbard Region: A New Model Based on Revised Chronostratigraphy ». *Quaternary Science Reviews* 28 (9-10): 812-29. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.12.002>.

Knies, Jochen, Christoph Vogt, et Ruediger Stein. 1998. « Late Quaternary Growth and Decay of the Svalbard/Barents Sea Ice Sheet and Paleoceanographic Evolution in the Adjacent Arctic Ocean ». *Geo-Marine Letters* 18 (3): 195-202. <https://doi.org/10.1007/s003670050068>.

Kolling, Henriette M., Ruediger Stein, Kirsten Fahl, Kerstin Perner, et Matthias Moros. 2017. « Short-Term Variability in Late Holocene Sea Ice Cover on the East Greenland Shelf and Its Driving Mechanisms ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 485 (novembre): 336-50.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.06.024>.

Kontak, D., Jensen, S., Dostal, J., Archibald, D., Kyser, T., 2001. Cretaceous mafic dyke swarm, Peary Land, northernmost Greenland, Geochronology and petrology. *Can. Mineral.* 39, 997–1020.

Koutsodendris, Andreas, Ilias Kousis, Odile Peyron, Bernd Wagner, et Jörg Pross. 2019. « The Marine Isotope Stage 12 Pollen Record from Lake Ohrid (SE Europe): Investigating Short-Term Climate Change under Extreme Glacial Conditions ». *Quaternary Science Reviews* 221 (octobre): 105873.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105873>.

Krinsley, David, et Robert Bieri. 1959. « Changes in the Chemical Composition of Pteropod Shells after Deposition on the Sea Floor ». *Journal of Paleontology* 33 (4): 682-84.

L

Laberg, J. S, T. O Vorren, J. A Dowdeswell, N. H Kenyon, et J Taylor. 2000. « The Andøya Slide and the Andøya Canyon, North-Eastern Norwegian–Greenland Sea ». *Marine Geology* 162 (2): 259-75.
[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00087-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00087-0).

Laberg, Jan Sverre, Stephanie Guidard, Jürgen Mienert, Tore O. Vorren, Hafliði Hafliðason, et Atle Nygård. 2007. « Morphology and Morphogenesis of a High-Latitude Canyon; the Andøya Canyon, Norwegian Sea ». *Marine Geology* 246 (2-4): 68-85. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.01.009>.

Laberg, Jan Sverre, Tom Arne Rydningen, Matthias Forwick, et Katrine Husum. 2018. « Depositional Processes on the Distal Scoresby Trough Mouth Fan (ODP Site 987): Implications for the Pleistocene Evolution of the Scoresby Sund Sector of the Greenland Ice Sheet ». *Marine Geology* 402 (août): 51-59. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.11.018>.

Laberg, Jan Sverre, Martyn S. Stoker, K. I. Torbjørn Dahlgren, Henk de Haas, Hafliði Hafliðason, Berit O. Hjelstuen, Tove Nielsen, et al. 2005. « Cenozoic Alongslope Processes and Sedimentation on the NW European Atlantic Margin ». *Marine and Petroleum Geology, The STRATAGEM Project*, 22 (9): 1069-88. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.01.008>.

Laberg, Jan Sverre, et Tore O. Vorren. 2004. « Weichselian and Holocene Growth of the Northern High-Latitude Lofoten Contourite Drift on the Continental Slope of Norway ». *Sedimentary Geology* 164 (1-2): 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.07.004>.

Laberg, Jan, Tore Vorren, Jürgen Mienert, Petter Bryn, et Reidar Lien. 2002. « The Trænadjupet Slide: A Large Slope Failure Affecting the Continental Margin of Norway 4,000 Years Ago ». *Geo-Marine Letters* 22 (1): 19-24. <https://doi.org/10.1007/s00367-002-0092-z>.

Laberg, J.S., N.J. Baeten, P. Lågstad, M. Forwick, et T.O. Vorren. 2013. « Formation of a Large Submarine Crack during the Final Stage of Retrogressive Mass Wasting on the Continental Slope Offshore Northern Norway ». *Marine Geology* 346 (décembre): 73-78. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.08.008>.

Laberg, J.S, T.O Vorren, et S.-M Knutsen. 1999. « The Lofoten Contourite Drift off Norway ». *Marine Geology* 159 (1-4): 1-6. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00198-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00198-4).

Landais, Amaelle, Jean Jouzel, Valérie Masson-Delmotte, et Nicolas Caillon. 2005. « Large Temperature Variations over Rapid Climatic Events in Greenland: A Method Based on Air Isotopic Measurements ». *Comptes Rendus Geoscience* 337 (10-11): 947-56. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.04.003>.

Landvik, Jon Y., Helena Alexanderson, Mona Henriksen, et Ólafur Ingólfsson. 2014. « Landscape Imprints of Changing Glacial Regimes during Ice-Sheet Build-up and Decay: A Conceptual Model from Svalbard ». *Quaternary Science Reviews* 92 (mai): 258-68. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.023>.

Landvik, Jon Y., Stein Bondevik, Anders Elverhøi, Willy Fjeldskaar, Jan Mangerud, Otto Salvigsen, Martin J. Siegert, John-Inge Svendsen, et Tore O. Vorren. 1998. « The Last Glacial Maximum of Svalbard and the Barents Sea Area: Ice Sheet Extent and Configuration ». *Quaternary Science Reviews* 17 (1-3): 43-75. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00066-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00066-8).

Landvik, Jon Y., Ólafur Ingólfsson, Jürgen Mienert, Scott J. Lehman, Anders Solheim, Anders Elverhøi, et Dag Ottesen. 2005. « Rethinking Late Weichselian Ice-Sheet Dynamics in Coastal NW Svalbard ». *Boreas* 34 (1): 7-24. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2005.tb01001.x>.

Lantzsch, Hendrik, Till J.J. Hanebuth, Jan Horry, Marina Grave, Michele Rebesco, et Tilmann Schwenk. 2017. « Deglacial to Holocene History of Ice-Sheet Retreat and Bottom Current Strength on the Western Barents Sea Shelf ». *Quaternary Science Reviews* 173 (octobre): 40-57. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.016>.

Larsen, H. C., A. D. Saunders, P. D. Clift, J. Beget, W. Wei, S. Spezzaferri, et ODP Leg 152 Scientific Party. 1994. « Seven Million Years of Glaciation in Greenland ». *Science* 264 (5161): 952-55. <https://doi.org/10.1126/science.264.5161.952>.

Laskar, J., A. C. M. Correia, M. Gastineau, F. Joutel, B. Levrard, et P. Robutel. 2004. « Long Term Evolution and Chaotic Diffusion of the Insolation Quantities of Mars ». *Icarus* 170 (2): 343-64. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.04.005>.

Lauritzen, Stein-Erik, Reidar Løvlie, Dagfinn Moe, et Eivind Østbye. 1990. « Paleoclimate Deduced from a Multidisciplinary Study of a Half-Million-Year-Old Stalagmite from Rana, Northern Norway ». *Quaternary Research* 34 (3): 306-16. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(90\)90043-K](https://doi.org/10.1016/0033-5894(90)90043-K).

Lekens, W.A.H., H.P. Sejrup, H. Hafliðason, G.Ø. Petersen, B. Hjelstuen, et G. Knorr. 2005. « Laminated Sediments Preceding Heinrich Event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: Origin, Processes and Regional Linkage ». *Marine Geology* 216 (1-2): 27-50. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.12.007>.

Lerman, A. Lal, D. and Dacey, M.F., 1974. Stoke's settling and chemical reactivity of suspended particles in natural waters. In R.J. Gibbs (Editor), *Suspended Solids in Water*. Plenum Press, New York, N.Y., pp. 17--47.

Lisiecki, Lorraine E., et Maureen E. Raymo. 2005. « A Pliocene-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic $\Delta 18\text{O}$ Records ». *Paleoceanography* 20 (1). <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.

Lisiecki, Lorraine E., Maureen E. Raymo, et William B. Curry. 2008. « Atlantic Overturning Responses to Late Pleistocene Climate Forcings ». *Nature* 456 (7218): 85-88. <https://doi.org/10.1038/nature07425>.

López-Otálvaro, Gatsby-Emperatriz, José-Abel Flores, Francisco J. Sierro, Joseph J. Lalicata, David W. Lea, et Alan C. Mix. 2019. « Deciphering Latitudinal Shifts in Coccolith Accumulation in the Eastern Tropical Pacific Ocean through the Pleistocene ». *Marine Micropaleontology, Calcareous Nannoplankton: indices of paleo-environmental, oceanographic and climatic changes*, 152 (septembre): 101739. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.03.011>.

Løseth, Helge, et Einar Tveten. 1996. « Post-Caledonian Structural Evolution of the Lofoten and Vesterålen Offshore and Onshore Areas ». *NORSK GEOLOGISK TIDSSKRIFT*, 15.

Lovell, J P B, et D A V Stow. 1981. « Identification of Ancient Sandy Contourites », 4. <https://doi.org/doi:10.1130/0091-7613>.

Löwemark, Ludvig. 2015. « Testing Ethological Hypotheses of the Trace Fossil Zoophycos Based on Quaternary Material from the Greenland and Norwegian Seas ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 425 (mai): 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.02.025>.

Lu, Xiaomei, Yongxiang Hu, Zhaoyan Liu, Sharon Rodier, Mark Vaughan, Patricia Lucker, Charles Trepte, et Jacques Pelon. 2017. « Observations of Arctic Snow and Sea Ice Cover from CALIOP Lidar Measurements ». *Remote Sensing of Environment* 194 (juin): 248-63. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.03.046>.

Lucchi, R.G., A. Camerlenghi, M. Rebesco, E. Colmenero-Hidalgo, F.J. Sierro, L. Sagnotti, R. Urgeles, et al. 2013. « Postglacial Sedimentary Processes on the Storfjorden and Kveithola Trough Mouth Fans: Significance of Extreme Glacimarine Sedimentation ». *Global and Planetary Change* 111 (décembre): 309-26. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.10.008>.

M

Mackensen, Andreas, et Seung-II Nam. 2014. « Taxon-Specific Epibenthic Foraminiferal $\Delta 18\text{O}$ in the Arctic Ocean: Relationship to Water Masses, Deep Circulation, and Brine Release ». *Marine Micropaleontology* 113 (décembre): 34-43. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2014.09.002>.

Malaizé, Bruno, Elsa Jullien, Amandine Tisserand, Charlotte Skonieczny, E. Francis Grousset, Frédérique Eynaud, Catherine Kissel, et al. 2012. « The Impact of African Aridity on the Isotopic Signature of Atlantic Deep Waters across the Middle Pleistocene Transition ». *Quaternary Research* 77 (1): 182-91. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.09.010>.

Mangerud, Jan. 1972. « Radiocarbon Dating of Marine Shells, Including a Discussion of Apparent Age of Recent Shells from Norway ». *Boreas* 1 (2): 143-72. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1972.tb00147.x>.

Mangerud, Jan, Eystein Jansen, et Jon Y. Landvik. 1996. « Late Cenozoic History of the Scandinavian and Barents Sea Ice Sheets ». *Global and Planetary Change* 12 (1-4): 11-26. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00009-7).

Marshall, S.M. and Orr, A.P., 1956. On the biology of *Calanus finmarchicus*, IX, Feeding and digestion in the young stages. *Mar. Biol. Assoc. U.K.J.*, 35: 587--603

Marshall, S.M. and Orr, A.P., 1962. Food and feeding in copepods. *Rapp. Cons. Explor. Mer*, 152: 92--98

Martin-Garcia, Gloria M., Montserrat Alonso-Garcia, Francisco J. Sierro, David A. Hodell, et José A. Flores. 2015. « Severe Cooling Episodes at the Onset of Deglaciations on the Southwestern Iberian Margin from MIS 21 to 13 (IODP Site U1385) ». *Global and Planetary Change* 135 (décembre): 159-69. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.11.001>.

Martrat, Belen, Patricia Jimenez-Amat, Rainer Zahn, et Joan O. Grimalt. 2014. « Similarities and Dissimilarities between the Last Two Deglaciations and Interglaciations in the North Atlantic Region ». *Quaternary Science Reviews* 99 (septembre): 122-34. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.06.016>.

Mattingsdal, Rune, Jochen Knies, Karin Andreassen, Karl Fabian, Katrine Husum, Kari Grøsfjeld, et Stijn De Schepper. 2014. « A New 6 Myr Stratigraphic Framework for the Atlantic–Arctic Gateway ». *Quaternary Science Reviews*, APEX II: Arctic Palaeoclimate and its Extremes, 92 (mai): 170-78. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.022>.

McCave, I. N., et Brian E. Tucholke. 1986. « Deep Current-Controlled Sedimentation in the Western North Atlantic », janvier. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-M.451>.

McCave, I.N., et J.T. Andrews. 2019. « Distinguishing Current Effects in Sediments Delivered to the Ocean by Ice. I. Principles, Methods and Examples ». *Quaternary Science Reviews* 212 (mai): 92-107. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.03.031>.

McClymont, Erin L., Antoni Rosell-Melé, Jacques Giraudeau, Catherine Pierre, et Jerry M. Lloyd. 2005. « Alkenone and Coccolith Records of the Mid-Pleistocene in the South-East Atlantic: Implications for the U37K' Index and South African Climate ». *Quaternary Science Reviews* 24 (14-15): 1559-72. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.024>.

McIntyre, Andrew. 1970. « *Gephyrocapsa Protohuxleyi* Sp. n. a Possible Phyletic Link and Index Fossil for the Pleistocene ». *Deep-Sea Research I* 17: 187-90.

McIntyre, Andrew, et Allan W.H. Bé. 1967. « *Coccolithus Neohelis* Sp. n., a Coccolith Fossil Type in Contemporary Seas ». *Deep Sea Research* 14: 369-71.

Migeon, S., O. Weber, J. -C. Faugeres, et J. Saint-Paul. 1998. « SCOPIX: A New X-Ray Imaging System for Core Analysis ». *Geo-Marine Letters* 18 (3): 251-55. <https://doi.org/10.1007/s003670050076>.

Mix, A. 2001. « Environmental Processes of the Ice Age: Land, Oceans, Glaciers (EPILOG) ». *Quaternary Science Reviews* 20 (4): 627-57. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00145-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00145-1).

Mojtahid M., Durand M., Coste P-O., Toucanne S., Howa H., Nizou J., Eynaud F., Penaud A., 2019. Millennial-scale Holocene hydrological changes in the northeast Atlantic: New insights from 'La Grande Vasière' mid-shelf mud belt. *The Holocene* 29, 467-480.

Montelli, A., J. A. Dowdeswell, D. Ottesen, et S. E. Johansen. 2018. « 3D seismic evidence of buried iceberg ploughmarks from the mid-Norwegian continental margin reveals largely persistent North Atlantic Current through the Quaternary ». *Marine Geology* 399 (mai): 66-83. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.11.016>.

Moran, Kathryn, Jan Backman, Henk Brinkhuis, Steven C. Clemens, Thomas Cronin, Gerald R. Dickens, Frédérique Eynaud, et al. 2006. « The Cenozoic Palaeoenvironment of the Arctic Ocean ». *Nature* 441 (7093): 601-5. <https://doi.org/10.1038/nature04800>.

Morse, J.W., 1978. Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water: VI. The near-equilibrium dissolution kinetics of calcium carbonate-rich deep sea sediments. *American Journal of Science*, 278(3):344-353.

Mulder, T., M. Voisset, P. Lecroart, E. Le Drezen, E. Gonthier, V. Hanquiez, J.-C. Faugères, et al. 2003. « The Gulf of Cadiz: An Unstable Giant Contouritic Levee ». *Geo-Marine Letters* 23 (1): 7-18. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0119-0>.

Mulder, Thierry, Rim Hassan, Emmanuelle Ducassou, Sébastien Zaragosi, Eliane Gonthier, Vincent Hanquiez, Elodie Marchès, et Samuel Toucanne. 2013. « Contourites in the Gulf of Cadiz: A Cautionary Note on Potentially Ambiguous Indicators of Bottom Current Velocity ». *Geo-Marine Letters* 33 (5): 357-67. <https://doi.org/10.1007/s00367-013-0332-4>.

Müller, Juliane, et Ruediger Stein. 2014. « High-Resolution Record of Late Glacial and Deglacial Sea Ice Changes in Fram Strait Corroborates Ice–Ocean Interactions during Abrupt Climate Shifts ». *Earth and Planetary Science Letters* 403 (octobre): 446-55. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.016>.

Müller, R. Dietmar, et Walter R. Roest. 1992. « Fracture Zones in the North Atlantic from Combined Geosat and Seasat Data ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97 (B3): 3337-50. <https://doi.org/10.1029/91JB02605>.

Myhre, Annik M., et Olav Eldholm. 1988. « The western Svalbard margin (74°–80°N) ». *Marine and Petroleum Geology* 5 (2): 134-56. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(88\)90019-0](https://doi.org/10.1016/0264-8172(88)90019-0).

N

Naafs, B.D.A., J. Hefter, et R. Stein. 2013. « Millennial-Scale Ice Rafting Events and Hudson Strait Heinrich(-like) Events during the Late Pliocene and Pleistocene: A Review ». *Quaternary Science Reviews* 80 (novembre): 1-28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.014>.

Nielsen, Tove, et Tine L. Rasmussen. 2018. « Reconstruction of Ice Sheet Retreat after the Last Glacial Maximum in Storfjorden, Southern Svalbard ». *Marine Geology* 402 (août): 228-43. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.12.003>.

Nørgaard-Pedersen, Niels, Robert F. Spielhagen, Helmut Erlenkeuser, Pieter M. Grootes, Jan Heinemeier, et Jochen Knies. 2003. « Arctic Ocean during the Last Glacial Maximum: Atlantic and Polar Domains of Surface Water Mass Distribution and Ice Cover ». *Paleoceanography* 18 (3). <https://doi.org/10.1029/2002PA000781>.

Nürnberg, D., I. Wollenburg, D. Dethleff, H. Eicken, H. Kassens, T. Letzig, E. Reimnitz, et J. Thiede. 1994. « Sediments in Arctic Sea Ice: Implications for Entrainment, Transport and Release ». *Marine Geology* 119 (3-4): 185-214. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90181-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90181-3).

Nygård, Atle, Hans Petter Sejrup, Haflidi Haflidason, et Petter Bryn. 2005. « The Glacial North Sea Fan, Southern Norwegian Margin: Architecture and Evolution from the Upper Continental Slope to the Deep-Sea Basin ». *Marine and Petroleum Geology* 22 (1-2): 71-84. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.12.001>.

O

Ó Cofaigh, C. 2001. « Laminated Sediments in Glacimarine Environments: Diagnostic Criteria for Their Interpretation ». *Quaternary Science Reviews* 20 (13): 1411-36. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00177-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00177-3).

