



Interactions climat-calotte durant la greenhouse Crétacé-Paléogène (120-34 Ma): influence de la paléogéographie et du CO₂ atmosphérique

Jean-Baptiste Ladant

► To cite this version:

Jean-Baptiste Ladant. Interactions climat-calotte durant la greenhouse Crétacé-Paléogène (120-34 Ma): influence de la paléogéographie et du CO₂ atmosphérique. Climatologie. Université Paris Saclay (COMUE), 2015. Français. NNT: 2015SACLV019 . tel-01326858

HAL Id: tel-01326858

<https://theses.hal.science/tel-01326858>

Submitted on 6 Jun 2016

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.

NNT : 2015SACLV019

THESE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITE PARIS-SACLAY

préparée à l'Université de Versailles Saint-Quentin en Yvelines

ÉCOLE DOCTORALE N°129
Sciences de l'Environnement d'Île-de-France

Spécialité de doctorat : Océan, Atmosphère, Climat et Observations spatiales

Par

M. Jean-Baptiste Ladant

Interactions climat-calotte durant la greenhouse
Crétacé-Paléogène (120-34 Ma) :
influence de la paléogéographie et du CO₂ atmosphérique

**Thèse présentée et soutenue au Laboratoire des Sciences du Climat
et de l'Environnement, le 30 novembre 2015.**

Composition du Jury :

M. Yannick Donnadiou, Chargé de Recherche, CNRS, Directeur de thèse
M. Yves Goddérès, Directeur de Recherche, CNRS, Rapporteur
M. Daniel Lunt, Professeur, University of Bristol, Rapporteur
M. Paul Wilson, Professeur, University of Southampton, Examineur
M. Kerim Nisancioglu, Professeur, University of Bergen, Examineur
M. Philippe Bousquet, Professeur, Université de Versailles Saint-Quentin, Président du Jury

Remerciements

Je remercie tout particulièrement mon directeur de thèse, Yannick Donnadieu, pour m'avoir fait confiance il y a presque quatre ans de cela, pour toute l'aide et les conseils pendant ces trois ans, pour la patience et la disponibilité dont il a fait preuve pour m'expliquer et me réexpliquer des concepts, pour les confs et les pauses à parler de tout, et pour encore bien des choses qu'il serait long d'énumérer, sans compter qu'il faut rester un minimum sérieux :).

Un grand merci à tous les membres du jury, Yves Goddérès et Dan Lunt pour avoir relu et corrigé ce pavé et pour tous les conseils qu'ils m'ont donnés pendant les différents comités de thèse, ainsi que Paul Wilson, Kerim Nisancioglu et Philippe Bousquet pour avoir accepté de me juger.

Puis, sans considération d'ordre :

Merci à Camille Contoux, Pauline Béghin, Alexandre Pohl, Svetlana Botsyun, Ning Tan, Brahim Bomou et Yong Sun, mes (nombreux) co-bureaux au fil des années. Ça été un plaisir de vous côtoyer pendant 3 ans.

Merci à Lamia Ammoura, voisine de bureau et de la rue Mouton-Duvernet, et Thibaut Métivet, voisin de labo et de quartier, pour leur soutien et toutes les pauses interminables à parler de tout et de rien.

Merci à Christophe Dumas, Vincent Lefèbvre, Didier Paillard, Masa Kageyama, Olivier Marti, Arnaud Caubel, Laurent Bopp pour leur aide précieuse et à Gilles Ramstein pour tous ses conseils.

Merci à toute l'équipe CLIM, en particulier, Marion Saint-Lu, Sylvie Charbit, Jean-Yves Peterschmidt, Didier Roche, Anne-Claire Chaboureau, Sébastien Leclech, Nada Caud, Jean-Claude Dutay, Thomas Noel, Dimitri Defrance, Davide Faranda, Santiago Moreira Martinez, ainsi que toutes les personnes du LSCE que j'ai honteusement oublié, pour avoir rendu ces trois années vraiment sympas et pour la bonne ambiance qui règne dans l'équipe.

Merci à Jérôme Servonnat, Annemiek Stegehuis, Pradeebane Vaittinada, Jean-Daniel Paris, Grégoire Broquet et les autres joueur(se)s de touch rugby.

Merci à Florence Gerry, Laurence Bayard, Christine Bertrand, et les autres secrétaires du labo, ainsi que Françoise de Onet Services pour leur disponibilité et leur gentillesse.

Merci à Pierre Sepulchre, pour tellement de raisons dont on pourra citer les innombrables pauses cafés, les retours à Paris en caisse, les répliques cultes (featuring Jérôme Servonnat), le basket, mais aussi l'aide en Ferret et en paléoclimatologie.

Merci aux basketophiles du LSCE et de l'ASCEA, en particulier Cédric Bacour, Thibaut Métivet et Guillaume Le Hir.

Merci aussi (et encore) à ceux avec qui je suis parti en congrès, Alex, Pierre, Yannick, Jérôme, Camille, Pauline, Annemiek, GuiGui, Fred Fluteau, on s'est quand même bien marré !

Merci à Xavier Seguin, Yann Le Guen (PhD !) et Tatiana Séverin-Fabiani et également à mes autres amis proches et un peu moins proches. Il y aurait beaucoup de remerciements à faire ici mais la place va manquer et ils savent de toute façon déjà ce que j'en pense.

Merci à mes parents et mes petits frères ainsi qu'à toute ma famille et belle-famille, parfois venues de loin pour assister à ma soutenance, pour leur soutien !

J'ai une pensée pour ma grand-mère, qui voulait tout savoir sur la (paléo)climatologie et qui aurait sûrement été ravie de lire ce manuscrit.

Enfin, merci à ma femme Charlotte, pour tout.

TABLE DES MATIÈRES

Liste des acronymes	iv
Le continent Antarctique	v
Introduction Générale	1
1. Evolution climatique et géologique depuis le Crétacé	2
1.1. De profondes variations climatiques.....	2
1.1.1. Le Crétacé.....	2
1.1.2. Le Paléocène et le refroidissement de l'Eocène	5
1.1.3. Le « mode froid » à partir de la transition Eocène-Oligocène.....	7
1.2. Quelles causes à ces variations climatiques à long terme ?	7
1.2.1. L'évolution géographique de la Terre	10
1.2.2. Les variations à long terme du dioxyde de carbone	11
1.2.3. Les autres forçages	15
1.3. Les événements glaciaires en période chaude.....	15
1.3.1. Les glaciations du Crétacé	15
1.3.2. L'Eocène et la glaciation Eocène-Oligocène.....	16
1.3.3. De l'Oligocène au présent	17
2. Modéliser le climat	19
2.1. Les composantes du système climatique et leurs forçages principaux	19
2.1.1. Préambule	19
2.1.2. Spécificités de chaque composante	20
2.1.3. Les forçages climatiques.....	22
2.1.3.1. Les forçages externes.....	23
2.1.3.2. Les forçages internes	24
2.2. Les modèles de climat et de calottes de glace.....	24
2.2.1. Qu'est-ce qu'un modèle de climat ?	24
2.2.2. De nombreux types de modèles	25
2.2.3. Les modèles de calottes de glace	28
2.3. Méthodes de couplage climat-calottes de glace.....	28
2.3.1. Enjeux et intérêts	28
2.3.2. Le couplage synchrone avec des modèles simplifiés	29
2.3.3. Le couplage asynchrone « direct » (CAD)	29
2.3.4. Le couplage asynchrone « indirect » (CAI).....	32
2.3.5. Différences fondamentales entre le CAD et le CAI	33
3. Problématique, périodes d'études, choix des modèles	34
3.1. Problématique	34
3.2. Périodes d'études	35
3.3. Description des modèles utilisés	37
3.3.1. FOAM.....	37
3.3.2. IPSL-CM5.....	39
3.3.3. GRISLI	41
3.3.4. Couplage FOAM-LMDz-GRISLI	42