Ó Cofaigh, Colm, Julian A. Dowdeswell, et Neil H. Kenyon. 2006. « Geophysical Investigations of a High-Latitude Submarine Channel System and Associated Channel-Mouth Lobe in the Lofoten Basin, Polar North Atlantic ». *Marine Geology* 226 (1-2): 41-50. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.09.014>.

Oakey, G.N., Chalmers, J.A., 2012. A new model for the Paleogene motion of Greenland relative to North America: plate reconstructions of the Davis Strait and Nares Strait regions between Canada and Greenland. *J. Geophys. Res.* 117, B10401. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008942>.

Olsen, Lars, Harald Sveian, et Bjørn Bergstrøm. 2001. « Rapid Adjustments of the Western Part of the Scandinavian Ice Sheet during the Mid and Late Weichselian - a New Model ». *Norwegian Journal of Geology*, 25.

Oppo, D W, et E Raym. 1995. « A D3C Record of Upper North Atlantic Deep Water during the Past 2.6 Million Years », 22.

Orheim, O. and Elverhøi, A., 1981. Model for submarine glacial deposition. *Ann. Glaciol.*, 2: 123-128.

Orvik, Kjell Arild, et Martin Mork. 1995. « A Case Study of Doppler-Shifted Inertial Oscillations in the Norwegian Coastal Current ». *Continental Shelf Research* 15 (11-12): 1369-79. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(94\)00080-7](https://doi.org/10.1016/0278-4343(94)00080-7).

Orvik, Kjell Arild, et Peter Niiler. 2002. « Major Pathways of Atlantic Water in the Northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic ». *Geophysical Research Letters* 29 (19): 2-1-2-4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015002>.

Osti, Giacomo, Peter Franek, Matthias Forwick, et Jan Sverre Laberg. 2017. « Controlling Factors for Slope Instability in a Seismically Active Region: The NW-Svalbard Continental Margin ». *Marine Geology* 390 (août): 131-46. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.06.005>.

Ottesen, D., et J. A. Dowdeswell. 2006. « Assemblages of Submarine Landforms Produced by Tidewater Glaciers in Svalbard ». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 111 (F1). <https://doi.org/10.1029/2005JF000330>.

Ottesen, D., J. A. Dowdeswell, D. I. Benn, L. Kristensen, H. H. Christiansen, O. Christensen, L. Hansen, E. Lebesbye, M. Forwick, et T. O. Vorren. 2008. « Submarine Landforms Characteristic of Glacier Surges in Two Spitsbergen Fjords ». *Quaternary Science Reviews* 27 (15): 1583-99. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.05.007>.

Ottesen, D., M. Stewart, M. Brønner, et C. L. Batchelor. 2020. « Tunnel Valleys of the Central and Northern North Sea (56°N to 62°N): Distribution and Characteristics ». *Marine Geology* 425 (juillet): 106199. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106199>.

Ottesen, Dag, et Julian A. Dowdeswell. 2009. « An Inter-Ice-Stream Glaciated Margin: Submarine Landforms and a Geomorphic Model Based on Marine-Geophysical Data from Svalbard Submarine Landforms on an Inter-Ice-Stream Glaciated Margin ». *GSA Bulletin* 121 (11-12): 1647-65. <https://doi.org/10.1130/B26467.1>.

Ottesen, Dag, Julian A. Dowdeswell, Jon Y. Landvik, et Juergen Mienert. 2007. « Dynamics of the Late Weichselian Ice Sheet on Svalbard Inferred from High-Resolution Sea-Floor Morphology ». *Boreas* 36 (3): 286-306. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.tb01251.x>.

Ottesen, Dag, Leif Rise, Jochen Knies, Lars Olsen, et Sverre Henriksen. 2005. « The Vestfjorden-Trænadjupet Palaeo-Ice Stream Drainage System, Mid-Norwegian Continental Shelf ». *Marine Geology* 218 (1): 175-89. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.03.001>.

Ottesen, Dag, Chris R. Stokes, Reidulv Bøe, Leif Rise, Oddvar Longva, Terje Thorsnes, Odleiv Olesen, Tom Bugge, Aave Lepland, et Ole B. Hestvik. 2016. « Landform Assemblages and Sedimentary Processes along the Norwegian Channel Ice Stream ». *Sedimentary Geology, Ancient ice streams and their megalineated beds*, 338 (juin): 115-37. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.024>.

P

Pachauri, Rajendra K., Andy Reisinger, Lenny Bernstein, Peter Bosch, Osvaldo Canziani, Zhenlin Chen, Renate Christ, et al. 2007. « GIEC : Bilan 2007 des changements climatiques : Rapport de synthèse ». Genève: GIEC. https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_fr.pdf.

Paillard, Didier, Laurent Labeyrie, et Pascal Yiou. 1996. « Macintosh Program Performs Time-Series Analysis ». *Eos, Transactions American Geophysical Union* 77 (39): 379-379. <https://doi.org/10.1029/96EO00259>.

Paquette, Robert G., Robert H. Bourke, John F. Newton, et William F. Perdue. 1985. « The East Greenland Polar Front in Autumn ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 90 (C3): 4866-82. <https://doi.org/10.1029/JC090iC03p04866>.

Parkinson, Claire L., et Nicolo E. DiGirolamo. 2016. « New visualizations highlight new information on the contrasting Arctic and Antarctic sea-ice trends since the late 1970s ». *Remote Sensing of Environment* 183 (septembre): 198-204. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.020>.

Parrenin, F., S. Barker, T. Blunier, J. Chappellaz, J. Jouzel, A. Landais, V. Masson-Delmotte, J. Schwander, et D. Veres. 2012. « On the Gas-Ice Depth Difference (Δ depth) along the EPICA Dome C Ice Core ». *Climate of the Past Discussions* 8 (2): 1089-1131. <https://doi.org/10.5194/cpd-8-1089-2012>.

Parrenin, F., V. Masson-Delmotte, P. Köhler, D. Raynaud, D. Paillard, J. Schwander, C. Barbante, A. Landais, A. Wegner, et J. Jouzel. 2013. « Synchronous Change of Atmospheric CO₂ and Antarctic Temperature During the Last Deglacial Warming ». *Science* 339 (6123): 1060-63. <https://doi.org/10.1126/science.1226368>.

Parrenin, Frédéric, Donald D. Blankenship, Marie G. P. Cavitte, Jérôme Chappellaz, Hubertus Fischer, Olivier Gagliardini, Fabien Gillet-Chaulet, et al. 2015. « Is there 1 million-year old ice near Dome C, Antarctica? » 17 (avril): 1524.

Parrenin, Frédéric, Marie G. P. Cavitte, Donald D. Blankenship, Jérôme Chappellaz, Hubertus Fischer, Olivier Gagliardini, Valérie Masson-Delmotte, et al. 2017. « Is There 1.5-Million-Year-Old Ice near Dome C, Antarctica? » *The Cryosphere* 11 (6): 2427-37. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2427-2017>.

Patton, Henry, Alun Hubbard, Karin Andreassen, Monica Winsborrow, et Arjen P. Stroeven. 2016. « The Build-up, Configuration, and Dynamical Sensitivity of the Eurasian Ice-Sheet Complex to Late Weichselian Climatic and Oceanic Forcing ». *Quaternary Science Reviews* 153 (décembre): 97-121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.10.009>.

Payne, Antony J., Andreas Vieli, Andrew P. Shepherd, Duncan J. Wingham, et Eric Rignot. 2004. « Recent Dramatic Thinning of Largest West Antarctic Ice Stream Triggered by Oceans ». *Geophysical Research Letters* 31 (23). <https://doi.org/10.1029/2004GL021284>.

Peck, V.L., I.R. Hall, R. Zahn, H. Elderfield, F. Grousset, S.R. Hemming, et J.D. Scourse. 2006. « High Resolution Evidence for Linkages between NW European Ice Sheet Instability and Atlantic Meridional Overturning Circulation ». *Earth and Planetary Science Letters* 243 (3-4): 476-88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.023>.

Peck, V.L., I.R. Hall, R. Zahn, F. Grousset, S.R. Hemming, et J.D. Scourse. 2007. « The Relationship of Heinrich Events and Their European Precursors over the Past 60ka BP: A Multi-Proxy Ice-Rafted Debris Provenance Study in the North East Atlantic ». *Quaternary Science Reviews* 26 (7-8): 862-75. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.002>.

Pedrosa, M. T., A. Camerlenghi, B. De Mol, R. Urgeles, M. Rebesco, et R. G. Lucchi. 2011. « Seabed Morphology and Shallow Sedimentary Structure of the Storfjorden and Kveithola Trough-Mouth Fans (North West Barents Sea) ». *Marine Geology* 286 (1): 65-81. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.05.009>.

Peltier, W.R., et R.G. Fairbanks. 2006. « Global Glacial Ice Volume and Last Glacial Maximum Duration from an Extended Barbados Sea Level Record ». *Quaternary Science Reviews* 25 (23-24): 3322-37. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.010>.

Penaud, A., A. Ganne, F. Eynaud, C. Lambert, P. O. Coste, M. Herlédan, M. Vidal, et al. 2020. « Oceanic versus Continental Influences over the Last 7 Kyr from a Mid-Shelf Record in the Northern Bay of Biscay (NE Atlantic) ». *Quaternary Science Reviews* 229 (février): 106135. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106135>.

Pickering, Kevin, Dorrik Stow, Mike Watson, et Richard Hiscott. 1986. « Deep-Water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme for Modern and Ancient Sediments ». *Earth-Science Reviews* 23 (2): 75-174. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(86\)90001-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(86)90001-2).

Piepjohn, K., von Gosen, W., Tessensohn, F., 2014. Eureka fault tectonics along the northern margin of Ellesmere Island (Canadian High Arctic). In: Dallmann, W.K., Manecki, M., Michalski, K., Głowacki, P. (Eds.), *SvalGeoBase: Proterozoic and Lower Palaeozoic basement of Svalbard—state of knowledge and new perspectives of investigations*, Workshop report. Norsk Polarinstitut Rapportserie 146, pp. 46–48.

Pope, Ed L., Peter J. Talling, James E. Hunt, Julian A. Dowdeswell, Joshua R. Allin, Matthieu J.B. Cartigny, David Long, et al. 2016. « Long-Term Record of Barents Sea Ice Sheet Advance to the Shelf Edge from a 140,000 Year Record ». *Quaternary Science Reviews* 150 (octobre): 55-66. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.014>.

Pope, Ed L., Peter J. Talling, et Colm Ó Cofaigh. 2018. « The Relationship between Ice Sheets and Submarine Mass Movements in the Nordic Seas during the Quaternary ». *Earth-Science Reviews* 178 (mars): 208-56. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.007>.

Poulain, P.-M., A. Warn-Varnas, et P. P. Niiler. 1996. « Near-Surface Circulation of the Nordic Seas as Measured by Lagrangian Drifters ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 101 (C8): 18237-58. <https://doi.org/10.1029/96JC00506>.

Powell, R.D., 1984. Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. *Mar. Geol.*, 57: 1-52.

Prokopenko, Alexander A., Linda A. Hinnov, Douglas F. Williams, et Mikhail I. Kuzmin. 2006. « Orbital Forcing of Continental Climate during the Pleistocene: A Complete Astronomically Tuned Climatic Record from Lake Baikal, SE Siberia ». *Quaternary Science Reviews* 25 (23-24): 3431-57. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.10.002>.

Pujos, Annick, et Jacques Giraudeau. 1993. « Répartition des Noelaerhabdaceae (nannofossiles calcaires) dans le Quaternaire moyen et supérieur des océans Atlantique et Pacifique ». *Oceanologica Acta* 16 (4): 349-62.

R

Raffi, Isabella, Jan Backman, Eliana Fornaciari, Heiko Pälike, Domenico Rio, Lucas Lourens, et Frits Hilgen. 2006. « A Review of Calcareous Nannofossil Astrobiochronology Encompassing the Past 25 Million

- Years☆ ». Quaternary Science Reviews 25 (23-24): 3113-37.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.007>.
- Rahmstorf**, S. 2013. « Thermohaline Circulation ». Elsevier, no 1: 739-50.
- Rahmstorf**, S. 1999. « Shifting Seas in the Greenhouse? », Nature, 399. Pp523-524.
- Rahmstorf**, S. 2002. « Ocean Circulation and Climate during the Past 120,000 Years ». Nature 419 (6903): 207-14. <https://doi.org/10.1038/nature01090>.
- Railsback**, L. Bruce, Philip L. Gibbard, Martin J. Head, Ny Riavo G. Voarintsoa, et Samuel Toucanne. 2015. « An Optimized Scheme of Lettered Marine Isotope Substages for the Last 1.0 Million Years, and the Climatostratigraphic Nature of Isotope Stages and Substages ». Quaternary Science Reviews 111 (mars): 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>.
- Raj**, Roshin. P., J. E. Ø. Nilsen, J. A. Johannessen, T. Furevik, O. B. Andersen, et L. Bertino. 2018. « Quantifying Atlantic Water transport to the Nordic Seas by remote sensing ». Remote Sensing of Environment 216 (octobre): 758-69. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.04.055>.
- Rasmussen**, L.A. and Meier, M.F., 1982. Continuity equation model of the predicted drastic retreat of Columbia Glacier, Alaska. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1258-A:23 pp.
- Rasmussen**, Tine L., et Erik Thomsen. 2017. « Ecology of Deep-Sea Benthic Foraminifera in the North Atlantic during the Last Glaciation: Food or Temperature Control ». Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 472 (avril): 15-32. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.02.012>.
- Ravelo**, A.C., 2010. Warmth and glaciation. Nature Geoscience 3, 672e674.
- Raymo**, Maureen E., et Jerry X. Mitrovica. 2012. « Collapse of Polar Ice Sheets during the Stage 11 Interglacial ». Nature 483 (7390): 453-56. <https://doi.org/10.1038/nature10891>.
- Raymo**, M.E., E. Jansen, P. Blum, et T.D. Herbert, éd. 1999. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 162 Scientific Results CHAP 9. Vol. 162. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.162.1999>.
- Raymond**, Charles F. 2002. « Ice Sheets on the Move ». Science 298 (5601): 2147-48. <https://doi.org/10.1126/science.1079169>.
- Rebesco**, Michele, Yanguang Liu, Angelo Camerlenghi, Monica Winsborrow, Jan Sverre Laberg, Andrea Caburlotto, Paolo Diviacco, et al. 2011. « Deglaciation of the Western Margin of the Barents Sea Ice Sheet — A Swath Bathymetric and Sub-Bottom Seismic Study from the Kveithola Trough ». Marine Geology 279 (1-4): 141-47. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.10.018>.

Rebesco, Michele, Asli Özmaral, Roger Urgeles, Daniela Accettella, Renata G. Lucchi, Denise Rütter, Monica Winsborrow, et al. 2016. « Evolution of a High-Latitude Sediment Drift inside a Glacially-Carved Trough Based on High-Resolution Seismic Stratigraphy (Kveithola, NW Barents Sea) ». *Quaternary Science Reviews* 147 (septembre): 178-93. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.007>.

Rebolledo, Lorena, Julio Sepúlveda, Carina B. Lange, Silvio Pantoja, Sébastien Bertrand, Konrad Huguen, et Dante Figueroa. 2008. « Late Holocene Marine Productivity Changes in Northern Patagonia-Chile Inferred from a Multi-Proxy Analysis of Jacaf Channel Sediments ». *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 80 (3): 314-22. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.08.016>.

Reyes, Alberto V., Anders E. Carlson, Brian L. Beard, Robert G. Hatfield, Joseph S. Stoner, Kelsey Winsor, Bethany Welke, et David J. Ullman. 2014. « South Greenland Ice-Sheet Collapse during Marine Isotope Stage 11 ». *Nature* 510 (7506): 525-28. <https://doi.org/10.1038/nature13456>.

Richardson, G., E. Henriksen, et T.O. Vorren. 1991. « Evolution of the Cenozoic Sedimentary Wedge during Rifting and Seafloor Spreading West of the Stappen High, Western Barents Sea ». *Marine Geology* 101 (1-4): 11-30. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(91\)90060-H](https://doi.org/10.1016/0025-3227(91)90060-H).

Richter, Thomas O., Sjerry van der Gaast, Bob Koster, Aad Vaars, Rineke Gieles, Henko C. de Stigter, Henk De Haas, et Tjeerd C. E. van Weering. 2006. « The Avaatech XRF Core Scanner: Technical Description and Applications to NE Atlantic Sediments ». Geological Society, London, Special Publications 267 (1): 39-50. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.03>.

Riedel, M., T.S. Collett, M.J. Malone, et and the Expedition 311 Scientists, éd. 2006. Proceedings of the IODP, 303/306. Vol. 303/306. Proceedings of the IODP. Integrated Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2204/iodp.proc.303306.2006>.

Rignot, Eric, Jonathan L. Bamber, Michiel R. van den Broeke, Curt Davis, Yonghong Li, Willem Jan van de Berg, et Erik van Meijgaard. 2008. « Recent Antarctic Ice Mass Loss from Radar Interferometry and Regional Climate Modelling ». *Nature Geoscience* 1 (2): 106-10. <https://doi.org/10.1038/ngeo102>.

Riis, F., 1996. Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. *Global and Planetary Change* 12, 331-357.

Rinke, Annette, Klaus Dethloff, et Jens H. Christensen. 1999. « Arctic Winter Climate and Its Interannual Variations Simulated by a Regional Climate Model ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104 (D16): 19027-38. <https://doi.org/10.1029/1999JD900296>.

Rinke, Annette, Klaus Dethloff, Arne Spekat, Wolfgang Enke, et Jens Hesselbjerg Christensen. 1999. « High Resolution Climate Simulations over the Arctic ». *Polar Research* 18 (2): 143-50. <https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.1999.tb00286.x>.

Rise, Leif, Reidulv Bøe, Fridtjof Riis, Valérie K. Bellec, Jan Sverre Laberg, Tor Eidvin, Sigrid Elvenes, et Terje Thorsnes. 2013. « The Lofoten-Vesterålen Continental Margin, North Norway: Canyons and Mass-Movement Activity ». *Marine and Petroleum Geology* 45 (août): 134-49. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.04.021>.

Rodríguez-Tovar, Francisco J., Javier Dorador, Gloria M. Martin-Garcia, Francisco J. Sierro, José A. Flores, et David A. Hodell. 2015. « Response of Macrobenitic and Foraminifer Communities to Changes in Deep-Sea Environmental Conditions from Marine Isotope Stage (MIS) 12 to 11 at the “Shackleton Site” ». *Global and Planetary Change* 133 (octobre): 176-87. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.08.012>.

Rohling, E. J., M. Fenton, F. J. Jorissen, P. Bertrand, G. Ganssen, et J. P. Caulet. 1998. « Magnitudes of Sea-Level Lowstands of the Past 500,000 Years ». *Nature* 394 (6689): 162-65. <https://doi.org/10.1038/28134>.

Rohling, E.J. 2013. « PALEOCEANOGRAPHY, PHYSICAL AND CHEMICAL PROXIES | Oxygen Isotope Composition of Seawater ». In *Encyclopedia of Quaternary Science*, 915-22. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00293-4>.

Rørvik, K.-L., J.S. Laberg, M. Hald, E.K. Ravna, et T.O. Vorren. 2010. « Behavior of the Northwestern Part of the Fennoscandian Ice Sheet during the Last Glacial Maximum – a Response to External Forcing ». *Quaternary Science Reviews* 29 (17-18): 2224-37. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.05.022>.

Rosell-Melé, Antoni, Mark A. Maslin, James R. Maxwell, et Philippe Schaeffer. 1997. « Biomarker Evidence for “Heinrich” Events ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (8): 1671-78. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00046-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00046-X).

Roth, P H, M M Mullin, et W H Berger. 1975. « Coccolith Sedimentation by Fecal Pellets: Laboratory Experiments and Field Observations ». *General Society of America Bulletin* 86: 1079-84.

Rothwell, R. Guy, et Ian w. Croudace. 2015. « Twenty Years of XRF Core Scanning Marine Sediments: What Do Geochemical Proxies Tell Us? » In *Micro-XRF Studies of Sediment Cores*, édité par Ian W. Croudace et R. Guy Rothwell, 17:25-102. Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_2.

Rothwell, R. Guy, Babette Hoogakker, John Thomson, Ian W. Croudace, et Michael Frenz. 2006. « Turbidite Emplacement on the Southern Balearic Abyssal Plain (Western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: An Application of ITRAX XRF Scanning of Sediment Cores to Lithostratigraphic Analysis ». *Geological Society, London, Special Publications* 267 (1): 79-98. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.06>.

Ruddiman, W. F., et A. McIntyre. 1981. « The mode and mechanism of the last deglaciation: Oceanic evidence ». *Quaternary Research* 16 (2): 125-34. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(81\)90040-5](https://doi.org/10.1016/0033-5894(81)90040-5).

Ruddiman, William. 2017. « Geographic Evidence of the Early Anthropogenic Hypothesis ». *Anthropocene* 20 (décembre): 4-14. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2017.11.003>.

Ruddiman, William F. 2003. « Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases ». *Quaternary Science Reviews* 22 (15–17): 1597-1629. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00087-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00087-8).

Ruddiman, W. F., Thomson J. S., 2001. The case for human causes of increased atmospheric CH₄ over the last 5000 years. *Quaternary Science Reviews* 20: 1769–1777.

S

Saloranta, T.M., Haugan, P.M., 2004. Northward cooling and freshening of the warm core of the West Spitsbergen Current. *Polar Res.* 10.

Samtleben, C., Schafer, P., Andruleit, H., Baumann, A., Baumann, K.-H., Kohly, A., Matthiessen, J., Schrader-Ritzrau, A., Synpal Working Group, 1995. Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages ?an actualistic approach. *Geol. Rundsch.* 84. <https://doi.org/10.1007/BF00192245>

Sarkar, S., Berndt, C., Chabert, A., Masson, D.G., Minshull, T.A., Westbrook, G.K., 2011. Switching of a paleo-ice stream in northwest Svalbard. *Quat. Sci. Rev.* 30, 1710–1725. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.03.013>

Sarnthein, M., Jansen, E., Weinelt, M., Arnold, M., Duplessy, J.C., Erlenkeuser, H., Flatøy, A., Johannessen, G., Johannessen, T., Jung, S., Koc, N., Labeyrie, L., Maslin, M., Pflaumann, U., Schulz, H., 1995. Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50°-80°N: A time-slice record of the last 30,000 years. *Paleoceanography* 10, 1063–1094. <https://doi.org/10.1029/95PA01453>

Schlichtholz, P., Houssais, M.-N., 1999. An inverse modeling study in Fram Strait. Part I: dynamics and circulation. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 46, 1083–1135. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00018-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00018-1)

Seidov, D., Sarnthein, M., Statterger, K., Prien, R., Weinelt, M., 1996. North Atlantic ocean circulation during the last glacial maximum and subsequent meltwater event: A numerical model. *J. Geophys. Res. Oceans* 101, 16305–16332. <https://doi.org/10.1029/96JC01079>

Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Andrews, J.T., 2011. A Holocene North Atlantic SST record and regional climate variability. *Quat. Sci. Rev.* 30, 3181–3195. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.025>

Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Hjelstuen, B.O., Nygård, A., Bryn, P., Lien, R., 2004. Pleistocene development of the SE Nordic Seas margin. *Mar. Geol.* 213, 169–200. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.006>

Serreze, M.C., 2019. Climates of Tundra and Alpine Biomes, in: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, p. B9780124095489120000. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12022-6>

Shackleton, N.J., 1997. The deep-sea sediment record and the Pliocene-Pleistocene boundary. *Quat. Int.* 40, 33–35. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(96\)00058-4](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(96)00058-4)

Shackleton, N.J., Imbrie, J., Pisias, N.G., Rose, J., Shackleton, N.J., West, R.G., Bowen, D.Q., 1988. The evolution of oceanic oxygen-isotope variability in the North Atlantic over the past three million years. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.* 318, 679–688. <https://doi.org/10.1098/rstb.1988.0030>

Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10" Year and 10" Year Scale. *Quat. Res.* 39–55.

Shackleton, N.J., Van Andel, T.H., Boyle, E.A., Jansen, E., Labeyrie, L., Leinen, M., McKenzie, J., Mayer, L., Sundquist, E., 1990. Contributions from the oceanic record to the study of global change on three time scales—Report of working group 1, interlaken workshop for past global changes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 82, 5–37. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(12\)80014-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(12)80014-9)

Shanmugam G., Spalding T. D., Rofheart D.H. 1993. Process sedimentology and reservoir quality of deep-marine bottom-current reworked sands (sandy contourites): An example from the Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 77(7): 1241-1259.

Shanmugam, G., 2017. Contourites: Physical oceanography, process sedimentology, and petroleum geology. *Pet. Explor. Dev.* 44, 183–216. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(17\)30023-X](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(17)30023-X)

Sibuet, J.-C., Rouzo, S., Srivastava, S., Dehler, S., Deptuck, M., Karim, A., 2012. Plate tectonic reconstructions and paleogeographic maps of the central and North Atlantic oceans^{1,2}. *Can. J. Earth Sci.* 49, 1395–1415. <https://doi.org/10.1139/e2012-071>

Simstich, J., Lorenz, S.J., Bauch, H.A., 2012. Evaluation of past stratification changes in the Nordic Seas by comparing planktonic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ with a solar-forced model. *Mar. Micropaleontol.* 94–95, 91–96. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.06.006>

Singer, J.K., Anderson, J.B., 1984. Use of total grain-size distribution to define bed erosion and transport for poorly sorted sediment undergoing simulated bioturbation. *Mar. Geol.* 57, 335–359. [https://doi.org/0025-3227/84/\\$03.00](https://doi.org/0025-3227/84/$03.00)

Ślubowska-Woldengen, M., Koç, N., Rasmussen, T.L., Klitgaard-Kristensen, D., Hald, M., Jennings, A.E., 2008. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. *Quat. Sci. Rev.* 27, 1476–1492. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.04.015>

Smelror, M., 1999. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 162 Scientific Results, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.162.1999>

Smethie, W.M., Chipman, D.W., Swift, J.H., Koltermann, K.P., 1988. Chlorofluoromethanes in the Arctic mediterranean seas: evidence for formation of bottom water in the Eurasian Basin and deep-water exchange through Fram Strait. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 35, 347–369. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90015-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90015-5)

Solgaard, A.M., Bonow, J.M., Langen, P.L., Japsen, P., Hvidberg, C.S., 2013. Mountain building and the initiation of the Greenland Ice Sheet. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 392, 161–176. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.09.019>

Solheim, A., Faleide, J.I., Andersen, E.S., Elverhøi, A., Forsberg, C.F., Vanneste, K., Uenzelmann-neben, G., Channell, J.E.T., 1998. Late Cenozoic seismic stratigraphy and glacial development of the East Greenland and Svalbard-Barents sea continental margins. *Quat. Sci. Rev.* 17, 155–184. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00068-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00068-1)

Solheim, A., Russwurm, L., Elverhøi, A., Berg, M.N., 1990. Glacial geomorphic features in the northern Barents Sea: Direct evidence for grounded ice and implications for the pattern of deglaciation and late glacial sedimentation. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 53, 253–268. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.053.01.14>

Sønderholm, M., Jepsen, H.F., 1991. Proterozoic basins of North Greenland. *Bull. Grønl. Geol. Unders.* 60, 49–69

Spencer, A.M., Embry, A.F., Gautier, D.L., Stoupakova, A.V., Sørensen, K., 2011. Chapter 1 An overview of the petroleum geology of the Arctic. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 35, 1–15. <https://doi.org/10.1144/M35.1>

Spielhagen, R.F., Bonani, G., Eisenhauer, A., Frank, M., Frederichs, T., Kassens, H., Kubik, P.W., Mangini, A., Pedersen, N.N., Nowaczyk, N.R., Schäper, S., Stein, R., Thiede, J., Tiedemann, R., Wahsner, M., 1997. Arctic Ocean evidence for late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheets. *Geology* 25, 783–786. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0783:AOEFLQ>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0783:AOEFLQ>2.3.CO;2)

Spielhagen, R., 2004. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history. *Quat. Sci. Rev.* 23, 1455–1483. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.015>

Spielhagen, R.F., Erlenkeuser, H., Siegert, C., 2005. History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the last deglaciation. *Glob. Planet. Change, Arctic Siberian Shelf Environments* 48, 187–207. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.12.013>

Sprengel, C., Baumann, K.-H., Henderiks, J., Henrich, R., Neuer, S., 2002. Modern coccolithophore and carbonate sedimentation along a productivity gradient in the Canary Islands region: seasonal export production and surface accumulation rates. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 3577–3598. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00099-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00099-1)

Steinsund, P.I., Hald, M., 1994. Recent calcium carbonate dissolution in the Barents Sea: Paleooceanographic applications. *Mar. Geol.* 117, 303–316. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90022-1)

Sternberg, R.W., Aagaard, K., Cacchione, D., Wheatcroft, R.A., Beach, R.A., Roach, A.T., Marsden, M.A.H., 2001. Long-term near-bed observations of velocity and hydrographic properties in the northwest Barents Sea with implications for sediment transport. *Cont. Shelf Res.* 21, 509–529. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00103-5](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00103-5)

St-Onge, G., Mulder, T., Francus, P., Long, B., 2007. Chapter Two Continuous Physical Properties of Cored Marine Sediments, in: Hillaire-Marcel, C., De Vernal, A. (Eds.), *Developments in Marine Geology, Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography*. Elsevier, pp. 63–98. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01007-X](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01007-X)

Stow, D.A.V., Holbrook, J.A., 1984. North Atlantic contourites: An overview. In: Stow, D.A.V., Piper, D.J.W. (Eds.), *Fine-grained Sediments, Deep-water Processes and Facies*, 15. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, pp. 245–256.

Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14C Age Calibration Program | Radiocarbon | Cambridge Core. *Radiocarbon* 35, 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>

Suckro, S.K., Gohl, K., Funck, T., Heyde, I., Ehrhardt, A., Schreckenberger, B., Gerlings, J., Damm, V., Jokat, W., 2012. The crustal structure of southern Baffin Bay: implications from a seismic refraction experiment: The crustal structure of southern Baffin Bay. *Geophys. J. Int.* 190, 37–58. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05477.x>

Svendsen, J., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* 23, 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>

Swift, J.H., 1986. The Arctic Waters, in: Hurdle, B.G. (Ed.), *The Nordic Seas*. Springer, New York, NY, pp. 129–154. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-8035-5_5

Swift, J.H., Jones, E.P., Aagaard, K., Carmack, E.C., Hingston, M., MacDonald, R.W., McLaughlin, F.A., Perkin, R.G., 1997. Waters of the Makarov and Canada basins. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 44, 1503–1529. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(97\)00055-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(97)00055-6)

Swift, J.H., Koltermann, K.P., 1988. The origin of Norwegian Sea Deep Water. *J. Geophys. Res.* 93, 3563. <https://doi.org/10.1029/JC093iC04p03563>

Syring, N., Stein, R., Fahl, K., Vahlenkamp, M., Zehnich, M., Spielhagen, R.F., Niessen, F., 2020. Holocene changes in sea-ice cover and polynya formation along the eastern North Greenland shelf: New insights from biomarker records. *Quat. Sci. Rev.* 231, 106173. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106173>

Sztybor, K., Rasmussen, T.L., 2017. Late glacial and deglacial palaeoceanographic changes at Vestnesa Ridge, Fram Strait: Methane seep versus non-seep environments. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 476, 77–89. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.04.001>

T

Talwani, M., Eldholm, O., 1977. Evolution of the Norwegian–Greenland Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 969–999

Taylor, J., Dowdeswell, J.A., Siegert, M.J., 2002. Late Weichselian depositional processes, fluxes, and sediment volumes on the margins of the Norwegian Sea (62–75°N). *Mar. Geol.* 188, 61–77. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00275-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00275-X)

Tessensohn, F., Piepjohn, K., 2000. Eocene compressive deformation in Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and its plate tectonic causes. *Polarforschung* 68, 121–124

Thibodeau, B., Bauch, H.A., Pedersen, T.F., 2017. Stratification-induced variations in nutrient utilization in the Polar North Atlantic during past interglacials. *Earth Planet. Sci. Lett.* 457, 127–135. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.060>

Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R., Molino, B., Shackleton, N.J., 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels Validation by oxygen isotopes 7.

Thomas, R.H., 1973a. The creep of ice shelves: Theory. *J. Glaciol.*, 12(64): 45–53.

Thomas, R.H., 1973b. The creep of ice shelves: Interpretation of observed behaviour. *J. Glaciol.*, 12(64): 55–70.

Tian, S.Y., Yasuhara, M., Hong, Y., Huang, H.-H.M., Iwatani, H., Chiu, W.-T.R., Mamo, B., Okahashi, H., Rasmussen, T.L., 2020. Deglacial–Holocene Svalbard paleoceanography and evidence of meltwater pulse 1B. *Quat. Sci. Rev.* 233, 106237. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106237>

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Gibbard, P.L., Eynaud, F., Giraudeau, J., Turon, J.L., Cremer, M., Cortijo, E., Martinez, P., Rossignol, L., 2009. A 1.2 Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2974–2981. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.003>

Tripanas, E.K., Piper, D.J.W., 2008. Glaciogenic Debris-Flow Deposits of Orphan Basin, Offshore Eastern Canada: Sedimentological and Rheological Properties, Origin, and Relationship to Meltwater Discharge. *J. Sediment. Res.* 78, 724–744. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.082>

Tulaczyk, S., 2006. Scale independence of till rheology. *J. Glaciol.* 52, 377–380. <https://doi.org/10.3189/172756506781828601>

Tzedakis, P.C., Hooghiemstra, H., Pälike, H., 2006. The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3416–3430. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.09.002>

Tzedakis, P.C., Raynaud, D., McManus, J.F., Berger, A., Brovkin, V., Kiefer, T., 2009. Interglacial diversity. *Nat. Geosci.* 2, 751–755. <https://doi.org/10.1038/ngeo660>

V

Vanneste, M., Mienert, J., Bunz, S., 2006. The Hinlopen Slide: A giant, submarine slope failure on the northern Svalbard margin, Arctic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 373–388. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.045>

Verplanck, E.P., Farmer, G.L., Andrews, J., Dunhill, G., Millo, C., 2009. Provenance of Quaternary glacial and glacial marine sediments along the southeast Greenland margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 52–62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.012>

Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, D., Michel, E., Becqué, S., Van Weering, T.C.E., 1997. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 13–27.

Villarroel, J.D., Zuazagoitia, D., 2016. The phenomenon of brine rejection: a practical proposal for prospective primary teacher training. *Educ. Quím.* 27, 205–208. <https://doi.org/10.1016/j.eq.2016.03.001>

Vivo-Vilches, C., López-Gutiérrez, J.M., Periañez, R., Marcinko, C., Le Moigne, F., McGinnity, P., Peruchena, J.I., Villa-Alfageme, M., 2018. Recent evolution of 129I levels in the Nordic Seas and the North Atlantic Ocean. *Sci. Total Environ.* 621, 376–386. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.268>

Voelker, A.H.L., Colman, A., Olack, G., Waniek, J.J., Hodell, D., 2015. Oxygen and hydrogen isotope signatures of Northeast Atlantic water masses. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 116, 89–106. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.11.006>

Vogt, P.R., Johnson, G.L., Holcombe, T.L., Gilg, J.G., Avery, O.E., 1971. Episodes of sea-floor spreading recorded by the North Atlantic basement. *Tectonophysics* 12, 211–234. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(71\)90005-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(71)90005-9)

Vogt, P.R., 1986a. Seafloor topography, sediments, and paleoenvironments. In: B.G. Hurdle (Editor), *The Nordic Seas*. Springer-Verlag, New York, N.Y., pp. 237-412.

Von Gosen, W., Piepjohn, K., 2003. Eureka transpressive deformation in the Wandel Hav Mobile Belt (northeast Greenland). *Tectonics* 22. <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC901040>

Vorren, T.O., Hald, M., Thomsen, E., 1984. Quaternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway. *Mar. Geol.* 57, 229–257. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90201-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90201-9)

Vorren, T.O., Laberg, J.S., 2001. Late Quaternary sedimentary processes and environment on the Norwegian-Greenland Sea continental margins, in: Martinsen, O.J., Dreyer, T. (Eds.), *Norwegian Petroleum Society Special Publications, Sedimentary Environments Offshore Norway — Palaeozoic to Recent*. Elsevier, pp. 451–456. [https://doi.org/10.1016/S0928-8937\(01\)80027-8](https://doi.org/10.1016/S0928-8937(01)80027-8)

Vorren, T.O., Laberg, J.S., 1997. Trough mouth fans - paleoclimate and ice-sheet monitors 17.

Vorren, T.O., Laberg, J.S., Blaume, F., Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H., Mienert, J., Rumohr, J., Werner, F., 1998. The Norwegian Greenland sea continental margins: morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment. *Quat. Sci. Rev.* 17, 273–302. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00072-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00072-3)

Vorren, T.O., Lebesbye, E., Andreassen, K., Larsen, K.-B., 1989. Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Mar. Geol.* 85, 251–272.