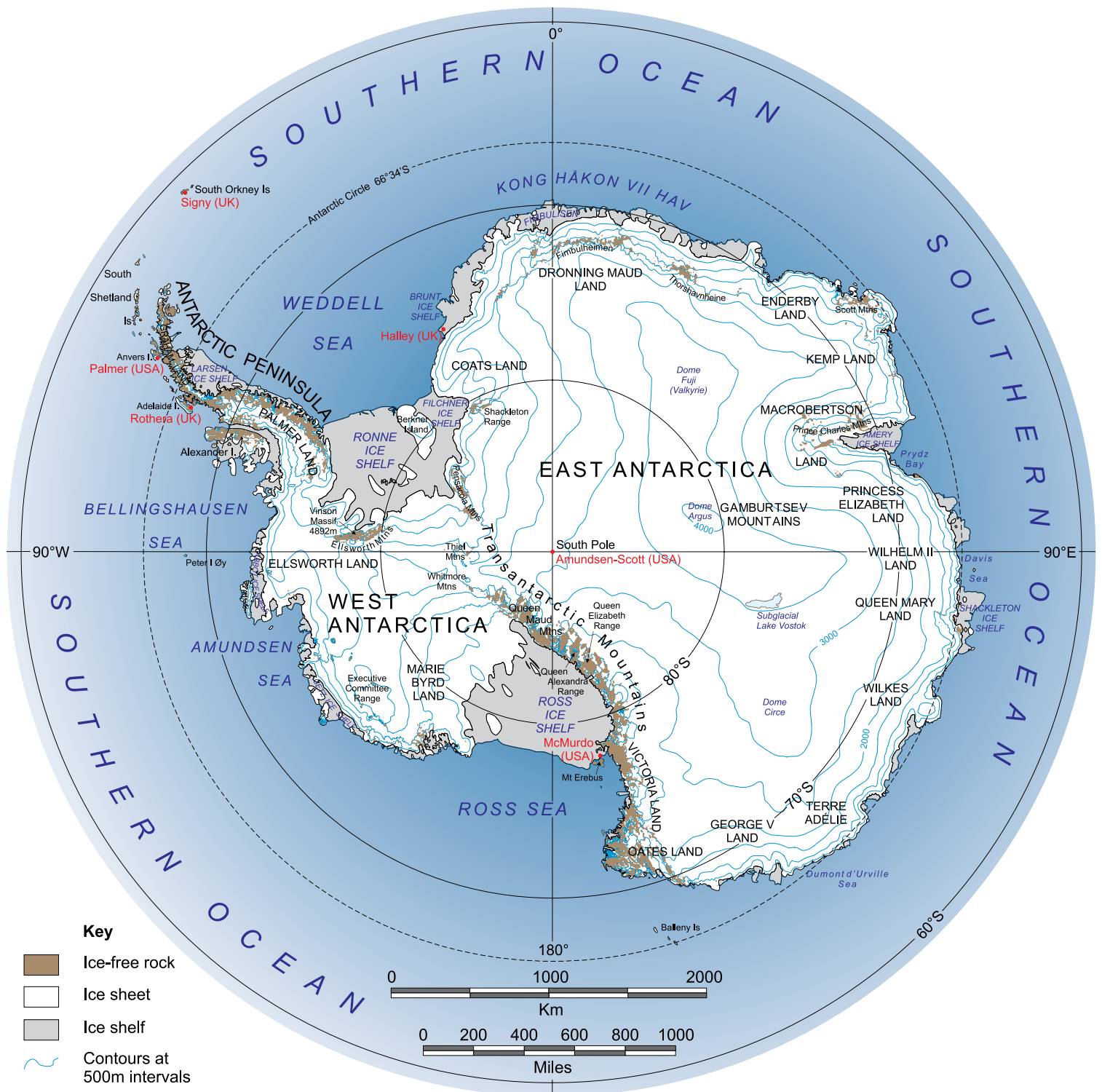
Impact de la Paléogéographie sur la mise en place de calottes de glace au cours du Crétacé	45
Introduction.....	46
1. Aperçu des climats du Crétacé à partir des données de terrain	47
1.1. Le Crétacé, une « greenhouse » ?	47
1.2. Des indices de glaciations	49
2. Modélisation des climats du Crétacé	51
2.1. Contexte bibliographique	51
2.2. Modéliser les événements glaciaires du Crétacé.....	54
3. Objectifs de l'article et méthodes.....	58
4. Article en révision pour PNAS.....	61
5. Discussion complémentaire	92
 Passage d'une Terre « greenhouse » vers une Terre « icehouse » : la glaciation Antarctique à la transition Eocène-Oligocène.....	 95
Intrôduction	96
1. La glaciation Eocène-Oligocène	97
1.1. Déroulement et reconstruction à partir des données de terrain.....	97
1.2. Cause de la glaciation Eocène-Oligocène : paléogéographie vs CO ₂	99
1.3. Modéliser la glaciation Eocène-Oligocène	100
1.4. Objectifs et choix de la méthode de couplage.....	102
2. Méthode.....	106
2.1. Différentes possibilités d'interpolation	106
2.2. Détails de la méthode	108
3. Article publié dans <i>Paleoceanography</i>.....	113
4. Discussion complémentaire	127
 Quelques conséquences du changement climatique de la fin de l'Eocène	 135
Introduction.....	136
1. Mise en place du Courant Circumpolaire Antarctique	137
1.1. Considérations historiques et géologiques.....	137
1.2. Mise en évidence du développement de l'ACC.....	138
2. Article publié dans <i>Climate of the Past</i>.....	144
3. Discussion complémentaire	154
4. Mousson asiatique en modélisation	159
4.1. Qu'est-ce que la mousson ?	159
4.2. Qu'impliquent les nouvelles données de terrain documentées dans ce travail ?	160
4.3. Modéliser la mousson au cours du Cénozoïque.....	163
5. Cadre de l'étude numérique.....	167
6. Article publié dans <i>Nature</i>.....	170
7. Discussion complémentaire	184
 Impact des passages de Drake et de Panama sur la circulation océanique au cours du Cénozoïque. Premières expériences avec le modèle IPSL-CM5.....	 193
Introduction.....	194
1. Travaux antérieurs.....	195
1.1. Impacts climatiques du passage de Panama.....	195
1.2. Impacts climatiques du passage de Drake.....	197
1.3. Impacts climatiques couplés des deux passages	199
2. Aspects techniques liés au modèle couplé IPSL-CM5	201
2.1. Modèle et limitations	201
2.2. Conditions initiales et aux limites	204
3. Premiers résultats de dynamique	209
3.1. Comparaison entre le contrôle préindustriel et le contrôle « Eocène »	209
3.2. Etat préalable à l'ouverture du passage de Drake	211
3.3. Ouverture du passage de Drake	214

3.4. Fermeture du passage de Panama	217
4. Discussion et conclusion.....	219
Conclusions et perspectives	223
Annexes	231
Annexe A.....	231
Annexe B.....	234
Annexe C.....	235
Publications	239
Références bibliographiques	241

LISTE DES ACRONYMES

AABW	Antarctic Bottom Water
ACC	Antarctic Circumpolar Current
AGCM	Atmospheric GCM
AOGCM	Atmospheric-Oceanic GCM
CAD	Couplage Asynchrone Direct
CAI	Couplage Asynchrone Indirect
CCSM	Community Climate System Model
CD/OD	Closed Drake / Open Drake
CP/OP	Closed Panama / Open Panama
EBM	Energy Balance Model
EEOC	Early Eocene Climatic Optimum
EMIC	Earth Model of Intermediate Complexity
EO	Eocene-Oligocene
EOT	Eocene-Oligocene Transition
ESM	Earth System Model
GCM	General Circulation (or Global Climate) Model
IAM	Indo-Asian Monsoon
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
ISM	Ice Sheet Model
LWCF	LongWave Cloud Forcing
MECO	Middle Eocene Climatic Optimum
MMCO	Middle Miocene Climatic Optimum
MOC	Meridional Overturning Circulation
NADW	North Atlantic Deep Water
NCAR	National Center for Atmospheric Research
ODP	Ocean Drilling Program
OGCM	Oceanic GCM
OM	Oligocene-Miocene
SST	Sea Surface Temperature
SWCF	ShortWave Cloud Forcing
TOA	Top Of Atmosphere
THC	ThermoHaline Circulation

LE CONTINENT ANTARCTIQUE



Carte disponible à lima.usgs.gov/download.php.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. Evolution climatique et géologique depuis le Crétacé	2
1.1. De profondes variations climatiques.....	2
1.1.1. Le Crétacé.....	2
1.1.2. Le Paléocène et le refroidissement de l'Eocène	5
1.1.3. Le « mode froid » à partir de la transition Eocène-Oligocène	7
1.2. Quelles causes à ces variations climatiques à long terme ?	7
1.2.1. L'évolution géographique de la Terre	10
1.2.2. Les variations à long terme du dioxyde de carbone	11
1.2.3. Les autres forçages	15
1.3. Les événements glaciaires en période chaude	15
1.3.1. Les glaciations du Crétacé	15
1.3.2. L'Eocène et la glaciation Eocène-Oligocène	16
1.3.3. De l'Oligocène au présent	17
2. Modéliser le climat.....	19
2.1. Les composantes du système climatique et leurs forçages principaux	19
2.1.1. Préambule.....	19
2.1.2. Spécificités de chaque composante	20
2.1.3. Les forçages climatiques	22
2.1.3.1. Les forçages externes	23
2.1.3.2. Les forçages internes	24
2.2. Les modèles de climat et de calottes de glace	24
2.2.1. Qu'est-ce qu'un modèle de climat ?	24
2.2.2. De nombreux types de modèles	25
2.2.3. Les modèles de calottes de glace.....	28
2.3. Méthodes de couplage climat-calottes de glace	28
2.3.1. Enjeux et intérêts	28
2.3.2. Le couplage synchrone avec des modèles simplifiés	29
2.3.3. Le couplage asynchrone « direct » (CAD).....	29
2.3.4. Le couplage asynchrone « indirect » (CAI)	32
2.3.5. Différences fondamentales entre le CAD et le CAI	33
3. Problématique, périodes d'études, choix des modèles	34
3.1. Problématique	34
3.2. Périodes d'études	35
3.3. Description des modèles utilisés	37
3.3.1. FOAM	37
3.3.2. IPSL-CM5	39
3.3.3. GRISLI	41
3.3.4. Couplage FOAM-LMDz-GRISLI	42

1. Evolution climatique et géologique depuis le Crétacé

1.1. De profondes variations climatiques

La Terre a connu plusieurs périodes glaciaires au cours des temps géologiques rappelés sur la Figure 1.1. Des glaciations du Néoprotérozoïque (Hoffman et al., 1998; Donnadieu et al., 2004) il y a plusieurs centaines de millions d'années (Ma) à celle commencée au cours de la transition Eocène-Oligocène (Miller et al., 2005b; Miller et al., 2008a; Miller et al., 2009) en passant par les climats chauds du Mésozoïque (Barron and Washington, 1982b, 1984; Barron, 1983; Valdes and Sellwood, 1992; Valdes, 2000; Sellwood and Valdes, 2006), une alternance de « modes froids » et de « modes chauds », caractérisant une Terre avec ou sans calotte de glace pérenne, a ponctué l'évolution de la Terre au cours du temps (Frakes et al., 2005). Dans cette section introductive est présentée une brève et volontairement simpliste description de l'évolution du climat depuis le Crétacé, et plus particulièrement entre 120 et 34 Ma, puisque ces dates délimitent les bornes temporelles de ce travail de thèse, afin de fournir au lecteur non spécialiste une vision assez générale de cette évolution.

1.1.1. Le Crétacé

Le Crétacé est historiquement considéré comme une période plus chaude que le présent. Déjà en 1876, A. E. Nordenskiöld, citant un collègue, le professeur Heer, écrivait qu'« au tout début du Crétacé, le climat régnant sur le Groenland aujourd'hui englacé, était similaire à celui présent de nos jours en Egypte ou aux Iles Canaries » (Nordenskiöld, 1876). Au début du 20^e siècle, la découverte d'assemblages similaires de plantes fossiles au Pérou et au Groenland semble indiquer que des conditions climatiques relativement uniformes caractérisaient le Crétacé Inférieur et Supérieur (Knowlton, 1919). En dépit d'énormes incertitudes, F. H. Knowlton va plus loin en suggérant, sur la base des types de plantes reconstruites et des sites de leurs découvertes, que les conditions climatiques étaient chaudes et humides. Avec le développement de l'utilisation des isotopes de l'oxygène pour reconstruire les températures des océans dans le passé, les premières estimations de température océaniques au Crétacé vont confirmer l'existence d'un monde chaud (Urey, 1948). Depuis, grâce au développement des méthodes d'analyse, de mesure et de datation des enregistrements passés, des indices de la présence de climats chauds au Crétacé, provenant de

CHAPITRE I

la faune et de la flore fossile ou des sédiments marins, peuvent être trouvés un peu partout de par le monde. Ces indices incluent, mais ne sont pas limités à, des fossiles de reptiles (Tarduno et al., 1998; Vandermark et al., 2007), d'espèces crocodiliennes intolérantes au gel¹ (Markwick, 1998) et de poissons (Friedman et al., 2003) découverts à des latitudes polaires, des fossiles d'arbres recouvrant le continent Antarctique (e.g., Francis and Poole, 2002) ou des enregistrements d'extrêmes de température dans l'océan (e.g., Huber et al., 2002).