Vorren, T.O., Plassen, L., 2002. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vagsfjord area, North Norway 29.

Vorren, T.O., Vassmyr, S., 1991. The continental shelf surficial sediments, 1:3 mill, *Nasjonalatlas for Norge, kartblad 2.3.8*. Statens kartverk, Norway.

W

Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Sci. Rev.* 104, 111–142. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.003>

Wagner, B., Wilke, T., Francke, A., Albrecht, C., Baumgarten, H., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Cvetkoska, A., D'Addabbo, M., Donders, T.H., Föllner, K., Giaccio, B., Grazhdani, A., Hauffe, T., Holtvoeth, J., Joannin, S., Jovanovska, E., Just, J., Kouli, K., Koutsodendris, A., Krastel, S., Lacey, J.H., Leicher, N., Leng, M.J., Levkov, Z., Lindhorst, K., Masi, A., Mercuri, A.M., Nomade, S., Nowaczyk, N., Panagiotopoulos, K., Peyron, O., Reed, J.M., Regattieri, E., Sadori, L., Sagnotti, L., Stelbrink, B., Sulpizio, R., Tofilovska, S., Torri, P., Vogel, H., Wagner, T., Wagner-Cremer, F., Wolff, G.A., Wonik, T., Zanchetta, G., Zhang, X.S., 2017. The environmental and evolutionary history of Lake Ohrid (FYROM/Albania): interim results from the SCOPSCO deep drilling project. *Biogeosciences* 14, 2033–2054. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2033-2017>

Wagner, T., Henrich, R., 1994. Organo- and lithofacies of glacial-interglacial deposits in the Norwegian-Greenland Sea: Responses to paleoceanographic and paleoclimatic changes. *Mar. Geol.* 120, 335–364. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90066-3)

Wagner, T.J.W., Dell, R.W., Eisenman, I., Keeling, R.F., Padman, L., Severinghaus, J.P., 2018. Wave inhibition by sea ice enables trans-Atlantic ice rafting of debris during Heinrich events. *Earth Planet. Sci. Lett.* 495, 157–163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.05.006>

Walker, C.C., Gardner, A.S., 2019. Evolution of ice shelf rifts: Implications for formation mechanics and morphological controls. *Earth Planet. Sci. Lett.* 526, 115764. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115764>

Wary, M., Eynaud, F., Sabine, M., Zaragosi, S., Rossignol, L., Malaizé, B., Palis, E., Zumaque, J., Caille, C., Penaud, A., Michel, E., Charlier, K., 2015. Stratification of surface waters during the last glacial millennial climatic events: a key factor in subsurface and deep-water mass dynamics. *Clim. Past* 11. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1507-2015>

Weertman, J., 1957. Deformation of floating ice shelves. *J. Glaciol.*, 3:38–42.

Weertman, J. 1973. Can a water-filled crevasse reach the bottom surface of a glacier? *Union Géodésique et Géophysique Internationale. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. Commission de Neiges et Glaces. Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge, 7–13 September 1969*, p. 139–45. (Publication No. 95 de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique.)

Wefer, G., Berger, W.H., Richter, C., et al. (Eds.), 1998a. Proceedings of the Ocean Drilling Program 175 Initial Reports, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.175.1998>

Wefer, G., Berger, W.H., Richter, C., Grout, Spiess, Anderson, Brüchert, Jansen, Lin, Maslin, Perez, Pufahl, Vidal, Christensen, Giraudeau, J., Hermelin, Lange, Motoyama, Frost, Yamazaki, Andreasen, Laser, Murray, Wigley, Meyers, Gorgas, Cambray, 1998b. Explanatory notes, Shipboard Scientific Party. Proc. Ocean Drill. Program Initial Rep. 175, 20.

Wiebe, P.H., Boyd, S.H., Winget, C., 1976. Particulate matter sinking to the deep-sea floor at 2000 M in the Tongue of the Ocean, Bahamas, with a description of a new sedimentation trap. Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA. <https://doi.org/10.1575/1912/1792>

Wilken, M., Mienert, J., 2006. Submarine glacial debris flows, deep-sea channels and past ice-stream behaviour of the East Greenland continental margin. Quat. Sci. Rev. 25, 784–810. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.06.004>

Willeit, M., Ganopolski, A., Calov, R., Brovkin, V., 2019. Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal | Science Advances. Sci. Adv. 5. <https://doi.org/DOI:10.1126/sciadv.aav7337>

Wilson, D.S., Pollard, D., DeConto, R.M., Jamieson, S.S.R., Luyendyk, B.P., 2013. Initiation of the West Antarctic Ice Sheet and estimates of total Antarctic ice volume in the earliest Oligocene. Geophys. Res. Lett. 40, 4305–4309. <https://doi.org/10.1002/grl.50797>

Winsborrow, M.C.M., Andreassen, K., Corner, G.D., Laberg, J.S., 2010. Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. Quat. Sci. Rev. 29, 424–442. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.001>

Wright, J.D., 2019. Cenozoic Climate: Oxygen Isotope Evidence, in: Encyclopedia of Ocean Sciences. Elsevier, pp. 479–489. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10762-6>

Wright, J.D., Miller, K.G., 1996. Control of North Atlantic Deep Water Circulation by the Greenland-Scotland Ridge. Paleoceanography 11, 157–170. <https://doi.org/10.1029/95PA03696>

Y

Young, R.A. & Southard, J.B. 1978. Erosion of fine-grained marine sediments: Sea floor and laboratory experiments. Bull. geol. Soc. Am., 89, 663-72.

Ypma, S.L., Brüggemann, N., Georgiou, S., Spence, P., Dijkstra, H.A., Pietrzak, J.D., Katsman, C.A., 2019. Pathways and watermass transformation of Atlantic Water entering the Nordic Seas through Denmark Strait in two high resolution ocean models. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 145, 59–72. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.02.002>

Z

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686–693.

Zalasiewicz, J., Waters, C., Summerhayes, C., Williams, M., 2018. The Anthropocene. *Geology Today* 34 (5), 177-181.

Zamelczyk, K., Rasmussen, T.L., Husum, K., Hafliðason, H., de Vernal, A., Ravna, E.K., Hald, M., Hillaire-Marcel, C., 2012. Paleoceanographic changes and calcium carbonate dissolution in the central Fram Strait during the last 20 ka. *Quat. Res.* 78, 405–416. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.07.006>.

Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfume, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Mar. Lett.* 26, 317–329. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0048-9>.

Zaragosi, S., Le Suavé, R., Faugères, J.-C., Bourillet, J.F., Auffret, G.A., Pujol, C., Garlan, T., 2001. The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. *Geo-Mar. Lett.* 20, 219–232. <https://doi.org/10.1007/s003670100061>.

Zhuravleva, A., Bauch, H.A., Van Nieuwenhove, N., 2017. Last Interglacial (MIS5e) hydrographic shifts linked to meltwater discharges from the East Greenland margin. *Quat. Sci. Rev.* 164, 95–109. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.026>.

Annexes

I. Analytique des carottes des missions MOCOSED 2014 et 2017

	M17KC01	M17KC02	M17KC03
Longueur de sédiment (m)	9.16	11.035	20.66
Mission			
Prélèvement carottes	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine
Ouverture	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu
Photographie demi-tronçons	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi
Mesure de Spectrocolorométrie	Stéphane Bujan - 892	Stéphane Bujan - 1074	Stéphane Bujan - 2033
Description carotte	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine
Conditionnement	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux
Non Destructif			
Plaquettes	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine
Susceptibilité magnétique	Marjolaine Sabine - 903	Marjolaine Sabine - 1086	Marjolaine Sabine - 2043
Scopix (rX)	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu
XRF	Pascal Lebleu - 901	Pascal Lebleu - 1085	Pascal Lebleu - 2033
Photographies plaquettes	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine
Echantillonnages			
Pour frottis	Marjolaine Sabine - 10	Marjolaine Sabine - 13	Marjolaine Sabine - 22
Pour lames minces	Marjolaine Sabine - 1	Marjolaine Sabine - 4	Marjolaine Sabine - 10
Pour calcimétrie	Marjolaine Sabine - 18	Marjolaine Sabine - 16	Marjolaine Sabine - 19
Pour lavages	Marjolaine Sabine - 85	Marjolaine Sabine - 86	Marjolaine Sabine - 251
Pour granulométrie	Marjolaine Sabine - 532	Marjolaine Sabine - 495	Marjolaine Sabine - 940
Pour sélection 14C	--	Marjolaine Sabine - 2	--
Total échantillonné :			
Analyses			
Lavages sur deux tamis : 125 µm et 1000 µm	Marie-Hélène Castera - 85	Marie-Claire Perello - 86	Marjolaine Sabine - 251
Lames Minces	Bernard Martin - 1	Bernard Martin - 4	Bernard Martin - 10
Frottis	Jacques Giraudeau - 10	Jacques Giraudeau - 13	Jacques Giraudeau - 22
Mesures microgranulométriques	Marie-Claire Perello - 532	Marie-Claire Perello - 495	Marie-Claire Perello - 940
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ benthiques	--	--	Karine Charlier, Marjolaine Sabine - 96
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ planctoniques	--	--	Karine Charlier, Marjolaine Sabine - 196
Tamisages à sec			
Tamisages tamis 250 µm	--	--	Guillaume Boisramé - 251
Tamisages sur tamis 400 µm	--	--	Guillaume Boisramé - 251
Comptages			
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	Linda Rossignol Malaizé - 85	Linda Rossignol Malaizé - 86	Linda Rossignol Malaizé, Manon Sabourdy - 251
Piquage foraminifères pour mesures isotopiques 125-1000 µm	--	--	Linda Rossignol Malaizé - 251
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	Marjolaine Sabine - 85	Marjolaine Sabine - 86	Marjolaine Sabine - 251
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	--	--	Marjolaine Sabine - 251
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	--	--	--

Annexe 1 : Tableau récapitulatif des échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC01, M17KC02 et M17KC03. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom.

	M17KC04	M17KC05	M17KC06
Longueur de sédiment (m)	3.66	9.29	10.505
Mission			
Prélèvement carottes	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine
Ouverture	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu
Photographie demi-tronçons	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi
Mesure de Spectrocolorométrie	Stéphane Bujan - 356	Stéphane Bujan - 911	Stéphane Bujan - 1030
Description carotte	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine
Conditionnement	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux
Non Destructif			
Plaquettes	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine
Susceptibilité magnétique	Marjolaine Sabine - 357	Bernard Martin - 915	Marjolaine Sabine - 1036
Scopix (rX)	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu
XRF	Pascal Lebleu - 359	Pascal Lebleu, Olivier Ther - 908	Pascal Lebleu - 1033
Photographies plaquettes	Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine
Echantillonnages			
Pour frottis	Marjolaine Sabine - 2	Maude Biguenet, Marjolaine Sabine - 10	--
Pour lames minces	--	Maude Biguenet, Marjolaine Sabine - 6	Marjolaine Sabine - 1
Pour calcimétrie	Marjolaine Sabine - 13	Maude Biguenet, Marjolaine Sabine - 17	--
Pour lavages	Marjolaine Sabine - 46	Maude Biguenet, Marjolaine Sabine - 96	--
Pour granulométrie	Marjolaine Sabine - 78	Maude Biguenet, Marjolaine Sabine - 324	--
Pour sélection 14C	--	Marjolaine Sabine - 11	--
Total échantillonné :			
Analyses			
Lavages sur deux tamis : 125 µm et 1000 µm	Marie-Hélène Castera - 46	Maude Biguenet, Marie-Claire Perello - 96	--
Lames Minces	--	Bernard Martin - 6	Bernard Martin - 1
Frottis	Jacques Giraudeau - 2	Jacques Giraudeau - 10	--
Mesures microgranulométriques	Marie-Claire Perello - 78	Marie-Claire Perello - 324	--
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ benthiques	--	--	--
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ planctoniques	Karine Charlier, Marjolaine Sabine - 16	--	--
Tamisages à sec			
Tamisages tamis 250 µm	--	--	--
Tamisages sur tamis 400 µm	--	--	--
Comptages			
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	Manon Sabourdy - 46	--	--
Piquage foraminifères pour mesures isotopiques 125-1000 µm	Linda Rossignol Malaizé - 46	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	Marjolaine Sabine - 46	Marjolaine Sabine - 96	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	--	--	--

Annexe 2 : Tableau récapitulatif des échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC04, M17KC05 et M17KC06. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom.

	M17KC07	M17KC08	M17KC09
Longueur de sédiment (m)	7.4	8.11	5.49
Mission			
Prélèvement carottes	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine
Ouverture	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu
Photographie demi-tronçons	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi
Mesure de Spectrocolorométrie	Stéphane Bujan - 719	Stéphane Bujan - 795	Stéphane Bujan - 537
Description carotte	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine
Conditionnement	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux
Non Destructif			
Plaquettes	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine
Susceptibilité magnétique	Bernard Martin - 728	Bernard Martin - 800	Bernard Martin - 540
Scopix (rX)	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu
XRF	Pascal Lebleu, Olivier Ther - 720	Pascal Lebleu, Olivier Ther - 781	Pascal Lebleu - 542
Photographies plaquettes	Pascal Lebleu, Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine
Echantillonnages			
Pour frottis	Maude Biguenet - 12	Maude Biguenet - 8	--
Pour lames minces	Maude Biguenet - 1	Maude Biguenet - 4	--
Pour calcimétrie	Maude Biguenet - 12	Maude Biguenet - 15	--
Pour lavages	Maude Biguenet - 71	Maude Biguenet - 88	--
Pour granulométrie	Maude Biguenet - 350	Maude Biguenet - 459	--
Pour sélection 14C	Marjolaine Sabine - 9	Marjolaine Sabine - 8	Marjolaine Sabine - 2
Total échantillonné :			
Analyses			
Lavages sur deux tamis : 125 µm et 1000 µm	Maude Biguenet, Marie-Claire Perello - 80	Maude Biguenet, Marie-Claire Perello - 96	--
Lames Minces	Bernard Martin - 1	Bernard Martin - 4	--
Frottis	Jacques Giraudeau - 12	Jacques Giraudeau - 8	--
Mesures microgranulométriques	Marie-Claire Perello, Marjolaine Sabine - 350	Marie-Claire Perello - 459	--
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ benthiques	--	--	--
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ planctoniques	--	--	--
Tamisages à sec			
Tamisages tamis 250 µm	--	--	--
Tamisages sur tamis 400 µm	--	--	--
Comptages			
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	--	--	--
Piquage foraminifères pour mesures isotopiques 125-1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	Marjolaine Sabine - 71	Marjolaine Sabine - 88	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	--	--	--

Annexe 3 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC07, M17KC08 et M17KC09. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom.

	M17KC10	M17KC11	M17KC12
Longueur de sédiment (m)	5.005	4.12	2.71
Mission			
Prélèvement carottes	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine
Ouverture	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu
Photographie demi-tronçons	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi
Mesure de Spectrocolorométrie	Stéphane Bujan - 390	Stéphane Bujan - 370	Stéphane Bujan - 263
Description carotte	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine
Conditionnement	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux
Non Destructif			
Plaquettes	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine
Susceptibilité magnétique	Marjolaine Sabine - 490	Marjolaine Sabine - 391	Marjolaine Sabine - 263
Scopix (rX)	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu
XRF	Pascal Lebleu - 476	Pascal Lebleu - 362	Pascal Lebleu - 245
Photographies plaquettes	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine
Echantillonnages			
Pour frottis	Marjolaine Sabine - 4	--	Marjolaine Sabine - 1
Pour lames minces	Marjolaine Sabine - 2	--	--
Pour calcimétrie	Marjolaine Sabine - 11	--	Marjolaine Sabine - 8
Pour lavages	Marjolaine Sabine - 43	--	Marjolaine Sabine - 28
Pour granulométrie	Marjolaine Sabine - 244	--	Marjolaine Sabine - 68
Pour sélection 14C	--	--	--
Total échantillonné :			
Analyses			
Lavages sur deux tamis : 125 µm et 1000 µm	Marie-Hélène Castera - 43	--	Marie-Hélène Castera - 28
Lames Minces	Bernard Martin - 2	--	--
Frottis	Jacques Giraudeau - 4	--	Jacques Giraudeau - 1
Mesures microgranulométriques	Marie-Claire Perello - 244	--	Marie-Claire Perello - 68
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ benthiques	--	--	--
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ planctoniques	--	--	--
Tamisages à sec			
Tamisages tamis 250 µm	--	--	--
Tamisages sur tamis 400 µm	--	--	--
Comptages			
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	Linda Rossignol Malaizé - 43	--	Linda Rossignol Malaizé - 28
Piquage foraminifères pour mesures isotopiques 125-1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	Marjolaine Sabine - 43	--	Marjolaine Sabine - 28
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	--	--	--

Annexe 4 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC10, M17KC11 et M17KC12. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom.

	M17KC13	M17KC14	M17KC15
Longueur de sédiment (m)	2.165	9.17	17.4
Mission			
Prélèvement carottes	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine
Ouverture	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu
Photographie demi-tronçons	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi
Mesure de Spectrocolorométrie	Stéphane Bujan - 218	Stéphane Bujan - 901	Stéphane Bujan - 1697
Description carotte	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine
Conditionnement	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux
Non Destructif			
Plaquettes	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine
Susceptibilité magnétique	Marjolaine Sabine - 215	Marjolaine Sabine - 903	Marjolaine Sabine - 1698
Scopix (rX)	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu
XRF	Pascal Lebleu - 92	Pascal Lebleu - 904	Pascal Lebleu - 1692
Photographies plaquettes	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine
Echantillonnages			
Pour frottis	Marjolaine Sabine - 1	Marjolaine Sabine - 10	Jimmy Daynac, Alexie Cogné, Marjolaine Sabine - 18
Pour lames minces	--	Marjolaine Sabine - 4	Jimmy Daynac, Alexie Cogné, Marjolaine Sabine - 6
Pour calcimétrie	--	Marjolaine Sabine - 19	Jimmy Daynac, Alexie Cogné, Marjolaine Sabine - 17
Pour lavages	Marjolaine Sabine - 21	Marjolaine Sabine - 79	Jimmy Daynac, Alexie Cogné, Marjolaine Sabine - 99
Pour granulométrie	Marjolaine Sabine - 32	Marjolaine Sabine - 972	Jimmy Daynac, Alexie Cogné, Marjolaine Sabine - 1718
Pour sélection 14C	--	--	--
Total échantillonné :			
Analyses			
Lavages sur deux tamis : 125 µm et 1000 µm	Marjolaine Sabine - 21	Marjolaine Sabine - 79	Marjolaine Sabine - 99
Lames Minces	--	Bernard Martin - 4	Bernard Martin - 6
Frottis	Jacques Giraudeau - 1	Jacques Giraudeau - 10	Jacques Giraudeau - 18
Mesures microgranulométriques	Marie-Claire Perello - 32	Marie-Claire Perello - 972	Marie-Claire Perello - 1718
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ benthiques	--	--	--
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ planctoniques	--	--	Karine Charlier, Marjolaine Sabine - 72
Tamisages à sec			
Tamisages tamis 250 µm	--	--	Marjolaine Sabine - 99
Tamisages sur tamis 400 µm	--	--	Marjolaine Sabine - 100
Comptages			
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	Linda Rossignol Malaizé - 21	Linda Rossignol Malaizé - 79	Linda Rossignol Malaizé - 99
Piquage foraminifères pour mesures isotopiques 125-1000 µm	--	--	Linda Rossignol Malaizé - 99
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	Marjolaine Sabine - 21	Marjolaine Sabine - 79	Marjolaine Sabine - 99
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	--	--	Marjolaine Sabine - 99
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	--	--	Marjolaine Sabine - 91

Annexe 5 : Tableau récapitulatif des échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC13, M17KC14 et M17KC15. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom.