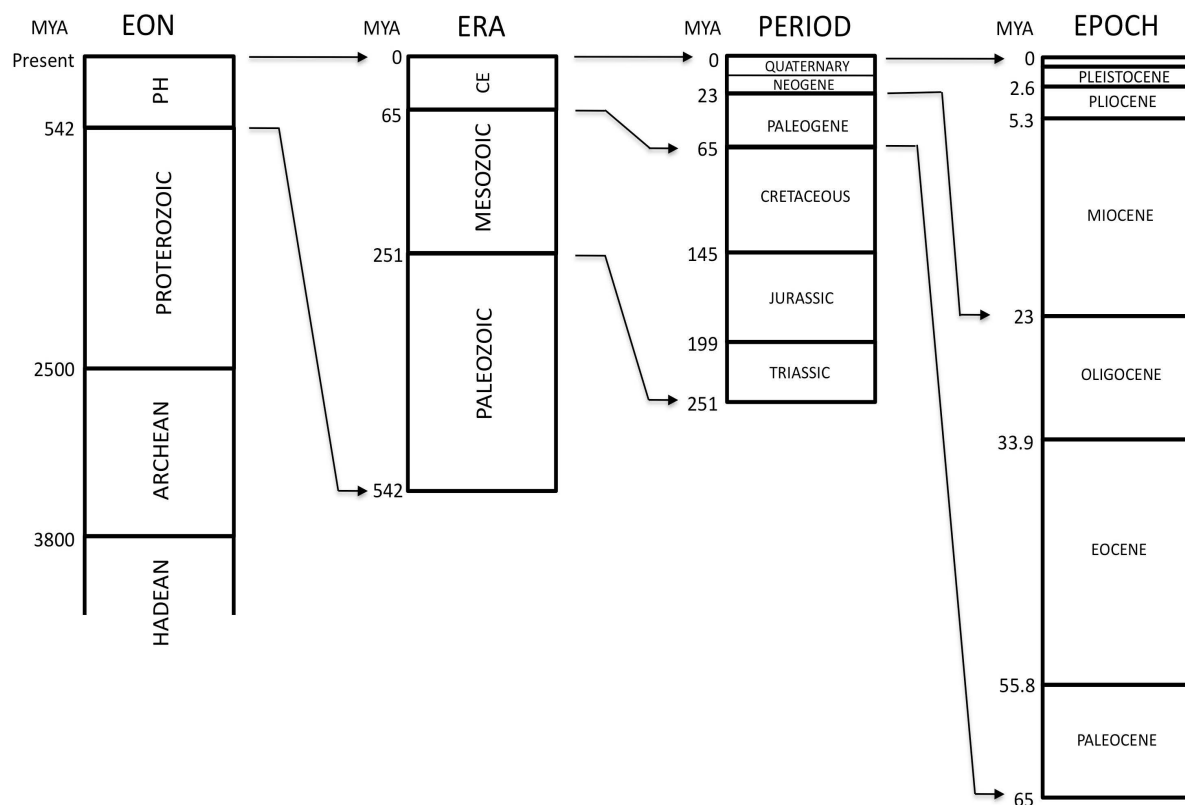


Figure 1.1. Echelle des temps géologiques. Tirée de <https://opinicon.wordpress.com/physical-environment/quaternary/>

Néanmoins, le climat clément en vigueur au Crétacé n'est pas constant. D'importantes oscillations climatiques, avec alternance de périodes plus chaudes et de périodes plus froides, caractérisent le Crétacé (Frakes et al., 2005, et références). En se restreignant aux 120 derniers millions d'années (voir Fig. 1.1) et aux principales tendances à long terme (Fig. 1.2), il a été

¹ Note : les reptiles étant ectothermes, leur température corporelle est identique à celle du milieu extérieur, ce qui limite la plage de température dans laquelle ces espèces sont capables de survivre, et exclut de fait la présence prolongée de conditions glaciales.

CHAPITRE I

montré que l'Aptien était une période relativement plus froide par rapport aux climats chauds du Crétacé, avec potentiellement des épisodes glaciaires de courte durée, c'est-à-dire de l'ordre du million d'années (Price, 1999; Frakes et al., 2005). Les températures remontent ensuite au cours de l'Albien et du Cénomaniens pour atteindre les valeurs les plus élevées de tout le Crétacé (et potentiellement du Phanérozoïque) autour du Turonien, qui marque l'optimum thermique du Crétacé (e.g., Tarduno et al., 1998; Huber et al., 2002; Wilson et al., 2002; MacLeod et al., 2013). Une phase de refroidissement survient alors jusqu'au Maastrichtien (e.g., Ditchfield et al., 1994; Pucéat et al., 2003), accompagné d'un possible retour de glaciations éphémères (e.g., Miller et al., 1999).

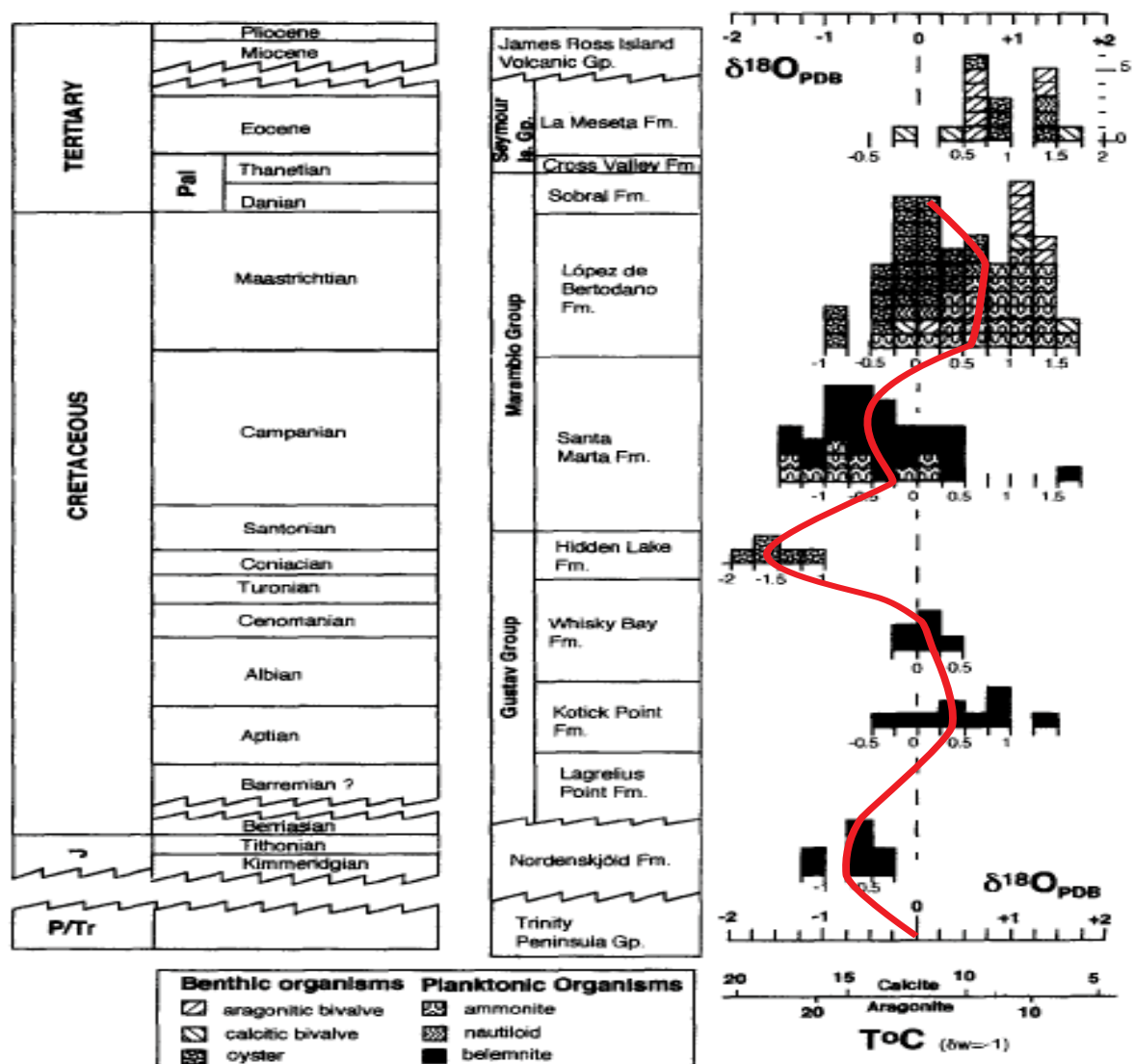


Figure 1.2. Evolution à long terme des températures (courbe rouge) au cours du Crétacé. Modifiée d'après Ditchfield et al. (1994).

1.1.2. Le Paléocène et le refroidissement de l'Eocène

Après la crise Crétacé-Tertiaire (KT, *Kreide-Tertiär*) qui a vu notamment les dinosaures mais aussi de très nombreuses espèces disparaître de la surface de la Terre, le climat semble être resté relativement stable pendant le début du Paléocène (Zachos et al., 2001a; Zachos et al., 2008) avec des températures proches de celles de la fin du Crétacé (Fig. 1.3). Très peu d'études se sont focalisées sur les premiers millions d'années suivant la crise KT mais l'une des dernières note une petite phase de refroidissement (Bijl et al., 2009). A partir de 58 Ma, un réchauffement s'amorce pour culminer durant l'Optimum Climatique du début de l'Eocène (EECO, *Early Eocene Climatic Optimum*) entre 53 et 49 Ma (Bijl et al., 2009). Cette période de réchauffement est ponctuée de nombreux hyperthermaux, c'est-à-dire d'événements brefs (quelques milliers à centaines de milliers d'années) et intenses de réchauffement et d'augmentation massive de la quantité de carbone dans l'atmosphère et l'océan. De par l'analogie qui peut en être faite avec l'augmentation actuelle de la quantité de carbone, ces événements sont actuellement particulièrement étudiés et leurs causes restent débattues (e.g., Zeebe et al., 2009; Wright and Schaller, 2013; Penman et al., 2014; Stassen et al., 2014; Zeebe et al., 2014). Après l'EECO, qui marque la période la plus chaude des 60 derniers Ma, une tendance au refroidissement est amorcée durant tout l'Eocène avec une chute des températures à la fois océaniques et continentales de plusieurs degrés (Zachos et al., 2001a; Mosbrugger et al., 2005), possiblement assortie d'éphémères calottes glaciaires de faible extension en Antarctique (Miller et al., 2005b; Dawber and Tripathi, 2011). Une courte phase de réchauffement, l'Optimum Climatique de l'Eocène Moyen (MECO, *Middle Eocene Climatic Optimum*) est néanmoins observée autour de 40 Ma (Bohaty and Zachos, 2003; Bijl et al., 2010). Durant la fin de l'Eocène, le climat se refroidit à nouveau jusqu'à la transition Eocène-Oligocène (EOT, *Eocene-Oligocene Transition*), il y a 34 Ma, au cours de laquelle un refroidissement rapide et brutal est observé ainsi que le développement incontesté d'une calotte glaciaire continentale sur l'Antarctique (Miller et al., 2005a; Lear et al., 2008; Miller et al., 2008a; Miller et al., 2009; Bohaty et al., 2012).