	M17KC16	M17KC17	M14KC01
Longueur de sédiment (m)	9.12	8.85	5.44
Mission			
Prélèvement carottes	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	Sébastien Zaragosi, Stéphane Bujan, Pascal Lebleu, Ludovic Devaux, Thierry Garlan, Marjolaine Sabine	EPOC
Ouverture	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	EPOC
Photographie demi-tronçons	Sébastien Zaragosi	Sébastien Zaragosi	EPOC
Mesure de Spectrocolorométrie	Stéphane Bujan - 898	Stéphane Bujan - 869	EPOC
Description carotte	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	Léa Fournier
Conditionnement	Ludovic Devaux	Ludovic Devaux	EPOC
Non Destructif			
Plaquettes	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	Pascal Lebleu, Stéphane Bujan, Marjolaine Sabine	EPOC
Susceptibilité magnétique	Marjolaine Sabine - 898	Marjolaine Sabine - 872	EPOC
Scopix (rX)	Pascal Lebleu	Pascal Lebleu	EPOC
XRF	Pascal Lebleu - 896	Pascal Lebleu - 844	EPOC
Photographies plaquettes	Marjolaine Sabine	Marjolaine Sabine	EPOC
Echantillonnages			
Pour frottis	--	Marjolaine Sabine - 4	--
Pour lames minces	Marjolaine Sabine - 3	--	Jimmy Daynac, Marjolaine Sabine - 16
Pour calcimétrie	--	Marjolaine Sabine - 18	Jimmy Daynac, Marjolaine Sabine - 3
Pour lavages	--	Marjolaine Sabine - 99	Jimmy Daynac, Marjolaine Sabine - 6
Pour granulométrie	--	Marjolaine Sabine - 261	Jimmy Daynac, Marjolaine Sabine - 71
Pour sélection 14C	--	--	Calypso Racine - 2
Total échantillonné :			
Analyses			
Lavages sur deux tamis : 125 µm et 1000 µm	--	Marjolaine Sabine - 99	Jimmy Daynac, Marjolaine Sabine - 6
Lames Minces	Bernard Martin - 3	--	Bernard Martin - 16
Frottis	--	Jacques Giraudeau - 4	--
Mesures microgranulométriques	--	Marie-Claire Perello - 261	Marie-Claire Perello - 71
Mesures Isotopes oxygène δ ¹⁸ O benthiques	--	--	--
Mesures Isotopes oxygène δ ¹⁸ O planctoniques	--	--	--
Tamisages à sec			
Tamisages tamis 250 µm	--	--	--
Tamisages sur tamis 400 µm	--	--	--
Comptages			
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	--	Linda Rossignol Malaizé - 99	--
Piquage foraminifères pour mesures isotopiques 125-1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	--	Marjolaine Sabine - 99	Marjolaine Sabine - 6
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	--	--	--

Annexe 6 : Tableau récapitulatif des échantillonnages réalisés sur les carottes M17KC16, M17KC17 et M14KC01. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom. En gris : ce qui a été réalisé en amont de cette thèse.

	M14KC02	M14KC03	M14KC04
Longueur de sédiment (m)	9.19	8.79	6.17
Mission			
Prélèvement carottes	EPOC	EPOC	EPOC
Ouverture	EPOC	EPOC	EPOC
Photographie demi-tronçons	EPOC	EPOC	EPOC
Mesure de Spectrocolorométrie	EPOC	EPOC	EPOC
Description carotte	Eléonore Köng	Mélanie Wary	Léa Fournier
Conditionnement	EPOC	EPOC	EPOC
Non Destructif			
Plaquettes	EPOC	EPOC	EPOC
Susceptibilité magnétique	EPOC	EPOC	EPOC
Scopix (rX)	EPOC	EPOC	EPOC
XRF	EPOC	EPOC	EPOC
Photographies plaquettes	EPOC	EPOC	EPOC
Echantillonnages			
Pour frottis	--	--	--
Pour lames minces	--	--	--
Pour calcimétrie	--	--	--
Pour lavages	--	--	Marjolaine Sabine - 33
Pour granulométrie	--	--	Marjolaine Sabine - 82
Pour sélection 14C	--	--	--
Total échantillonné :			
Analyses			
Lavages sur deux tamis : 125 µm et 1000 µm	--	--	Marjolaine Sabine - 33
Lames Minces	--	--	--
Frottis	--	--	--
Mesures microgranulométriques	--	--	Marie-Claire Perello - 82
Mesures Isotopes oxygène δ ¹⁸ O benthiques	--	--	--
Mesures Isotopes oxygène δ ¹⁸ O planctoniques	--	--	--
Tamisages à sec			
Tamisages tamis 250 µm	--	--	--
Tamisages sur tamis 400 µm	--	--	--
Comptages			
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	--	--	--
Piquage foraminifères pour mesures isotopiques 125-1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	--	--	Marjolaine Sabine - 33
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	--	--	--

Annexe 7 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M14KC02, M14KC03 et M14KC04. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom. En gris : ce qui a été réalisé en amont de cette thèse.

	M14KC05	M14KC06	M14KC08
Longueur de sédiment (m)	2.29	4.97	4.24
Mission			
Prélèvement carottes	EPOC	EPOC	EPOC
Ouverture	EPOC	EPOC	EPOC
Photographie demi-tronçons	EPOC	EPOC	EPOC
Mesure de Spectrocolorométrie	EPOC	EPOC	EPOC
Description carotte	Mélanie Wary, Léa Fournier	Eléonore Köng	Mélanie Wary
Conditionnement	EPOC	EPOC	EPOC
Non Destructif			
Plaquettes	EPOC	EPOC	EPOC
Susceptibilité magnétique	EPOC	EPOC	EPOC
Scopix (rX)	EPOC	EPOC	EPOC
XRF	EPOC	EPOC	EPOC
Photographies plaquettes	EPOC	EPOC	EPOC
Echantillonnages			
Pour frottis	--	--	--
Pour lames minces	--	--	--
Pour calcimétrie	--	--	--
Pour lavages	--	--	Marjolaine Sabine - 21
Pour granulométrie	--	--	Marjolaine Sabine - 96
Pour sélection 14C	--	--	Calypso Racine - 2
Total échantillonné :			
Analyses			
Lavages sur deux tamis : 125 µm et 1000 µm	--	--	Marjolaine Sabine - 21
Lames Minces	--	--	--
Frottis	--	--	--
Mesures microgranulométriques	--	--	Marie-Claire Perello - 96
Mesures Isotopes oxygène δ ¹⁸ O benthiques	--	--	--
Mesures Isotopes oxygène δ ¹⁸ O planctoniques	--	--	--
Tamisages à sec			
Tamisages tamis 250 µm	--	--	--
Tamisages sur tamis 400 µm	--	--	--
Comptages			
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	--	--	--
Piquage foraminifères pour mesures isotopiques 125-1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	--	--	Marjolaine Sabine - 21
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	--	--	--

Annexe 8 : Tableau récapitulant les échantillonnages réalisés sur les carottes M14KC05, M14KC06 et M14KC08. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom. En gris : ce qui a été réalisé en amont de cette thèse.

	M14KC09	M14KC10	M14KC11
Longueur de sédiment (m)	4.83	5.12	4.7
Mission			
Prélèvement carottes	EPOC	EPOC	EPOC
Ouverture	EPOC	EPOC	EPOC
Photographie demi-tronçons	EPOC	EPOC	EPOC
Mesure de Spectrocolorométrie	EPOC	EPOC	EPOC
Description carotte	Eléonore Köng	Eléonore Köng	Léa Fournier
Conditionnement	EPOC	EPOC	EPOC
Non Destructif			
Plaquettes	EPOC	EPOC	EPOC
Susceptibilité magnétique	EPOC	EPOC	EPOC
Scopix (rX)	EPOC	EPOC	EPOC
XRF	EPOC	EPOC	EPOC
Photographies plaquettes	EPOC	EPOC	EPOC
Echantillonnages			
Pour frottis	--	--	--
Pour lames minces	Marjolaine Sabine - 5	--	Marjolaine Sabine - 21
Pour calcimétrie	--	--	--
Pour lavages	Marjolaine Sabine - 23	Marjolaine Sabine - 6	Marjolaine Sabine - 24
Pour granulométrie	Marjolaine Sabine - 105	Chloé Seibert - 204	Marjolaine Sabine - 68
Pour sélection 14C	Calypso Racine - 1	--	--
Total échantillonné :			
Analyses			
Lavages sur deux tamis : 125 µm et 1000 µm	Marie-Claire Perello - 23	Marjolaine Sabine - 6	Marie-Claire Perello, Marjolaine Sabine - 24
Lames Minces	Bernard Martin - 5	--	Bernard Martin - 2
Frottis	--	--	--
Mesures microgranulométriques	Marie-Claire Perello - 96	EPOC - 204	Marie-Claire Perello - 68
Mesures Isotopes oxygène δ ¹⁸ O benthiques	--	--	--
Mesures Isotopes oxygène δ ¹⁸ O planctoniques	--	--	--
Tamisages à sec			
Tamisages tamis 250 µm	--	--	--
Tamisages sur tamis 400 µm	--	--	--
Comptages			
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	--	--	--
Piquage foraminifères pour mesures isotopiques 125-1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	Marjolaine Sabine - 23	--	Marjolaine Sabine - 24
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	--	--	--

Annexe 9 : Tableau récapitulatif des échantillonnages réalisés sur les carottes M14KC09, M14KC10 et M14KC11. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom. En gris : ce qui a été réalisé en amont de cette thèse.

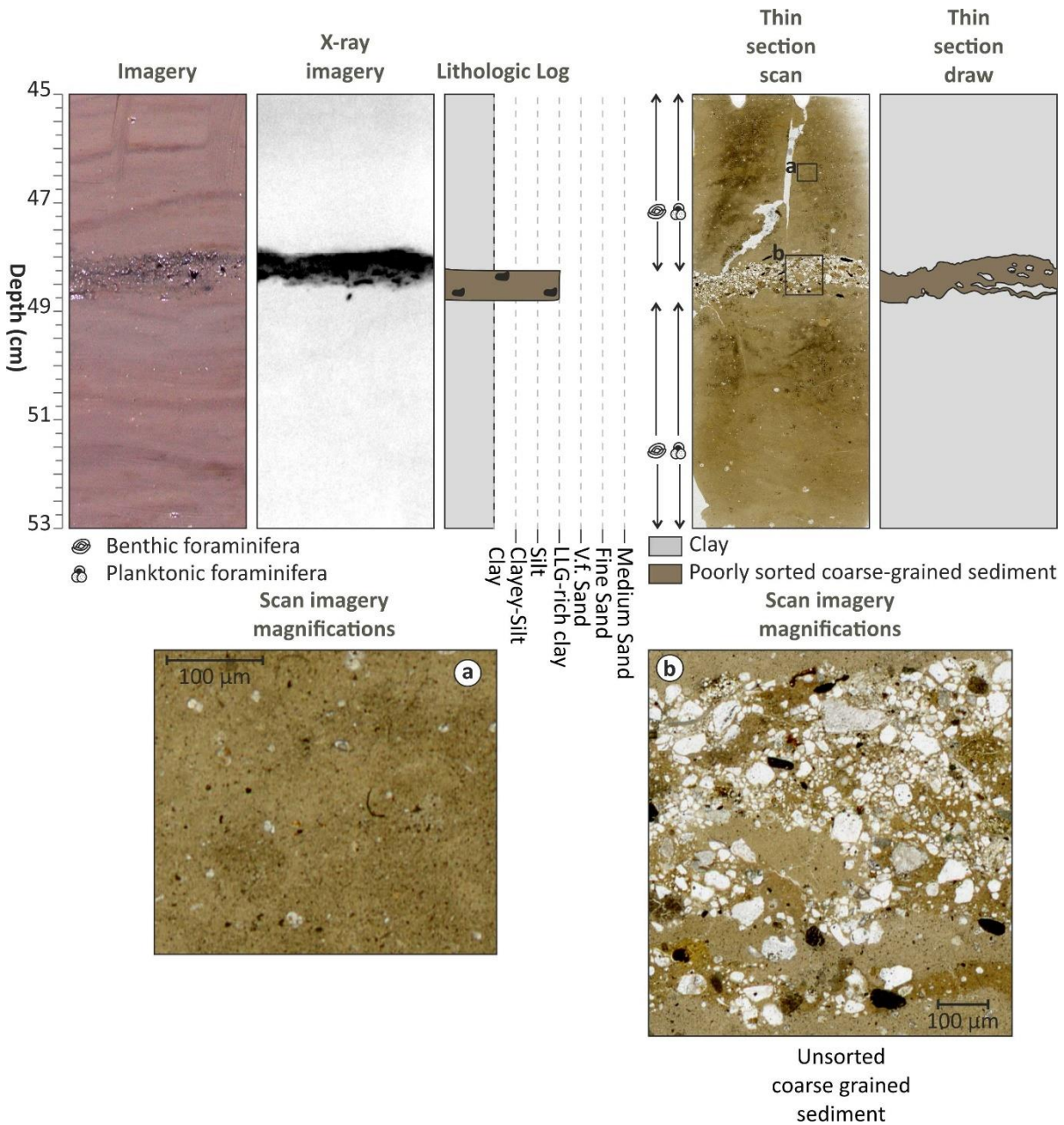
	M14KC13	M14KC14	M14KC15
Longueur de sédiment (m)	3.12	7.37	8.37
Mission			
Prélèvement carottes	EPOC	EPOC	EPOC
Ouverture	EPOC	EPOC	EPOC
Photographie demi-tronçons	EPOC	EPOC	EPOC
Mesure de Spectrocolorométrie	EPOC	EPOC	EPOC
Description carotte	Eléonore Köng	Léa Fournier	Mélanie Wary
Conditionnement	EPOC	EPOC	EPOC
Non Destructif			
Plaquettes	EPOC	EPOC	EPOC
Susceptibilité magnétique	EPOC	EPOC	EPOC
Scopix (rX)	EPOC	EPOC	EPOC
XRF	EPOC	EPOC	EPOC
Photographies plaquettes	EPOC	EPOC	EPOC
Echantillonnages			
Pour frottis	--	--	--
Pour lames minces	--	Chloé Seibert - 4	Chloé Seibert - 5
Pour calcimétrie	--	--	Chloé Seibert - 16
Pour lavages	--	Chloé Seibert - 10	Chloé Seibert - 113
Pour granulométrie	--	Chloé Seibert - 682	Chloé Seibert - 376
Pour sélection 14C	--	Calypso Racine - 2	Calypso Racine - 2
Total échantillonné :			
Analyses			
Lavages sur deux tamis : 125 µm et 1000 µm	--	Chloé Seibert - 10	Chloé Seibert - 113
Lames Minces	--	--	Bernard Martin - 5
Frottis	--	--	--
Mesures microgranulométriques	--	EPOC - 682	EPOC - 376
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ benthiques	--	--	--
Mesures Isotopes oxygène $\delta^{18}\text{O}$ planctoniques	--	--	--
Tamisages à sec			
Tamisages tamis 250 µm	--	--	--
Tamisages sur tamis 400 µm	--	--	--
Comptages			
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	--	--	--
Piquage foraminifères pour mesures isotopiques 125-1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	--	--	--
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	--	--	--

Annexe 10 : Tableau récapitulatif des échantillonnages réalisés sur les carottes M14KC13, M14KC14 et M14KC15. En vert : ce qui a été réalisé par Marjolaine Sabine. En bleu : ce qui a été réalisé par des stagiaires au cours de cette thèse. En noir : ce qui a été réalisé par l'équipe du laboratoire EPOC et/ou du Shom. En gris : ce qui a été réalisé en amont de cette thèse.