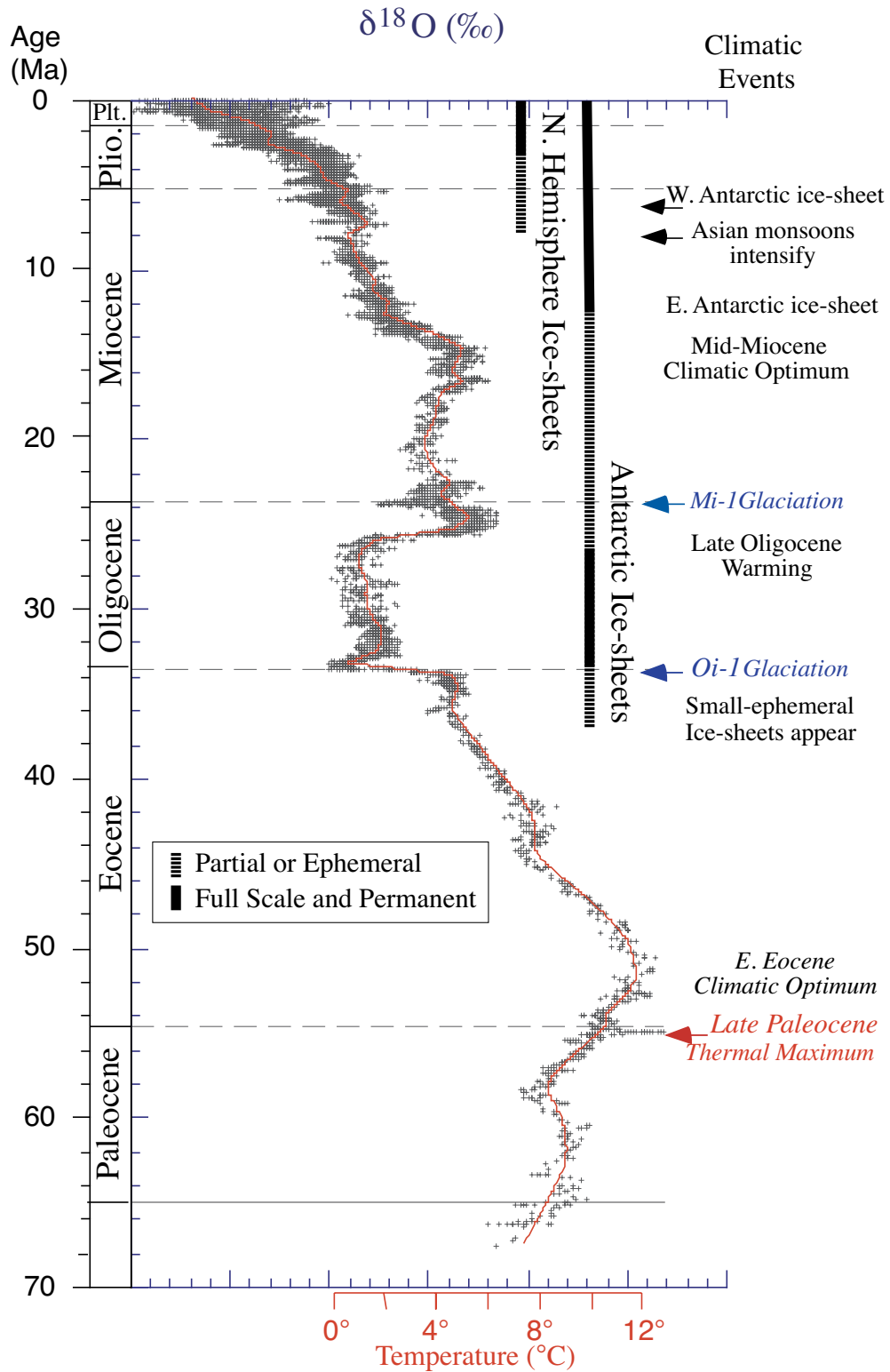


Figure 1.3. Evolution combinée de la température et du $\delta^{18}\text{O}$ au cours du Cénozoïque. Modifiée d'après Zachos et al. (2001a).

1.1.3. Le « mode froid » à partir de la transition Eocène-Oligocène

A la transition EO, le développement de la calotte glaciaire recouvrant tout le continent Antarctique fait entrer la Terre dans un mode froid (Fig. 1.3). En effet, depuis cette glaciation, la Terre n'a plus jamais connu de périodes sans calotte de glace. Au cours de l'Oligocène, le climat, qui s'était brusquement refroidi lors de l'EOT, est caractérisé par une importante variabilité (Pälike et al., 2006), notamment de la taille de la calotte de glace alternant entre phases d'expansion et de réduction (Wade and Pälike, 2004; Pekar and Christie-Blick, 2008). Il y a 23 Ma, la transition entre l'Oligocène et le Miocène est également associée à un épisode majeur de glaciation en Antarctique (Naish et al., 2001; Zachos et al., 2001b). Après une dernière phase de réchauffement entre 20 et 15 Ma, culminant lors de l'Optimum Climatique du Miocène Moyen (MMCO, *Middle Miocene Climatic Optimum*, 17 à 15 Ma ; (Zachos et al., 2001a; Hamon et al., 2012)), la Terre se refroidit, générant l'apparition de calottes de glace dans l'Hémisphère Nord au cours du Pliocène il y a environ 2.7 Ma puis la mise en place des cycles glaciaires – interglaciaires sur les dernières centaines de milliers d'années, avec des calottes glaciaires s'étendant jusque sur l'Europe et l'Amérique du Nord il y a seulement 20 000 ans.

1.2. Quelles causes à ces variations climatiques à long terme ?

En 1981, Walker, Hays et Kasting postulent que la relative stabilité des températures à la surface du globe sur le long terme est maintenue par l'équilibre entre le taux de CO₂ dans l'atmosphère et l'altération physico-chimique des roches silicatées (Walker et al., 1981). Formulée à l'origine pour expliquer la présence d'eau liquide sur Terre (qui nécessite donc des températures positives) il y a plus de 3 milliards d'années (Ga) en dépit d'une énergie lumineuse 30% moindre (ce paradoxe, dit *paradoxe du Soleil Jeune*, a été décrit notamment par les astronomes Sagan et Mullen (1972)), cette hypothèse s'est révélée fondamentale puisqu'elle a permis d'expliquer les variations du climat aux longues échelles de temps.

CHAPITRE I

Dans cet équilibre, l'altération des roches silicatées, constituant pour le CO₂ un puits contrôlé principalement par la température (altération chimique), les précipitations (altération physique) et les orogénèses (altération mécanique), opère une rétroaction négative sur la concentration en CO₂ dans l'atmosphère dont la source principale est le dégazage volcanique. En effet, en supposant une augmentation de la température et des précipitations, par exemple induite par l'augmentation de l'énergie solaire reçue au cours du temps ou par augmentation de la concentration en CO₂ à travers un accroissement des taux de dégazage, l'altération des roches va être plus efficace. La consommation de CO₂ par ces réactions d'altération va donc faire diminuer sa concentration dans l'atmosphère et ainsi faire chuter les températures et les précipitations. L'altération va alors se révéler moins efficace et le CO₂ peut alors s'accumuler à nouveau dans l'atmosphère¹.

Si l'on se cantonne aux 120 derniers Ma, cet équilibre n'est que très peu influencé par l'augmentation progressive de la luminosité solaire car si l'énergie reçue était environ 30% moindre il y a plusieurs Ga (= 10⁹ années), au Crétacé elle n'est qu'environ 1% plus faible qu'actuellement (Gough, 1981). En revanche, deux facteurs principaux vont jouer sur cet équilibre et par extension sur les températures de surface et les précipitations, qui gouvernent la formation de calottes de glace sur Terre. D'une part les variations de CO₂ dans l'atmosphère liées à des variations des flux de dégazage ou d'altération et d'autre part, les modifications paléogéographiques liées à la dérive des continents ou aux orogénèses, qui vont influencer directement sur les flux d'altérations et la répartition des températures et des précipitations sur Terre.

Afin de décrire le contexte global dans lequel se place cette thèse, je vais dans la suite de cette section passer en revue ce que l'on sait des variations paléogéographiques et de CO₂ entre le Crétacé Moyen et la transition Eocène-Oligocène, en restant très global. Si nécessaire, plus d'informations seront données à propos des contraintes paléogéographiques et en CO₂ dans les chapitres relatifs aux périodes d'étude choisies. Je terminerai par une brève description d'autres facteurs dont il faut tenir compte dans la détermination des conditions climatiques permettant l'apparition de calottes glaciaires (e.g., les paramètres orbitaux).

¹ Note : L'équilibre décrit ci-dessus suppose que le cycle organique du carbone est constant, c'est-à-dire que l'enfouissement de matière organique est compensé par l'altération des kérogènes exposés à la surface. Bien qu'en réalité ce cycle ne soit pas constant, son influence dans le cycle global du carbone reste faible à l'échelle géologique, nous faisons donc cette hypothèse pour étudier l'influence de la paléogéographie et du CO₂ sur la mise en place des calottes de glace.

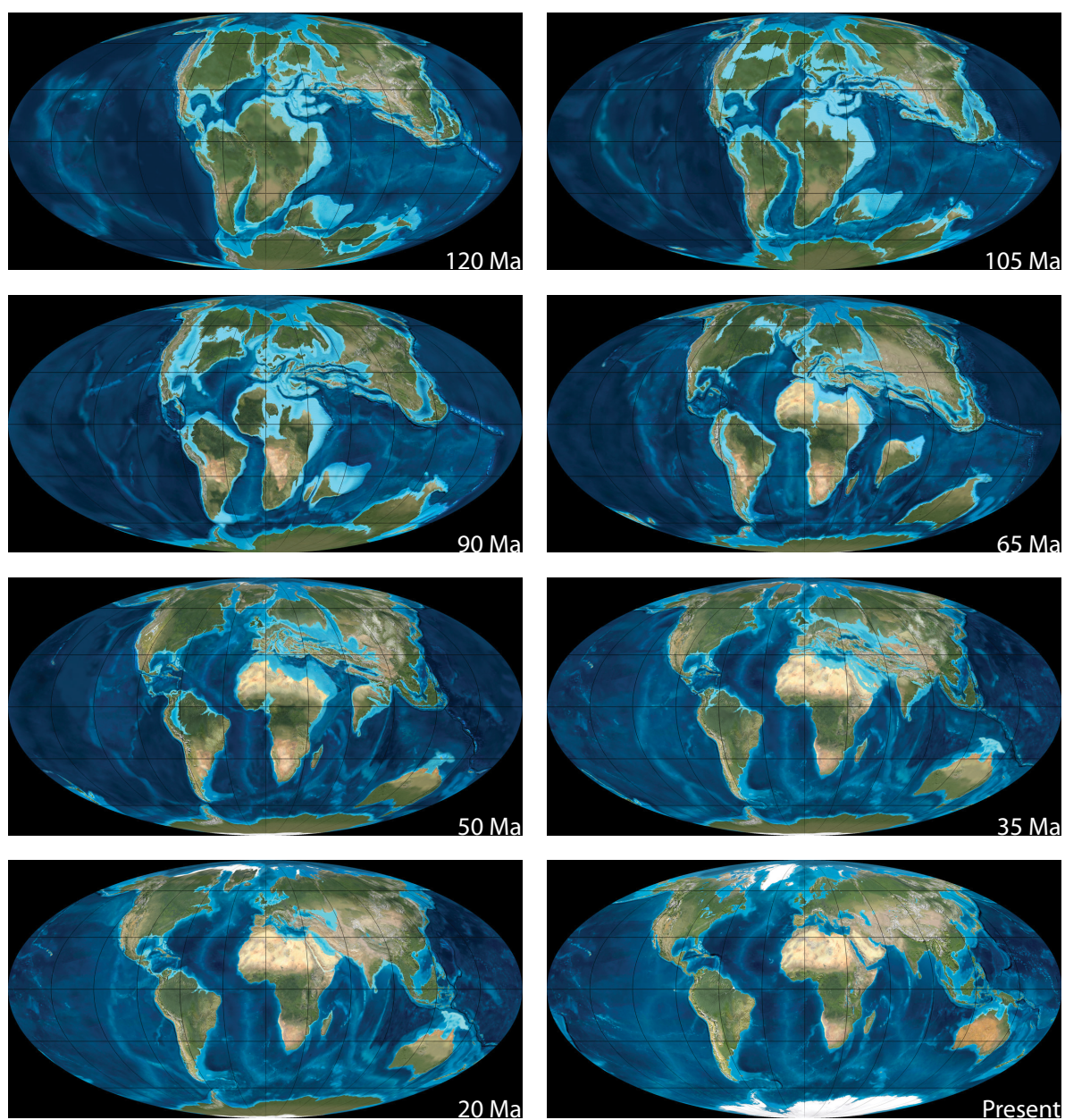


Figure 1.4. Evolution de la paléogéographie terrestre depuis 120 Ma d'après les cartes créées par Ron Blakey, disponibles à <http://cpgeosystems.com/mollglobe.html>.

1.2.1. L'évolution géographique de la Terre

Au début du XXe siècle, Wegener fait l'hypothèse que les continents se déplacent à travers les âges (Wegener, 1924). A l'époque révolutionnaire et difficilement acceptée, cette idée a finalement été démontrée sans ambiguïté par la suite. La position relative des continents est un facteur critique du climat de la Terre qui influe sur (1) la distribution de l'albédo de surface et planétaire gouvernant au premier ordre l'équilibre énergétique de la planète, (2) sur les flux d'altérations ou encore (3) sur la circulation des masses d'eaux dans l'océan.

Il y a 120 Ma, la position géographique de certains continents était complètement différente (Fig. 1.4). L'Afrique actuelle et l'Amérique du Sud étaient liées tandis que l'Inde et l'Australie faisaient encore partie de l'Antarctique, qui était quant à lui déjà situé au niveau du pôle Sud. En partie à cause de l'absence de calottes de glace pérennes, le niveau des océans était bien plus élevé qu'actuellement. L'Europe était alors une myriade d'îles indépendantes baignant dans une vaste mer peu profonde. La surface des continents nord-américain et asiatique était également bien plus faible. Un passage océanique existait entre l'Amérique du Nord et celle du Sud, et l'Océan Arctique était bien moins fermé qu'actuellement. Autour de 100 Ma, plusieurs réorganisations majeures se produisent. L'Océan Atlantique Sud commence à s'ouvrir, ce qui entraîne la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. Le sous-continent indien s'est détaché de l'Antarctique et commence sa remontée vers sa position actuelle. Toujours en l'absence de calottes pérennes et à cause d'une production de croûte océanique plus importante (e.g., Miller et al., 2005a), le niveau moyen des océans atteint un niveau maximum au cours du Cénomanién-Turonien. En conséquence, l'Amérique du Nord, l'Afrique et l'Asie apparaissent très fragmentées (voir Fig. 1.4, cartes 105 Ma et 90 Ma). Finalement, vers 90 Ma, l'Amérique du Nord est coupée en deux par la Voie Maritime Intérieure de l'Ouest (Western Interior Seaway), un très large bras de mer peu profond tandis que l'Océan Atlantique continue de s'ouvrir et l'Inde de remonter. A la fin du Crétacé, le niveau moyen des océans diminue, ce qui ferme progressivement la Voie Maritime Intérieure de l'Ouest et fait émerger à nouveau de larges parties de l'Afrique, de l'Asie et de l'Europe. Contrairement à la reconstruction (Fig. 1.4, carte 65 Ma), l'Australie est toujours liée à l'Antarctique par une bande de Terre, puisque la séparation entre ces deux masses continentales est vraisemblablement effective au cours du Cénozoïque (Stickley et al., 2004).

Au début du Cénozoïque (Fig. 1.4, carte 50 Ma), l'Inde va entrer en collision avec l'Asie, ce qui va conduire à la surrection du plateau Tibétain. Le passage de Drake, entre

CHAPITRE I

l'Amérique du Sud et l'Antarctique commence une nouvelle phase d'ouverture tandis que l'Océan Atlantique continue son expansion, éloignant l'Amérique de l'Europe et de l'Afrique. A la fin de l'Eocène, il y a 35 Ma, l'Inde est entrée en collision avec l'Asie, l'Australie s'est séparée de l'Antarctique, le passage de Drake est également ouvert. L'Afrique remonte progressivement vers l'Europe, qui reste très fragmentée et baignée par la Paratéthys. Au cours du Miocène (Fig. 1.4, carte 20 Ma), l'emplacement et la forme des continents actuels sont pratiquement atteints. L'Australie a continué sa dérive vers le Nord, de même que l'Afrique, tandis que la Paratéthys disparaît graduellement, générant ainsi la mer Méditerranée et les bassins quasi-fermés des mers Noire, Caspienne et d'Aral. Enfin, entre la fin du Miocène et le Plio-Pléistocène, le passage de Panama, ou Voie Maritime de l'Amérique Centrale (Central American Seaway), séparant l'Amérique du Nord et du Sud se referme tandis que l'archipel indonésien prend sa forme actuelle. Les continents tels que nous les connaissons actuellement sont alors en place.

1.2.2. Les variations à long terme du dioxyde de carbone

Le CO₂ est l'un des principaux gaz à effet de serre et participe donc au réchauffement climatique. Dès 1896, le physicien suédois Svante Arrhenius calcule qu'un doublement de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère engendrerait une augmentation de la température de 5 à 6°C selon la latitude (Arrhenius, 1896). Si ces valeurs sont légèrement exagérées, cela démontre néanmoins que l'effet radiatif du dioxyde de carbone est connu depuis très longtemps. Il est d'ailleurs intéressant de constater qu'Arrhenius postulait déjà que sur le long terme, le dégazage volcanique, ou lié à des processus géologiques, devait être équilibré par altération de roches silicatées, hypothèse reformulée par Walker et al. (1981) presque un siècle plus tard.

La concentration en CO₂ dans l'atmosphère n'est pas restée constante au cours des temps géologiques. Si les variations de cette concentration sont exceptionnellement bien connues sur les dernières centaines de milliers d'années grâce aux mesures dans les carottes glaciaires, c'est loin d'être le cas pour le passé plus lointain. Il faut donc garder à l'esprit que les estimations de CO₂ sur les 120 derniers Ma sont entachées de très grandes incertitudes, parfois de l'ordre de la mesure. Ainsi, ces estimations seront décrites en termes de variations relatives plutôt qu'absolues, même si quelques valeurs absolues sont nécessaires pour fixer les idées. En outre, la résolution temporelle des estimations de paléo-CO₂ est très faible. Sur le Crétacé et le début du Cénozoïque, les reconstructions sont en général espacées de centaines

CHAPITRE I

de milliers voire de millions d'années ; il est donc utopique d'espérer résoudre des variations temporelles similaires aux derniers cycles glaciaires-interglaciaires. Les variations de paléo-CO₂ restent donc actuellement des approximations assez grossières.

Vers le milieu du Crétacé, il y a 120 Ma, toutes les reconstructions convergent vers une atmosphère contenant entre 500 et 1500 ppmv¹ de CO₂ (Fig. 1.5). Entre l'Aptien et la fin de l'Albien (120 à 100 Ma), la tendance semble être en légère augmentation (Haworth et al., 2005; Passalia, 2009; Royer, 2010). Un pic maximum est atteint autour du Cénomanién-Turonien (95 Ma) avec des valeurs supérieures à ou très proches de 1000 ppmv. Cependant, le récent travail de synthèse de Wang et al. (2014) indique que des données supplémentaires sont nécessaires pour confirmer les variations de CO₂ durant cette période car les études précédentes montrent alternativement une augmentation ou une chute du CO₂. Néanmoins, des valeurs maximales de paléo-CO₂ atteintes durant le Cénomanién-Turonien concordent avec les reconstructions de température qui montrent que cette période constitue l'Optimum Climatique du Crétacé. Puis, à partir du Coniacien, la fin du Crétacé est marquée par une baisse de la concentration en CO₂ pour atteindre des niveaux d'environ 500 ppmv voire moins au passage Crétacé-Tertiaire (Royer, 2010; Wang et al., 2014). Cette baisse semble constituer un résultat relativement robuste dans la mesure où les modèles géochimiques et les données de terrain s'accordent, au contraire des variations du Cénomanién-Turonien.

Au cours du Paléocène (65 – 55 Ma), les niveaux de CO₂ semblent être restés relativement bas, autour de 450 ppmv (Fig. 1.6). Une concentration assez élevée (environ 1000 ppmv) est ensuite atteinte pendant l'EEO après une augmentation très rapide (Beerling and Royer, 2011; Doria et al., 2011). La fin de l'Eocène, marquée par un refroidissement, est également une période durant laquelle le CO₂ diminue de quelques centaines de ppmv. Autour de 40 Ma, durant le MECO, se produit potentiellement une phase d'augmentation éphémère des niveaux de CO₂ (Bijl et al., 2010; Doria et al., 2011) interrompant la chute long terme. Juste avant la glaciation EO, ces niveaux remontent à nouveau assez fortement pour atteindre des valeurs supérieures à 1000 ppmv (Beerling and Royer, 2011; Zhang et al., 2013).

¹ Note : Partie par million en volume. La concentration en CO₂ peut également être donnée en terme de PAL (Preindustrial Atmospheric Levels), qui correspond à la concentration dans l'atmosphère avant le début de l'Ère Industrielle. Cette valeur de référence (280 ppmv = 1 PAL) est utilisée afin d'exclure l'influence anthropique sur les gaz à effets de serre. Les notations en termes de ppmv ou de PAL sont évidemment interchangeables.