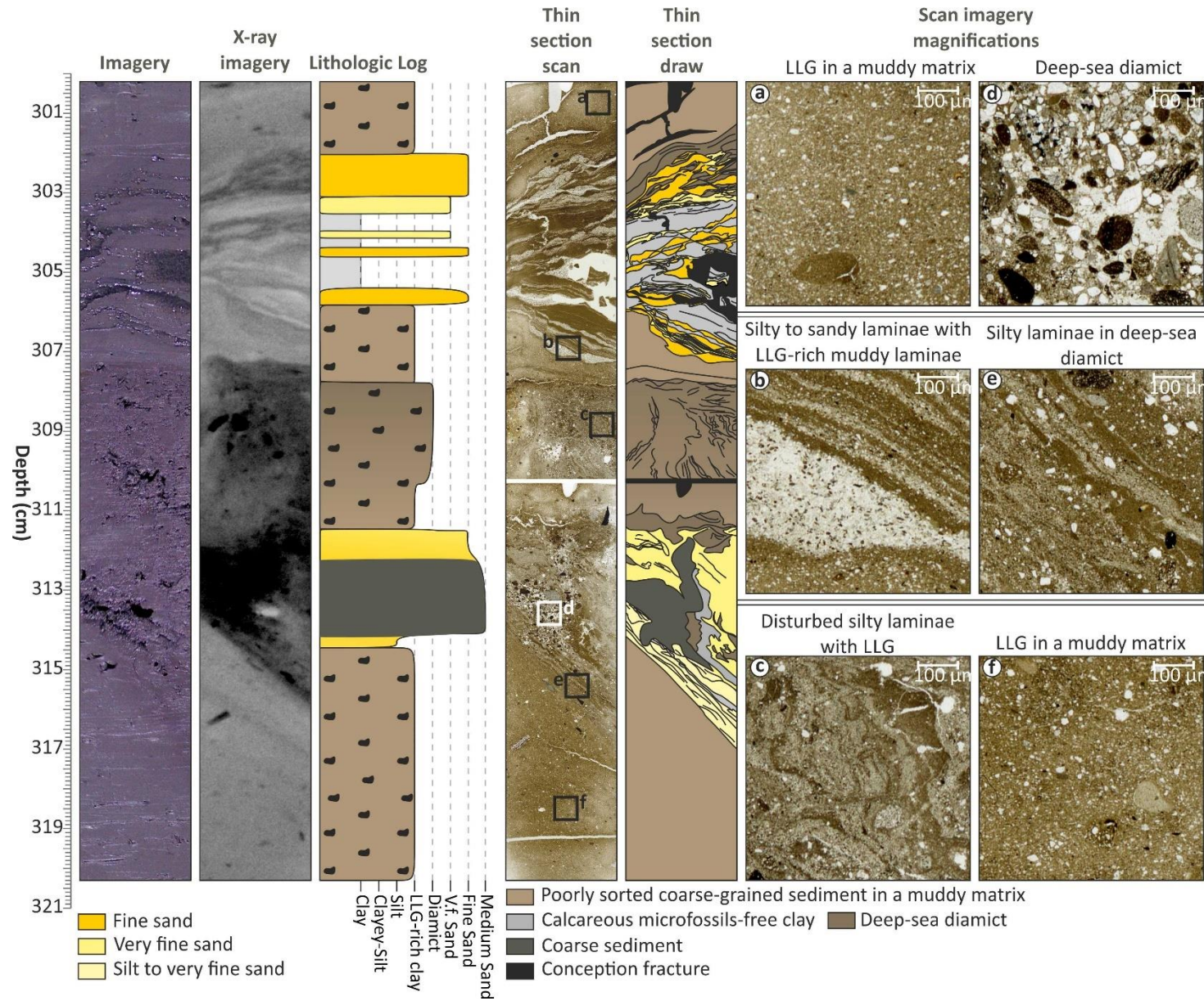
	TOTAL MOCO17	TOTAL MOCO14	TOTAL MOCO14&17	Unités		
Longueur de sédiment (m)	143.85	75.47	219.32	m		
Mission						
Prélèvement carottes	143.85	75.47	219.32	m	Nombre total de mesures	21 323
Ouverture	154	85	239	demi- tronçons		
Photographie demi-tronçons	143.85	75.47	219.32	m		
Mesure de Spectrocolorométrie	13953	7370	21323	niveaux		
Description carotte	143.85	75.47	219.32	m		
Conditionnement	143.85	75.47	219.32	m		
Non Destructif						
Plaquettes	152	85	237	plaquettes	Nombre total de mesures	42 573
Susceptibilité magnétique	14138	7434	21572	niveaux		
Scopix (rX)	142.685	75.47	218.155	m		
XRF	13873	7128	21001	niveaux		
Photographies plaquettes	142.685	75.47	218.155	m		
Echantillonnages						
Pour frottis	115	0	115	niveaux	Nombre total d'échantillons prélevés	9 883
Pour lames minces	42	38	80	niveaux		
Pour calcimétrie	183	19	202	niveaux		
Pour lavages	1092	230	1322	niveaux		
Pour granulométrie	6473	1684	8157	niveaux		
Pour sélection ¹⁴ C	5	2	7	niveaux		
Total échantillonné :						
Analyses						
Mesures calcimétrie	44	19	63	niveaux	Nombre total de mesures	8 607
Mesures datations ¹⁴ C	5	2	7	niveaux		
Mesures microgranulométriques	6473	1684	8157	niveaux		
Mesures Isotopes oxygène δ ¹⁸ O benthiques	96	0	96	niveaux		
Mesures Isotopes oxygène δ ¹⁸ O planctoniques	284	0	284	niveaux		
Tamisages						
Tamisages humides 63 µm	118	18	136	niveaux	Nombre total de tamisages	3 357
Tamisages humides 125 µm	1092	230	1322	niveaux		
Tamisages humides 1 000 µm	1092	107	1199	niveaux		
Tamisages à sec tamis 250 µm	350	0	350	niveaux		
Tamisages à sec tamis 400 µm	350	0	350	niveaux		
Comptages						
Comptages foraminifères planctoniques 125-1000 µm	923	150	1073	niveaux	Nombre total de comptages de foram. planctoniques	1 073
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques > 1000 µm	1092	113	1205	niveaux	Nombre total de comptages de foram. Benthiques et de grains détritiques	1 646
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 400 - 1000 µm	350	0	350	niveaux		
Comptages IRD (+identification des grains) + foraminifères Benthiques 250 - 400 µm	91	0	91	niveaux		
					Nombre total d'analyses	
					14 683	
					Nombre total de comptages	
					2 719	

Annexe 11 : Synthèse de l'ensemble des échantillonnages réalisés sur les carottes des missions MOCOSÉD 2014 et 2017.

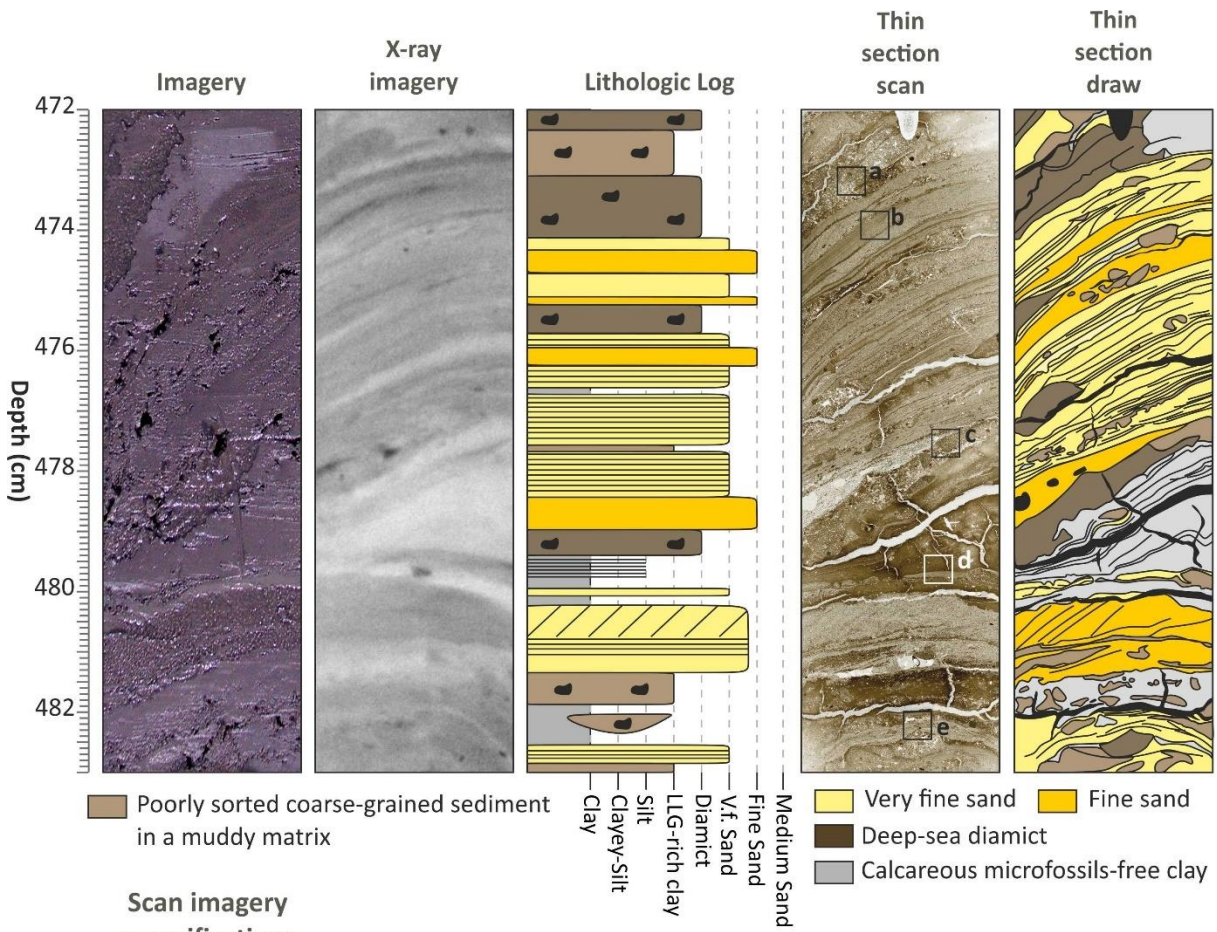
II. Quelques faciès sédimentaires retrouvés dans les carottes des missions MOCOSED 2014 et 2017



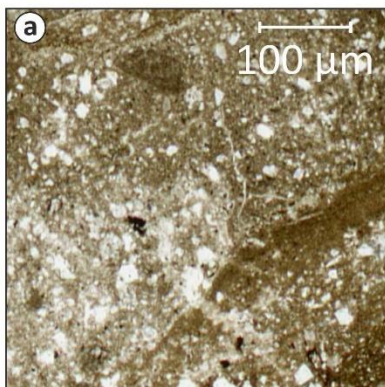
Annexe 12 : Lame mince prélevée dans la carotte M14KC01, sur une levée du chenal du Lofoten, en mer de Norvège, entre 45 et 53 cm de profondeur carotte. Un lit grossier composé de grains de nature, taille, forme et émoussé varié, de 1 cm d'épaisseur, recoupant un sédiment argileux pauvre en éléments figurés. Ce niveau grossier pourrait correspondre à un debris flow glacié.



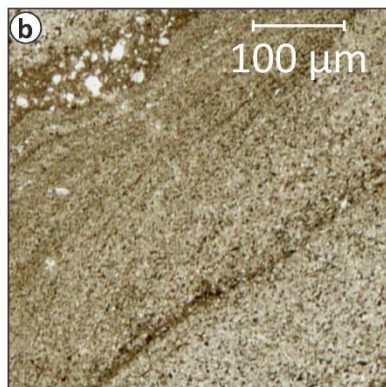
Annexe 13 : Deux lames minces prélevées dans la carotte M14KC09, sur le TMF de Kveithola en mer de Norvège, entre 300 et 320 cm de profondeur carotte. Des lits grossiers à base nette, inclinés et perturbés, recourent un sédiment argileux très riche en grains détritiques grossiers.



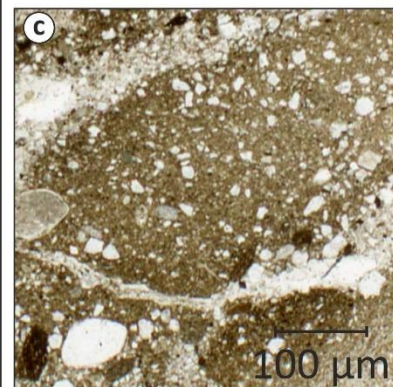
Scan imagery magnifications



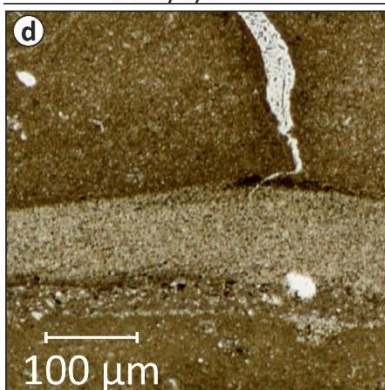
Numerous IRD in a clayey matrix



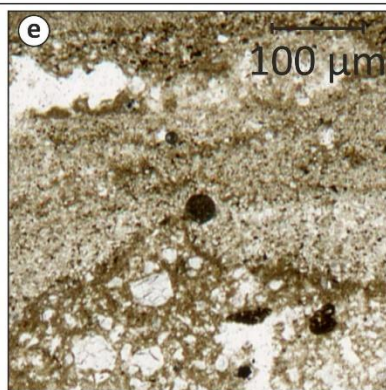
Laminated silt layer



Numerous IRD in a clayey matrix

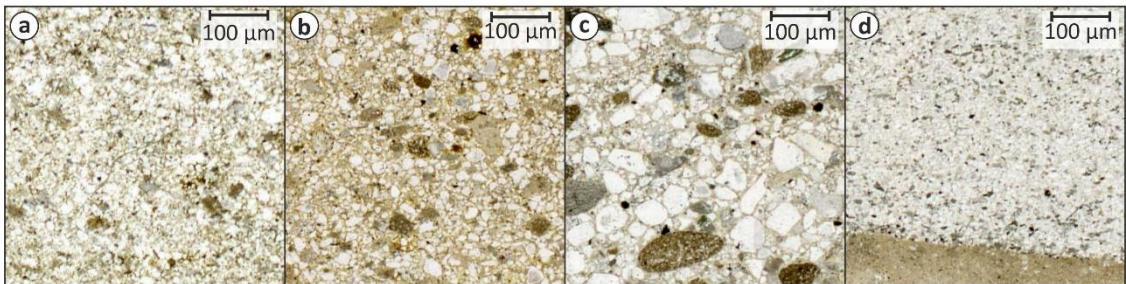
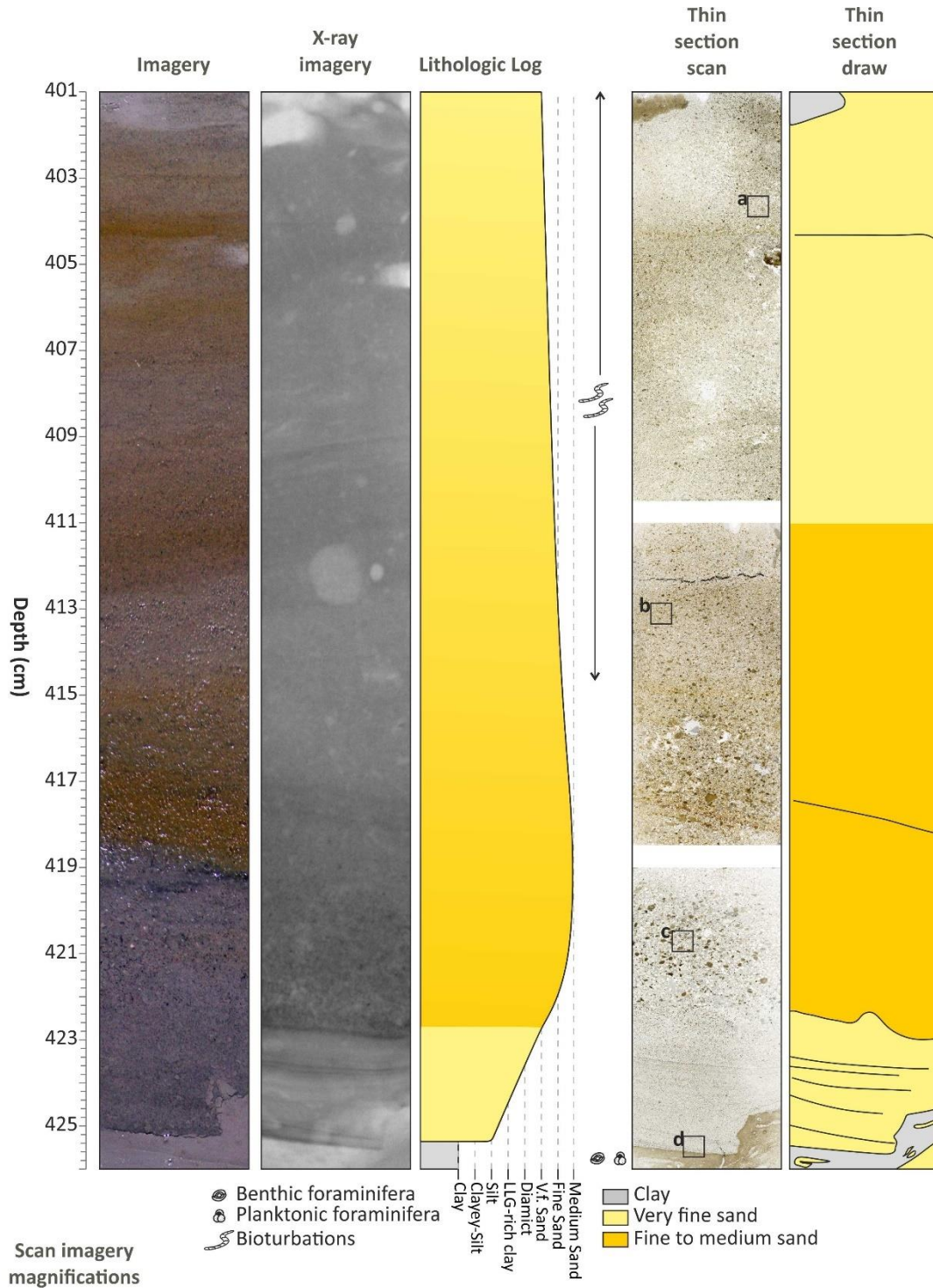