CHAPITRE I

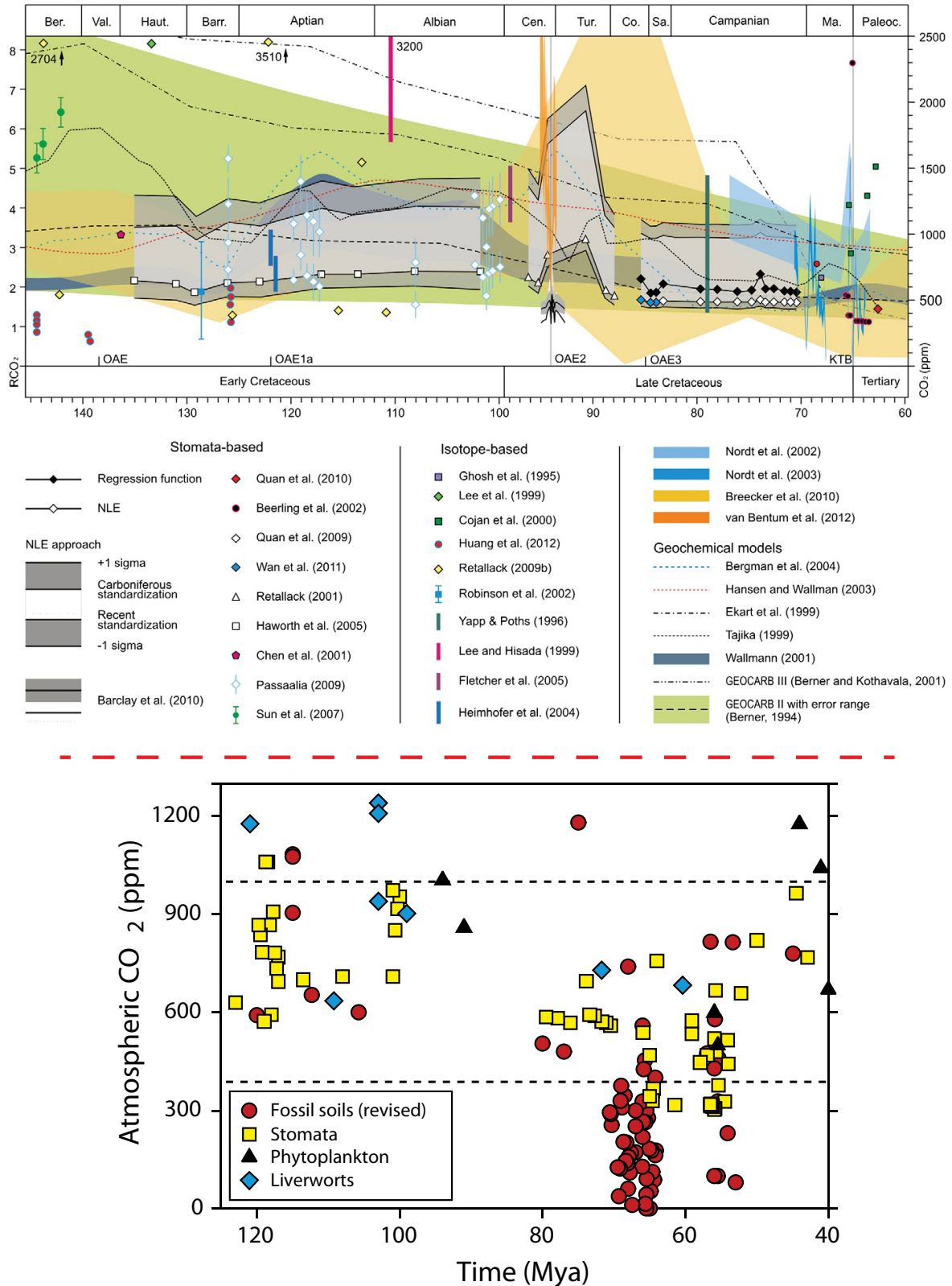


Figure 1.5. Reconstruction de la composition atmosphérique en CO₂ au cours du Crétacé. Modifiée d'après Wang et al. (2014) pour la figure du haut et Royer (2010) pour celle du bas.

CHAPITRE I

Au cours de la transition EO, le CO_2 diminue fortement et rapidement (Pearson et al., 2009; Pagani et al., 2011), et après un rebond (Heureux and Rickaby, 2015), se stabilise pendant le début de l'Oligocène autour de 700 ppmv. Après un dernier maximum vers 30 Ma, les niveaux de CO_2 diminuent et sont d'environ 400 ppmv à la transition Oligocène-Miocène (Pagani et al., 2011; Zhang et al., 2013). Selon d'autres estimations, la chute en CO_2 a lieu plus tôt et des niveaux de 400 ppmv sont déjà atteints vers 30 Ma (Beerling and Royer, 2011). Enfin, à partir du Miocène et jusqu'à aujourd'hui, la concentration en CO_2 dans l'atmosphère reste comprise environ entre 200 et 500 ppmv (Foster et al., 2012; Zhang et al., 2013). Grâce à une augmentation de la résolution temporelle pour les âges géologiques récents, il devient possible de voir l'influence de facteurs tels que les paramètres orbitaux, à l'échelle de temps plus courte (Greenop et al., 2014) mais une description détaillée des études de CO_2 pour les derniers 15 Ma serait superflue ici, puisque cette thèse est principalement focalisée sur la période s'étendant de 120 à 34 Ma.

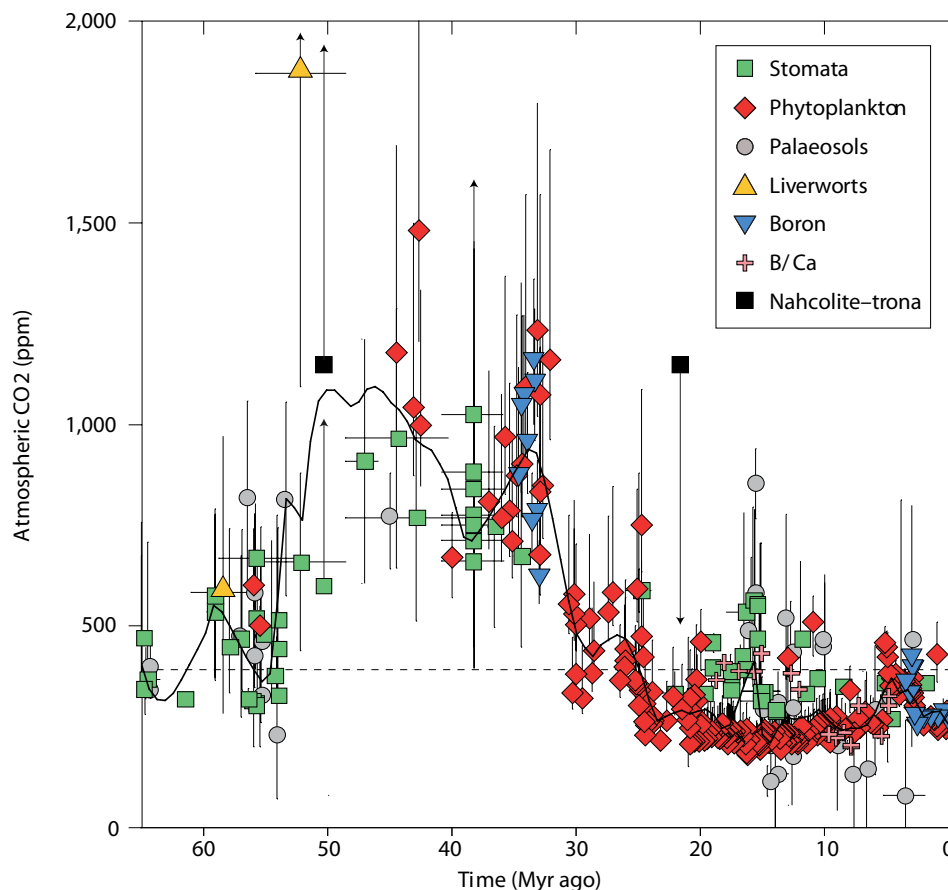


Figure 1.6. Reconstruction de la composition atmosphérique en CO_2 au cours du Cénozoïque. Modifiée d'après Beerling and Royer (2011).

1.2.3. Les autres forçages

Comme décrit dans la section précédente, les variations des paramètres orbitaux au cours du temps influent grandement sur le climat. Notamment, ils peuvent jouer un rôle fondamental dans l'initiation de périodes glaciaires aux hautes latitudes terrestres. Les variations de ces paramètres possèdent plusieurs périodicités qui assurent une cyclicité au forçage orbital.

Grâce aux travaux de l'équipe d'André Berger à partir de la fin des années 1970, les valeurs d'excentricité, d'obliquité et de précession prises par l'orbite terrestre au cours des derniers millénaires ont pu être progressivement reconstruites (Berger, 1978). L'amélioration des moyens de calcul a permis par la suite d'étendre cette reconstruction plusieurs millions puis dizaine de millions d'années dans le passé (Laskar et al., 2004; Laskar et al., 2011), avec une bonne précision. Malheureusement, à cause de la nature chaotique du système solaire, il n'est pas possible de remonter plus qu'environ 50 ou 60 millions d'années dans le passé (Laskar et al., 2011) car les incertitudes deviennent alors de l'ordre de grandeur de la mesure. Ainsi, bien que l'on n'ait pas accès aux valeurs exactes d'excentricité, d'obliquité et de précession, des études de données des séries sédimentaires du Crétacé démontrent quand même une cyclicité orbitale (e.g., Coccioni and Galeotti, 1993; Galeotti et al., 2003; Martinez et al., 2013). Les travaux présentés dans cette thèse qui portent sur l'initiation de périodes glaciaires tiennent donc aussi compte des variations des paramètres orbitaux.

1.3. Les évènements glaciaires en période chaude

1.3.1. Les glaciations du Crétacé

Depuis le début du Phanérozoïque (542 Ma), la Terre a connu trois grandes phases de glaciation : l'Ordovicien autour de 445 Ma (Pohl et al., 2014), le Permo-Carbonifère entre environ 330 Ma et 270 Ma (Frakes et al., 2005) et la fin du Cénozoïque entre 34 Ma et nos jours (Zachos et al., 2001a).

Bien que le Crétacé ne soit pas reconnu, à juste titre, comme une grande période glaciaire, l'accumulation de nouvelles données au cours des dernières décennies a permis de montrer que des glaciations éphémères aux hautes latitudes ont émaillé la fin du Mésozoïque (Price, 1999). Ces évènements glaciaires sont de courte durée à l'échelle des temps

CHAPITRE I

géologiques, de l'ordre de la centaine de milliers d'années, contrairement aux périodes mentionnées ci-dessus qui durent plusieurs millions ou dizaine de millions d'années. Ce sont également des glaciations d'amplitude assez réduite, autour de 20 à 40 mètres de niveau marin, ce qui signifie que si toute la glace contenue sur les continents au cours de ces glaciations fondait, le niveau moyen des océans s'élèverait de 20 à 40 mètres (Miller et al., 2004; Kominz et al., 2008). Par comparaison, le volume de glace actuel stocké sur l'Antarctique est équivalent à 63 mètres de niveau marin. On soupçonne l'existence de tels événements glaciaires au cours du Valanginien (~ 140 – 133 Ma) (Stoll and Schrag, 1996; Martinez et al., 2013), de l'Aptien (~ 125 – 112 Ma) (Price, 1999) et du Maastrichtien (~ 70 – 65 Ma) (Miller et al., 1999; Miller et al., 2003). En outre, certaines études ont proposé que des glaciations de ce type se soient produites au cours du Cénomaniens-Turonien (Stoll and Schrag, 2000; Bornemann et al., 2008; Galeotti et al., 2009), qui marque l'Optimum Climatique du Crétacé. Cependant, une controverse existe à ce sujet car d'autres études démontrent au contraire l'absence de données suggérant des glaces aux pôles (Huber et al., 2002; Ando et al., 2009; MacLeod et al., 2013).

L'étude des glaciations éphémères du Crétacé fait l'objet du chapitre II, avec un focus particulier sur la fin du Crétacé Inférieur et le Crétacé Supérieur, soit entre 120 et 70 Ma.

1.3.2. L'Eocène et la glaciation Eocène-Oligocène

Après la crise Crétacé-Tertiaire qui vit la disparition des dinosaures il y a environ 65 millions d'années, il n'y a pas réellement d'indices de calottes de glace sur Terre au cours du Paléocène et du début de l'Eocène. Cependant, des études de données isotopiques et stratigraphiques démontrent l'existence de variations du niveau marin datant de l'Eocène Moyen (Miller et al., 2008b; Dawber and Tripathi, 2011) dont l'amplitude et la durée ne peuvent s'expliquer que par l'apparition de calottes polaires. Ces travaux suggèrent donc que des glaciations éphémères similaires à celles se produisant au cours du Crétacé ont eu lieu en Antarctique (Miller et al., 2008b) mais peut-être également dans l'Hémisphère Nord (Tripathi et al., 2005; Eldrett et al., 2007) au cours de la seconde partie de l'Eocène (45-34 Ma). Cette alternance « événements glaciaires brefs – périodes sans calottes polaires » prend fin avec l'entrée dans la dernière période majeure de glaciation de la Terre lors de la transition Eocène-Oligocène (34 Ma). Cette glaciation a été bien plus étudiée que les calotte éphémères du Crétacé et de l'Eocène et son histoire est donc mieux connue. Un bref rappel historique s'en suit.

CHAPITRE I

Au cours des années 1970, quelques années après les débuts du programme DSDP (*Deep Sea Drilling Program*), les premières carottes sédimentaires forées autour de l'Antarctique et englobant la transition EO révélèrent une excursion positive de forte amplitude ($> 1\text{‰}$) dans le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (Kennett and Shackleton, 1976). Les toutes premières études ont attribué cette excursion essentiellement à un refroidissement des masses d'eau autour d'un Antarctique potentiellement parsemé de petits glaciers et non au développement d'une large calotte glaciaire (e.g., Kennett and Shackleton, 1976). Cependant, à partir des années 1980, d'autres études ont postulé l'existence d'une large calotte glaciaire en Antarctique dès le début de l'Oligocène (Matthews and Poore, 1980; Miller and Fairbanks, 1983; Miller et al., 1987). Les travaux suivants ont permis d'affiner de plus en plus ces découvertes quant à l'apparition supposée de larges volumes de glace en Antarctique (e.g., Zachos et al., 1994). Les récentes études de données s'accordent donc sur une glaciation de l'Antarctique en deux étapes principales, « EOT-1 », au cours de laquelle se met en place une petite calotte de glace et « Oi-1 », qui est l'épisode majeur de glaciation avec une baisse équivalente de niveau moyen des océans d'environ 70 mètres (e.g., Coxall et al., 2005; Katz et al., 2008; Lear et al., 2008; Miller et al., 2009; Coxall and Wilson, 2011; Pusz et al., 2011; Houben et al., 2012; Stocchi et al., 2013), menant à l'englacement total du continent Antarctique. Une description plus complète des données géochimiques, sédimentologiques et des résultats de modélisation publiés sur la transition Eocène-Oligocène sera présentée dans le chapitre III, consacré à la reconstruction de cette glaciation grâce à une approche intégrée entre modèles et données.

1.3.3. De l'Oligocène au présent

Après la mise en place de la calotte Antarctique lors de la transition EO, il est communément admis que la Terre est entrée dans sa dernière grande phase glaciaire. Pourtant, au cours de l'Oligocène, si la calotte Antarctique ne disparaît pas, son volume et son extension restent très variables (Wade and Pälike, 2004; Pälike et al., 2006). Contrairement aux conclusions des premières études qui indiquaient des variations de calotte impliquant des déglaciations massives de l'Antarctique durant la fin de l'Oligocène et le début du Miocène entrecoupées d'événements glaciaires abrupts telle que la glaciation Oligo-Miocène (Wright et al., 1992; Zachos et al., 2001a), il semble qu'un volume non-négligeable de glace se soit maintenu en Antarctique (Pekar and DeConto, 2006; Pekar et al., 2006; Pekar and Christie-Blick, 2008). Le volume de la calotte Antarctique de l'Est varie jusqu'entre 50 et 125 % de sa

CHAPITRE I

valeur actuelle lors de maxima ou de minima orbitaux à la fin de l'Oligocène (Naish et al., 2001; Pekar et al., 2006). Ces oscillations se poursuivent et s'intensifient au début du Miocène (Pekar and DeConto, 2006) avant que l'Antarctique ne connaisse une nouvelle phase de glaciation majeure après le MMCO il y a environ 15 Ma (Holbourn et al., 2005) et que la calotte Antarctique devienne complètement permanente (Zachos et al., 2001a). Par la suite, le Groenland va commencer à s'englacer périodiquement à la fin du Miocène avant une intensification graduelle puis l'englacement total à la fin du Pliocène (Lunt et al., 2008a; Contoux et al., 2015). S'en suivront finalement les cycles glaciaires-interglaciaires (Paillard, 1998) dont le dernier interglaciaire correspond à l'époque actuelle.

2. Modéliser le climat

2.1. Les composantes du système climatique et leurs forçages principaux

2.1.1. Préambule

Le climat résulte d'interactions complexes et dynamiques entre de nombreux processus dans le système Terre, qu'il est possible de séparer en cinq domaines :

- l'atmosphère
- l'océan ou plus généralement l'hydrosphère
- la cryosphère
- la biosphère
- la lithosphère

Ces interactions et processus sont mis en mouvement d'un côté par l'énergie solaire reçue au sommet de l'atmosphère et d'autre part par l'énergie émise par la Terre. Ces deux apports d'énergie et leur répartition modifient et sont modifiés par l'état et les interactions des cinq domaines décrits précédemment. Comme tout système physique, la Terre (prise dans son ensemble, c'est-à-dire atmosphère incluse) tend vers un état d'équilibre dans lequel la quantité d'énergie reçue du Soleil est compensée par la quantité d'énergie émise par la Terre, de sorte que le bilan énergétique terrestre total soit nul. Ces interactions sont donc à la fois à l'origine des bouleversements climatiques majeurs qui se sont produits (et qui se produiront) tout au long de l'Histoire de la Terre mais également le moteur du temps qu'il fait aujourd'hui. Il est donc d'importance capitale de réussir à les modéliser.

Cependant, cette modélisation est complexe pour plusieurs raisons. Premièrement, chacune de ces composantes du système climatique possède des propriétés physico-chimiques particulières ; il va de soi que la réponse de l'air à une perturbation donnera des résultats bien différents que celle de l'eau ou de la glace. D'autre part, les temps de relaxation ou constante de temps, qui caractérisent, en réponse à une perturbation, « l'ordre de grandeur du temps au bout duquel un nouvel équilibre est atteint » (source : wikipédia, 28/05/2015), sont également spécifiques à chaque composante. L'atmosphère va donc s'équilibrer très rapidement tandis que les calottes de glace nécessitent quelques milliers voire dizaines de milliers d'années afin d'atteindre un équilibre. Enfin, les processus internes à chaque

CHAPITRE I

composante ont des dimensions caractéristiques là aussi bien spécifiques : modéliser un nuage nécessite une résolution (spatiale et temporelle) bien plus fine que la modélisation des grandes gyres océaniques.

Ainsi, en théorie, chaque composante devrait être modélisée séparément afin de profiter d'une résolution adaptée à ses processus les plus fins et interagirait avec les autres composantes de façon continue jusqu'à équilibrer toutes les composantes. Malheureusement, il existe beaucoup de processus, tels que la physique des nuages ou les phénomènes de turbulence, pour lesquels nous ne disposons pas de connaissances et/ou d'informations suffisantes afin de les modéliser de façon satisfaisante. D'autre part, la complexité d'une telle modélisation dépasserait d'infinitement loin les performances des meilleurs supercalculateurs actuels. Tout l'enjeu va donc être la capacité à paramétriser certains processus, c'est-à-dire à approximer ceux-ci de manière réaliste, afin de pouvoir prendre en compte leur influence dans les limites technologiques actuelles. Il est donc fondamental de garder à l'esprit que même les modèles de climat les plus élaborés restent des approximations et une représentation simplifiée de la réalité.

2.1.2. Spécificités de chaque composante

Historiquement, les premiers modèles de climat représentaient uniquement l'atmosphère et avaient pour objectif la prévision du temps. Des cinq domaines cités précédemment, l'atmosphère est le domaine qui réagit le plus rapidement à une perturbation, avec une constante de temps de l'ordre de l'heure ou de la journée. Ainsi, il est généralement considéré qu'une année est nécessaire à la mise à l'équilibre de l'atmosphère dans un modèle de climat. L'atmosphère est principalement mise en mouvement par la distribution inégale de l'énergie solaire reçue et possède le rôle principal de redistribution de chaleur à l'échelle globale. Néanmoins, la complexité et la diversité des processus physiques et dynamiques à l'œuvre dans l'atmosphère ont pour conséquence que seuls les phénomènes à grande échelle, soit de l'ordre de la centaine de kilomètres, sont explicitement calculés dans les modèles globaux de climat. Les phénomènes de plus petite échelle sont paramétrisés, avec plus ou moins de succès.

Le second domaine fondamental est constitué en grande partie par l'océan global mais on peut y inclure également les autres réserves d'eau liquide telles que lacs, rivières, sols, nappes phréatiques. On parle alors d'hydrosphère. De par sa masse et sa capacité thermique

CHAPITRE I

bien supérieures à celles de l'atmosphère, l'océan joue un rôle de tampon énergétique avec une constante de temps variant de quelques semaines pour la couche superficielle à plusieurs milliers d'années pour les couches les plus profondes de l'océan. Il échange en permanence de l'eau et de la chaleur avec l'atmosphère et est impliqué, à l'instar de celui-ci, dans la redistribution de chaleur sur Terre. L'océan est un système dynamique, mis en mouvement par l'atmosphère, grâce au vent, et par la répartition d'énergie solaire. On parle de circulation thermohaline, générée par des changements de température et de salinité, pour caractériser le déplacement global des masses d'eaux. On estime à un ou deux milliers d'années le temps nécessaire à une particule d'eau en mouvement dans l'océan pour revenir à son point de départ. Comme pour l'atmosphère, dans un modèle global, les processus grande échelle sont explicitement représentés tandis que d'autres, tels que la turbulence, sont paramétrisés. Il faut noter que ces dernières années, un effort considérable, rendu possible par la sophistication des supercalculateurs, a été réalisé sur l'augmentation de résolution des modèles, permettant de nos jours l'existence de modèles dits « eddy-resolving »¹.