Silty layer surrounded by clayey sediment

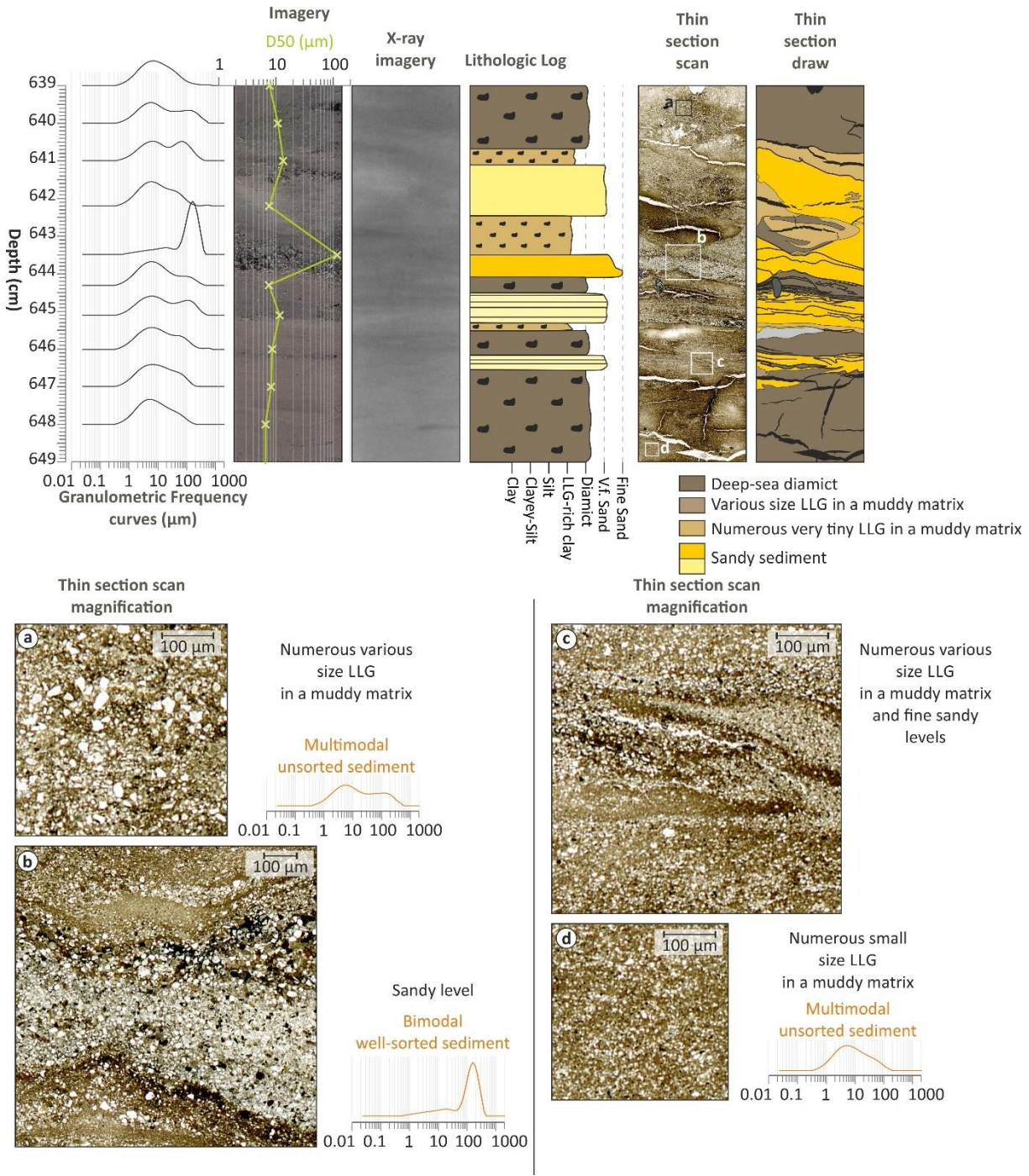


Silty/sandy layer surrounded by numerous IRD

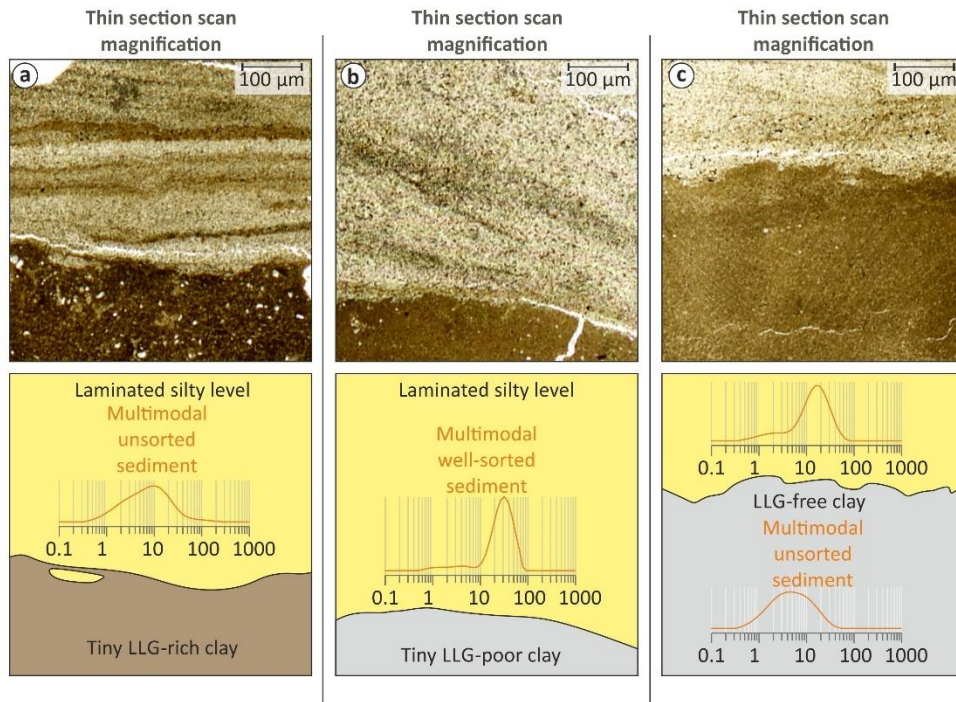
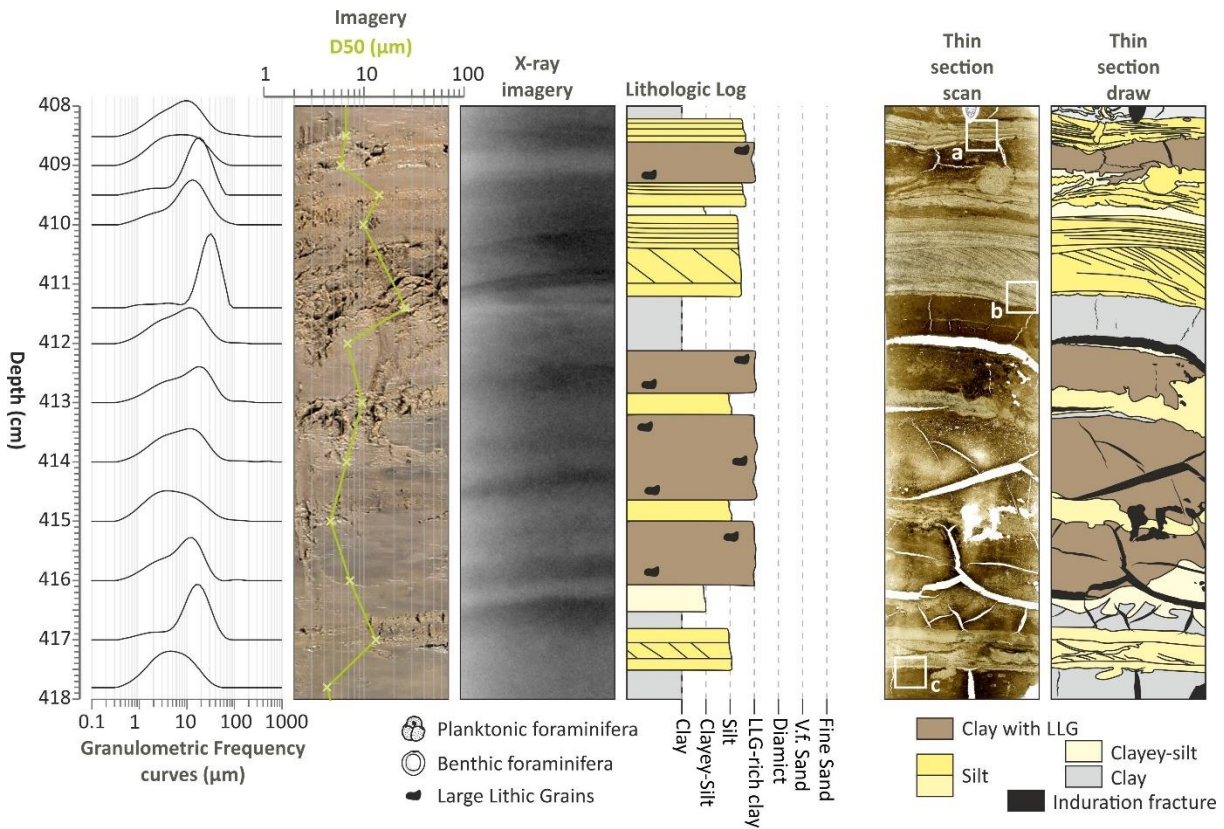
Annexe 14 : Une lame mince prélevée dans la carotte M14KC09, sur le TMF de Kveithola en mer de Norvège, entre 472 et 482 cm de profondeur carotte. Des lits grossiers à base nette, inclinés et perturbés, alternent avec des lits d'argile riche en grains détritiques grossiers.



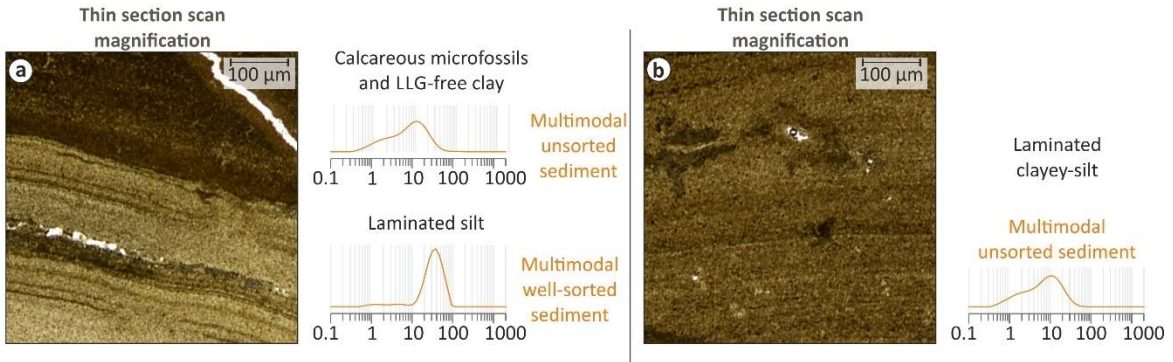
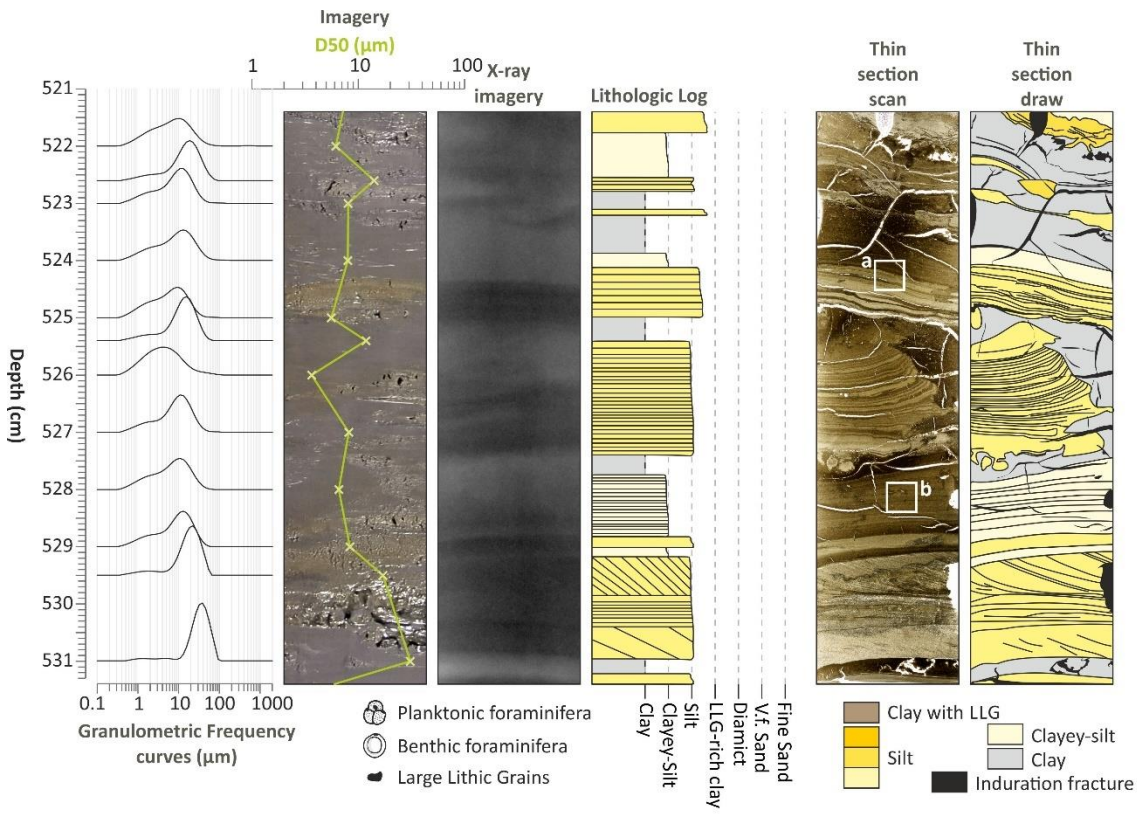
Annexe 15 : Trois lames minces prélevées dans la carotte M14KC01, sur une levée du chenal du Lofoten, en mer de Norvège, entre 401 et 426 cm de profondeur carotte. Un niveau de sable à base nette et érosive présentant un granoclassement inverse à la base puis un granoclassement normal jusqu'à son sommet. Base laminée.



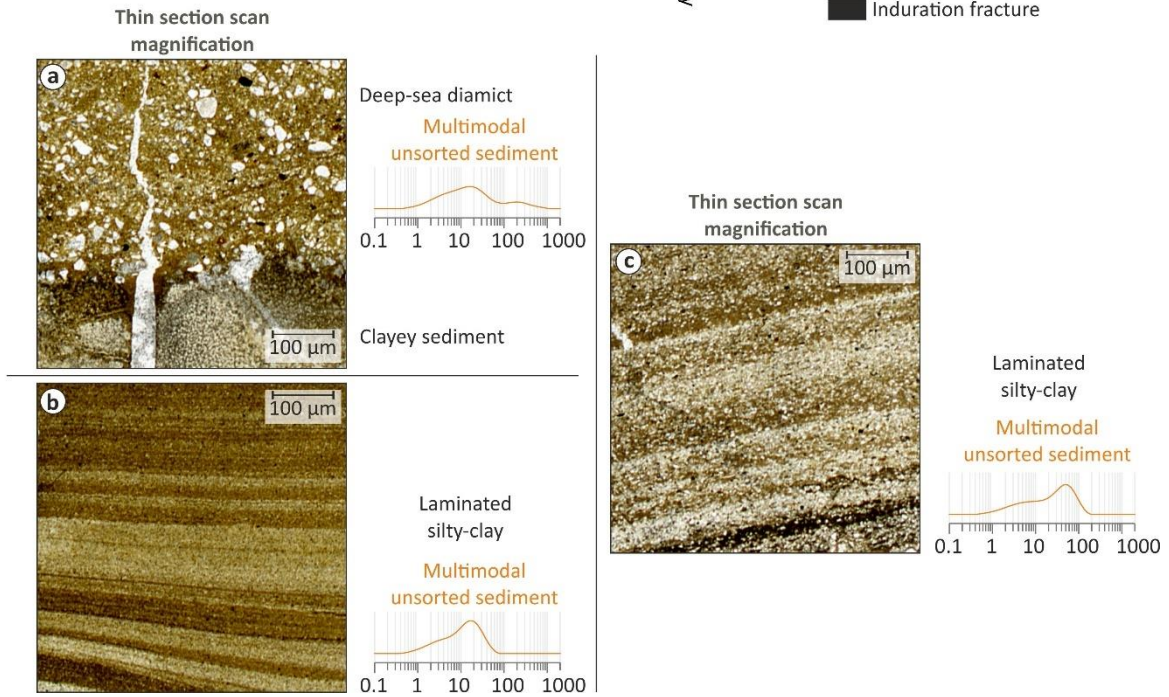
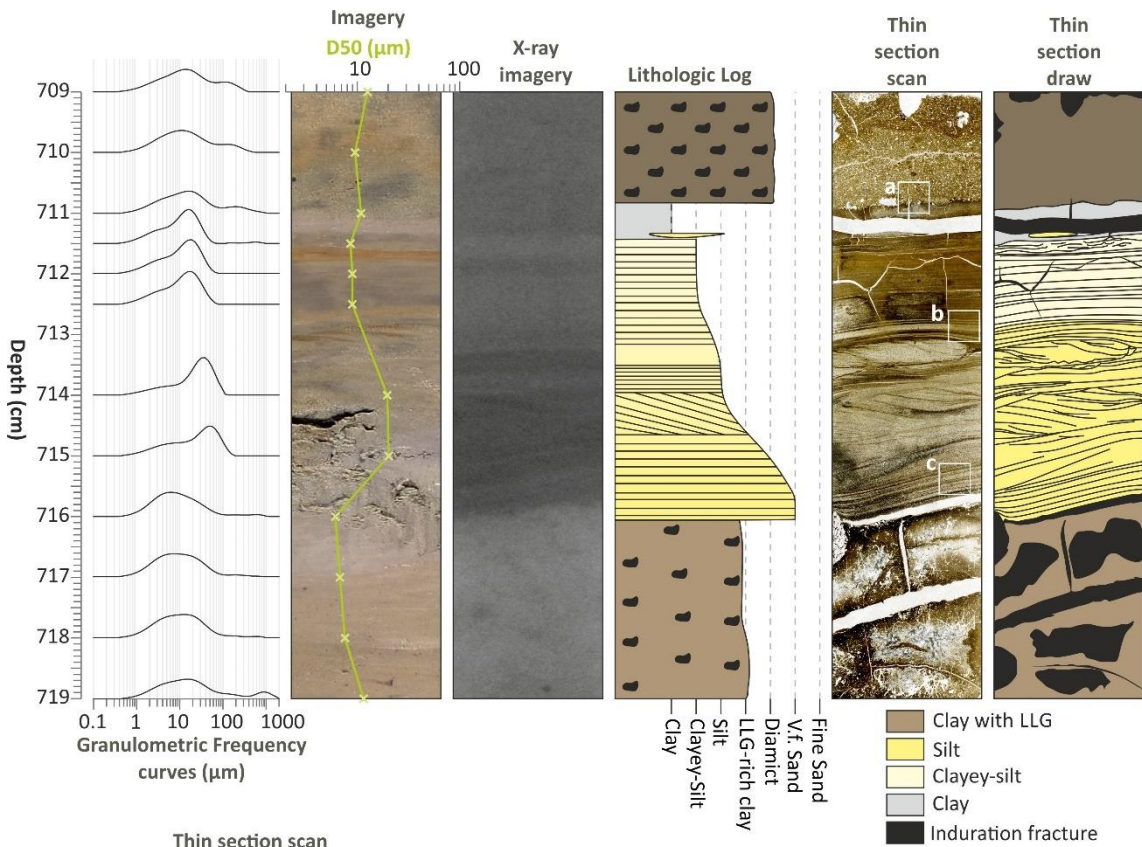
Annexe 16 : Lame mince prélevée dans la carotte M17KC05, au pied d'un haut fond, proche du système de chenal-levées de Keiser Franz Josef, en mer du Groenland, entre 639 et 649 cm de profondeur carotte. Plusieurs lits grossiers présentant une base nette à diffuse recouper un sédiment argileux très riche en grains grossiers de taille homogène.



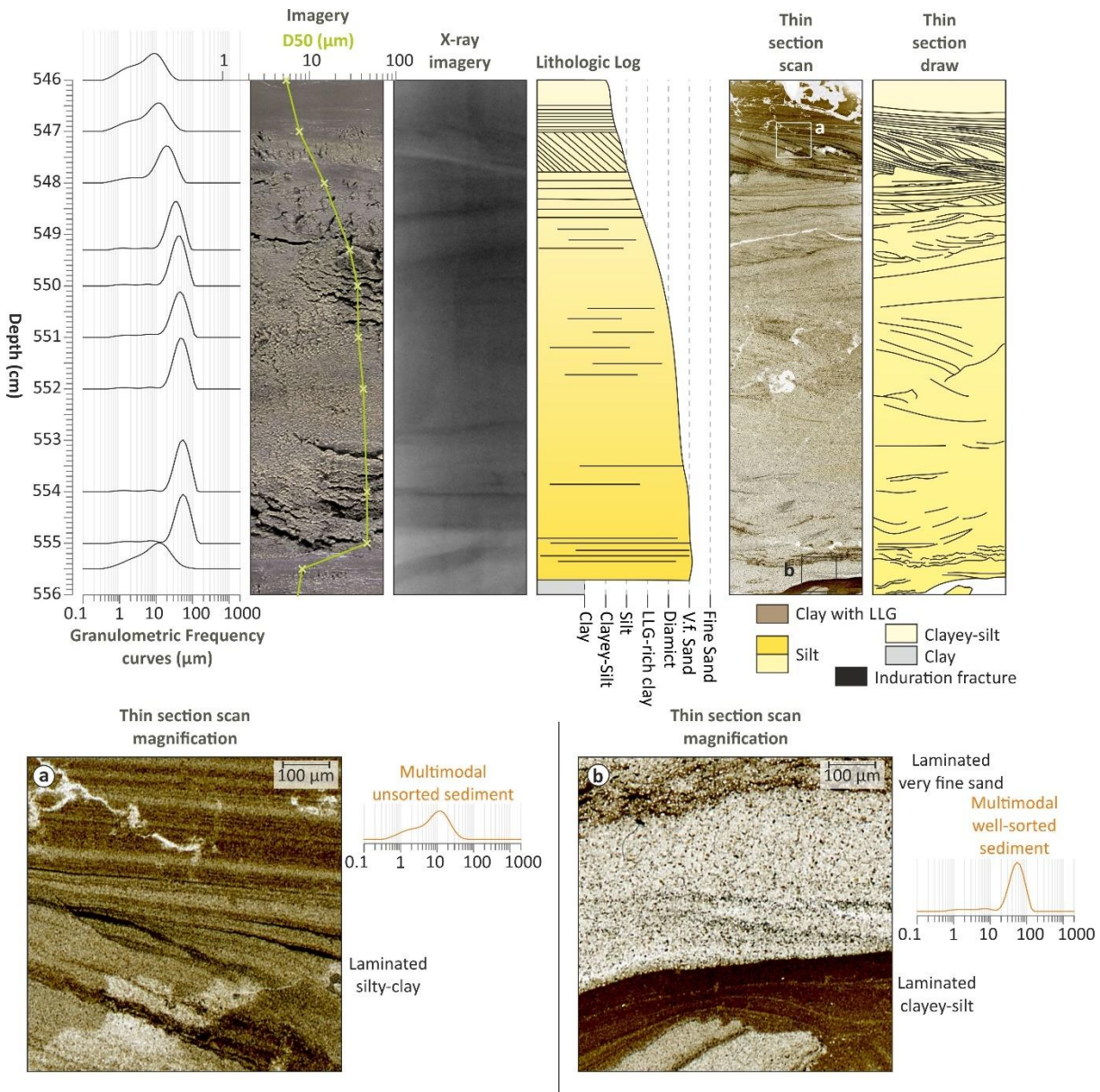
Annexe 17 : Lame mince prélevée dans la carotte M17KC08, à côté d'un petit mont sous-marin, proche du système de chenaux profonds de Keiser Franz Josef, en mer du Groenland, entre 408 et 418 cm de profondeur carotte. Plusieurs lits grossiers à base nette recourent des sédiments argileux. Des lamines inclinées sont présentes dans certains de ces lits grossiers.



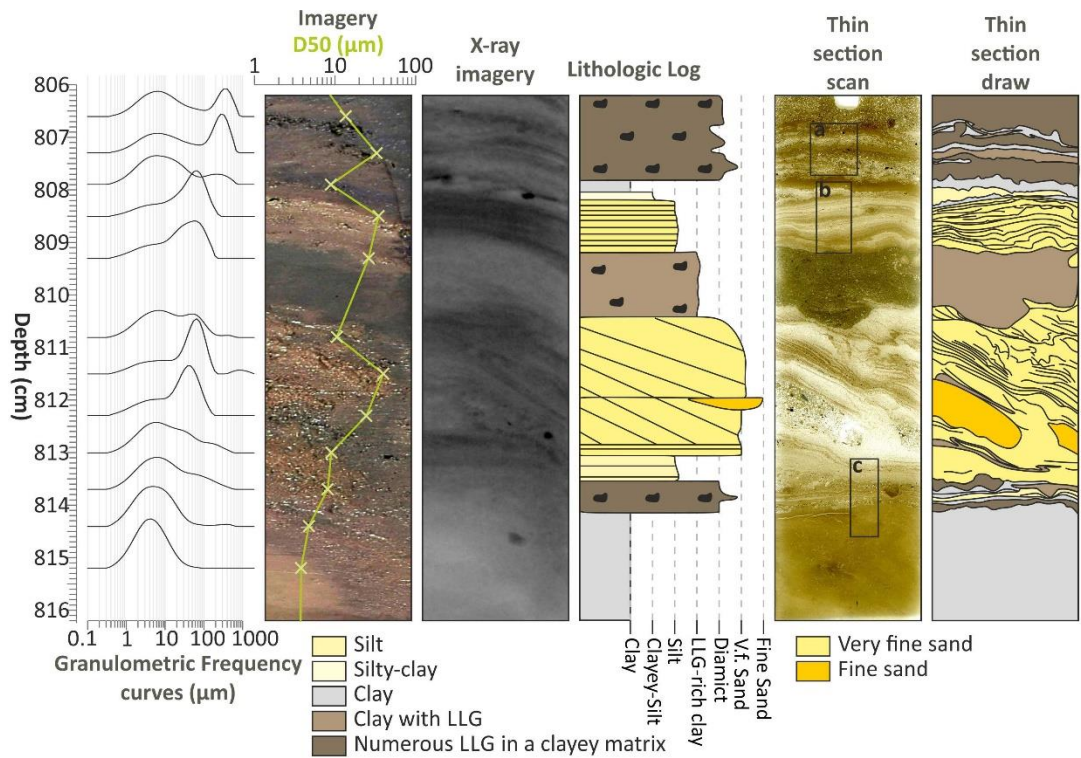
Annexe 18 : Lame mince prélevée dans la carotte M17KC08, au pied d'un mont sous-marin à proximité du système de chenaux profonds de Keiser Franz Josef en mer du Groenland, entre 521 et 531 cm de profondeur carotte. Les sédiments montrent une succession de niveaux grossiers, à base érosive, laminés, présentant un granoclassement normal.



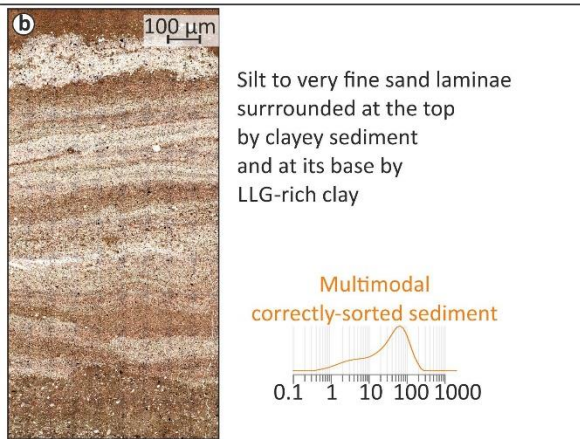
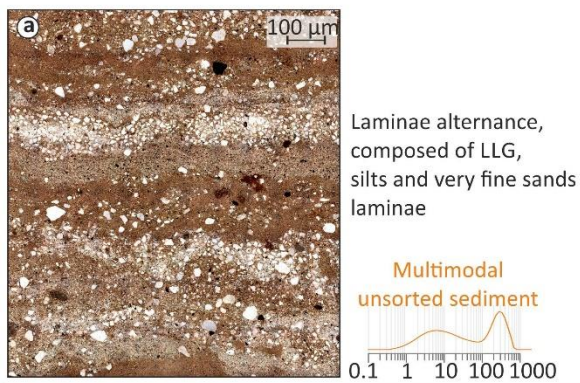
Annexe 19 : Lamme mince prélevée dans la carotte M17KC08, au pied d'un mont sous-marin à proximité du système de chenaux profonds de Keiser Franz Josef en mer du Groenland, entre 709 et 719 cm de profondeur carotte. Cette lamme mince montre des sédiments argileux riches en grains détritiques grossiers recoupés par des niveaux grossiers, laminés, à base érosive.



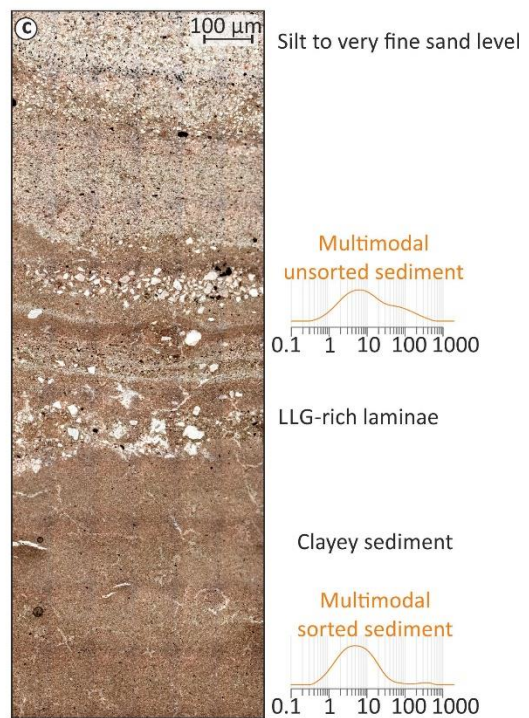
Annexe 20 : lame mince prélevée dans la carotte M17KC08, au pied d'un mont sous-marin à proximité du système de chenaux profonds de Keiser Franz Josef en mer du Groenland, entre 546 et 556 cm de profondeur carotte. Cette lame mince montre u niveau grossier pluricentimétrique .



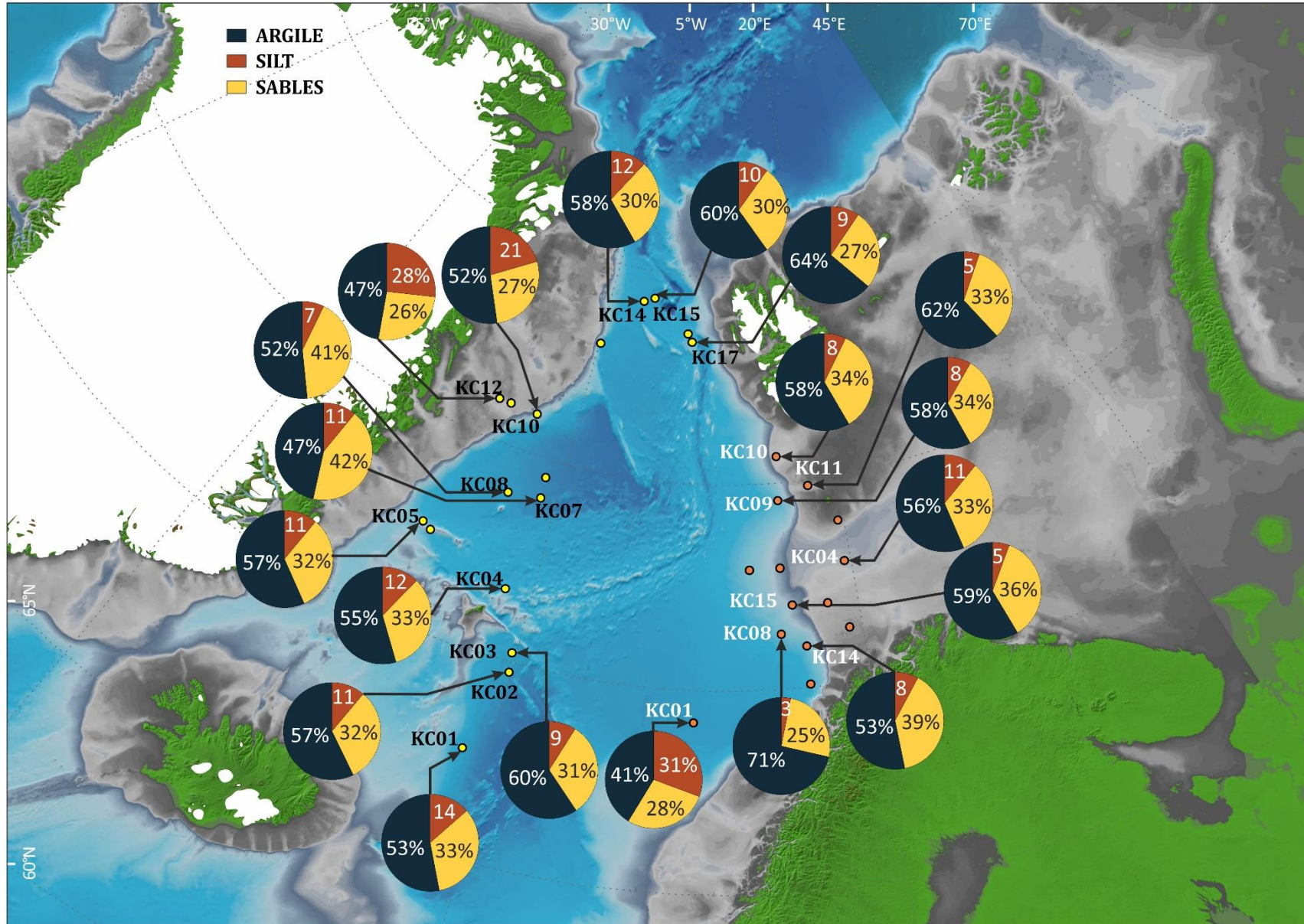
Microscopic magnification x100



Microscopic magnification x100



Annexe 21 : Lame mince prélevée dans la carotte M17KC14, dans le centre du détroit de Fram, entre 8016,5 cm de profondeur carotte. Les sédiments enregistrent des niveaux grossiers recoupant suivant une base nette des argiles dépourvues d'éléments figurés. Certains niveaux grossiers ont une base et un sommet diffus, et se composent d'une grande densité de grains détritiques grossiers, de type packstone, dans une matrice argileuse.



Annexe 22 : Carte générale des mers nordiques présentant les différents enregistrements granulométriques pour les carottes des missions MOCOSÉD 2014 et 2017.

Contribution relative des forçages climatiques et des processus sédimentaires dans la répartition spatio-temporelle des sédiments des mers nordiques (mers de Norvège, du Groenland et de Barents)

Résumé :

Ce travail présente une analyse des environnements sédimentaires marins profonds des mers nordiques à l'interface de l'Atlantique nord et de l'Arctique (mers du Groenland, de Norvège, de Barents et d'Islande) au cours du dernier million d'années. Il se base sur une base de données acoustiques (bathymétrie, imagerie multifaisceau) et sédimentologique (carottes calypso) issues de deux campagnes réalisées par le Shom. Les enregistrements sédimentaires ont montré une très grande variabilité des processus de sédimentation en jeu dans ces mers en fonction des périodes climatiques, avec notamment une sédimentation glaciomarine, gravitaire, contouritique, et hémipélagique. Ils ont également permis de se concentrer sur la chronologie des périodes de développement ou de retrait des calottes continentales périphériques (calotte du Groenland, calotte Fennoscandie et calotte de Barents et Svalbard), et du couvert de glace de mer. Une étude stratigraphique détaillée a été réalisée sur la base de différents outils (datations radiocarbone, géochimie isotopique, géochimie élémentaire, biostratigraphie sur microfossiles et nanofossiles calcaires, et analyses sédimentologiques). La reconstitution de l'historique d'évolution des apports sédimentaires et des processus responsables de ces apports depuis le Quaternaire moyen (début de la Mid-Pleistocene Transition, MPT) jusqu'à l'Holocène terminal, a permis de mieux caractériser l'impact des variations d'extension des calottes continentales sur la sédimentation des mers nordiques, mais aussi d'identifier les périodes de forte influence du couvert de glace Arctique (y compris calotte potentielle en maxima glaciaire) sur les mers nordiques, et les variations de l'influence des courants de surface et de fond dans la zone nord et la zone sud de ces bassins boréaux. Notamment, les variations d'influences des eaux de surface chaudes et salées de l'Atlantique nord ont pu être identifiées pour certaines périodes de temps.

Mots clés :

Mers nordiques, Pléistocène, Quaternaire, Calottes, Mid-Pleistocene Transition

Relative contribution of climatic forcings and sedimentary processes in the spatio-temporal distribution of sediments in the Northern seas (Norwegian, Greenland and Barents seas)

Abstract:

This study focuses on the study of the Middle Pleistocene to Late Quaternary sedimentation patterns and palaeoenvironmental conditions of the Nordic seas (Barents, Iceland, Norwegian and Greenland seas), which mark the transition between the North Atlantic and the Arctic oceans. It is based upon a compilation of acoustic data (bathymetry, multibeam imagery) and sedimentological data (calypso piston cores) retrieved during two cruises led by the Shom institute. Sedimentary records showed a large variability of the sedimentary processes at play in those seas, depending of the climatic stages and, thus, of extension or decay conditions of the surrounding ice-sheets. Glacimarine, contouritic, hemipelagic and gravity sedimentary facies are recorded in those sedimentary archives. High resolution stratigraphy was obtained using a combination of radiocarbon datings, XRF geochemistry, oxygen isotopic data and biostratigraphy. This allowed to investigate the sedimentary inputs and processes occurring in those seas from the Middle Quaternary (the beginning of the Mid-Pleistocene Transition) to the Late Holocene. It also allowed a better characterization of the variation in the boreal ice-sheet extension, and to identify periods of Atlantic Waters influence over the core sites.

Keywords:

Nordic seas, Quaternary, Ice-sheets, Mid-Pleistocene Transition

Unité de recherche :

UMR CNRS 5805 EPOC - OASU - Université de Bordeaux

Allée Geoffroy Saint-Hilaire - CS 50023 - 33615 PESSAC CEDEX - FRANCE