On peut dès à présent se douter, au vu de la différence entre les constantes de temps de l'atmosphère et de l'océan, qu'une simulation équilibrée tenant compte des interactions directes entre l'océan et l'atmosphère sera très lourde en termes de ressources informatiques et de temps physique. On appelle ce type de modèles des AOGCM (*Atmosphere-Ocean General Circulation Model* ou *Atmosphere-Ocean Global Climate Model*). Nous reviendrons sur les différents types de modèles dans la section suivante.

La cryosphère constitue le troisième domaine du système climatique. Il est constitué des calottes de glace continentale (actuellement celles-ci couvrent l'Antarctique et le Groenland), de la banquise (ou glace de mer) et des glaciers présents en haute montagne. La cryosphère présente des constantes de temps bien distinctes. Celle de la banquise est en effet de l'ordre de quelques semaines tandis que l'équilibre des calottes de glace continentales se compte en dizaines de milliers d'années. La cryosphère influe considérablement sur le bilan radiatif terrestre ainsi que sur les autres composantes déjà citées. Les calottes de glace sont caractérisées par un albédo très élevé qui va limiter l'absorption d'énergie solaire. D'autre part, les calottes de glace sont hautes (jusqu'à quelques kilomètres d'altitude) donc susceptibles de modifier significativement la circulation atmosphérique. Une grande partie de

¹ Note : ce terme signifie que les tourbillons océaniques ne sont plus paramétrisés mais calculés explicitement.

CHAPITRE I

cette thèse portant sur les liens entre climat et calotte de glace, un modèle de calotte de glace, modélisant la dynamique spécifique de la glace à haute résolution, a été utilisé. Il faut également noter qu'à cause des constantes de temps d'une calotte de glace, aucune dynamique glaciaire, même simplifiée, n'est incorporée dans les modèles de climat.

La biosphère correspond au domaine constitué par la vie organique dans son ensemble. Le raffinement actuel des modèles de biosphère permet de tenir compte des différences régionales de végétation et de leur impact sur les cycles hydrologiques et du carbone ainsi que sur le bilan radiatif terrestre : l'interaction d'une forêt tropicale avec le sol et l'atmosphère est en effet bien différent de celle d'un désert ou d'une étendue de type toundra, notamment en terme d'albédo ou de mécanismes d'échanges de chaleur et d'eau. Dans les modèles de biosphère, on peut également classer les modèles de biologie marine et les modèles biogéochimiques, qui calculent la distribution et la répartition des nutriments (tels que le phosphore, le fer, l'ammoniac) et des espèces micro et macroscopiques de plancton, qui jouent un rôle très important dans le cycle du carbone. La biosphère possède un temps d'équilibrage rapide (de la dizaine à la centaine d'années) et est, en général, simulée interactivement dans les modèles de climat les plus récents.

Enfin, la lithosphère est le domaine constitué de la Terre solide (croûte, manteau, ...). Les mouvements lithosphériques sont à l'origine de la distribution continent/océan sur le globe terrestre ainsi que la répartition des orogénèses via la tectonique des plaques. Les constantes de temps de cette composante sont bien plus longues que toutes celles décrites précédemment, allant de la centaine de milliers à plusieurs dizaines de millions d'années. De fait, des facteurs tels que la distribution des continents, la bathymétrie et la topographie sont traitées comme des conditions aux limites dans les modèles climatiques.

2.1.3. Les forçages climatiques

D'après la définition donnée par Kendal McGuffie et Ann Henderson-Sellers dans la 3^e édition du livre *A Climate Modelling Primer* (McGuffie and Henderson-Sellers, 2005), un forçage climatique est « une condition imposée à la balance énergétique de la planète qui, typiquement, va engendrer une variation de la température globale ». Ces forçages sont en général séparés en deux catégories : internes ou externes au système Terre.

2.1.3.1. Les forçages externes

On distingue essentiellement trois forçages externes : les variations des paramètres orbitaux, l'activité solaire et l'impact de corps extraterrestres, les météorites.

L'orbite terrestre

L'excentricité, qui est la trajectoire décrite par la Terre en orbite autour du Soleil, n'est pas constante au cours du temps. De même, l'obliquité, c'est-à-dire l'inclinaison de la Terre par rapport au plan de son orbite (ou plan de l'écliptique) varie. Enfin, c'est également le cas de la direction de l'axe de rotation de la Terre. On appelle ce changement la précession des équinoxes. Combinée au déplacement au cours du temps du périhélie (qui est la position de l'orbite terrestre la plus proche du Soleil), on obtient la précession climatique. Brièvement, ces trois paramètres varient à cause des interactions gravitationnelles de la Terre avec les autres planètes et corps célestes, en particulier la Lune. Ces variations ont pour conséquence de moduler la quantité d'énergie reçue à la surface de la Terre et l'énergie reçue en fonction de la latitude et de la saison. Elles sont de plus cycliques, avec des périodicités principales voisines de 100 000 et 400 000 ans pour l'excentricité, de 41 000 ans pour l'obliquité et de 23 000 et 19 000 ans pour la précession. Ces variations ont des conséquences climatiques considérables. Le forçage orbital est notamment en grande partie responsable de l'alternance de cycles glaciaires-interglaciaires au cours des 400 derniers milliers d'années. Il joue également un rôle crucial dans la phase initiale de glaciation lors de la transition Eocène-Oligocène.

L'activité solaire

La quantité d'énergie solaire reçue par la Terre peut être modifiée par « l'activité solaire » qui possède un cycle principal de 22 ans ainsi que d'autres fluctuations de l'ordre de 80-100 ans et de 180 ans (McGuffie and Henderson-Sellers, 2005). Cette activité est quantifiable visuellement grâce au nombre de taches solaires, dont l'augmentation indique une activité solaire plus intense et donc plus d'énergie émise. Une hypothèse pour expliquer le petit âge glaciaire, c'est-à-dire l'anomalie froide de température survenant en Europe et Amérique du Nord entre le XIV^e et le XIX^e siècle (Parker, 2013), est un ralentissement de l'activité solaire, notamment au plus fort de ce refroidissement, entre approximativement 1645 et 1715. Plus récemment, il a été montré que l'activité solaire pourrait avoir eu un rôle dans les conditions climatiques régnant au Groenland durant le Dernier Maximum Glaciaire

CHAPITRE I

(Adolphi et al., 2014). Dans cette thèse, ce forçage ne sera pas considéré car, d'une part, il n'existe aucune information sur l'activité solaire dans le passé lointain (bien que l'on puisse a priori supposer que la cyclicité solaire se comporte de manière identique), et d'autre part, l'influence de ces variations par rapport aux variations orbitales ou de concentrations en gaz à effet de serre est négligeable.

Les météorites

Les conséquences climatiques de l'impact météoritique le plus connu sont marquantes puisqu'elles ont menées à la disparition des dinosaures il y a 65 millions d'années (Alvarez et al., 1980). Pour autant, ces phénomènes aléatoires ne sont pas pris en compte dans les modèles de climat et nécessitent pour les modéliser de paramétrer leurs effets, par exemple, en diminuant la quantité d'énergie solaire reçue pour représenter l'augmentation de la concentration en aérosols dans l'atmosphère. A l'instar de l'activité solaire, ce forçage ne sera pas considéré dans ce manuscrit.

2.1.3.2. Les forçages internes

Une distinction additionnelle peut être faite entre forçages internes liés à l'Homme, dont il ne sera pas fait mention puisque cette thèse porte sur les climats passés, et forçages internes naturels, c'est-à-dire, principalement, l'activité volcanique, modulant principalement (au premier ordre) la quantité de CO₂ émise dans l'atmosphère, et la tectonique des plaques. Ces deux processus ont déjà été présentés dans les sections 1.2.1 et 1.2.2.

2.2. Les modèles de climat et de calottes de glace

2.2.1. Qu'est-ce qu'un modèle de climat ?

C'est une représentation d'un ou d'un ensemble de phénomènes physiques obéissants à des lois décrites par des équations mathématiques et régissant les variations temporelles et spatiales de ce(s) phénomène(s). Un modèle de climat est donc un ensemble d'équations permettant de connaître les valeurs prises par une variable (telle que la température) en un point précis du temps et/ou de l'espace.

Nous avons vu qu'à cause des constantes de temps bien spécifiques des différentes composantes du système climatique, de la complexité des processus mis en jeu et des

ressources gargantuesques qui seraient nécessaires, on ne peut pas prendre en considération toutes les composantes du système au sein d'un seul et même modèle. Il existe donc toute une variété de modèles mettant l'accent sur l'une ou l'autre des composantes et permettant ainsi de répondre à des questions scientifiques précises. Il faut bien garder à l'esprit qu'un modèle de climat est dans tous les cas une simplification de la réalité. Cette section va passer en revue et présenter brièvement les différents types de modèles (Fig. 1.7).

2.2.2. De nombreux types de modèles

Les modèles conceptuels, EBM et RCM

Les modèles conceptuels sont des modèles très simplifiés à 0 ou 1 dimension, qui servent à tester la viabilité d'une hypothèse pour expliquer un processus climatique observé. Ils sont particulièrement adaptés à l'étude des climats anciens pour lesquels les observations disponibles sont peu nombreuses et incertaines (Paillard, 1998; Alvarez-Solas, 2010).

Les EBM (*Energy Balance Models*) sont une classe de modèles qui s'appuient sur l'équation du bilan radiatif à la surface de la Terre afin de déterminer la température de surface. La dimension verticale n'est pas considérée mais la température peut varier avec la latitude. Dans les EBM les plus simples (0 ou 1D), la dynamique n'est pas représentée mais il existe des EBM 2D avec une composante verticale et une dynamique intégrée zonalement.

Les RCM (*Radiative Convective Models*) sont quant à eux des modèles 1D qui cherchent à reproduire le fonctionnement vertical de l'atmosphère ou de l'océan.

Les EMIC

Les EMIC (*Earth Models of Intermediate Complexity*) sont une classe de modèles qui s'est développée pour répondre à un besoin spécifique : pouvoir représenter le climat terrestre sur de longues échelles de temps tout en prenant en compte les spécificités et les interactions du système couplé océan-atmosphère puis en incluant progressivement la biosphère, la chimie atmosphérique et le cycle du carbone. Ces modèles sont typiquement à 2 dimensions mais il en existe des versions plus complexes, à 2,5 dimensions (ex : CLIMBER-2, Petoukhov et al. (2000)), voire même à 3 dimensions avec une très faible résolution (McGuffie and Henderson-Sellers, 2005).

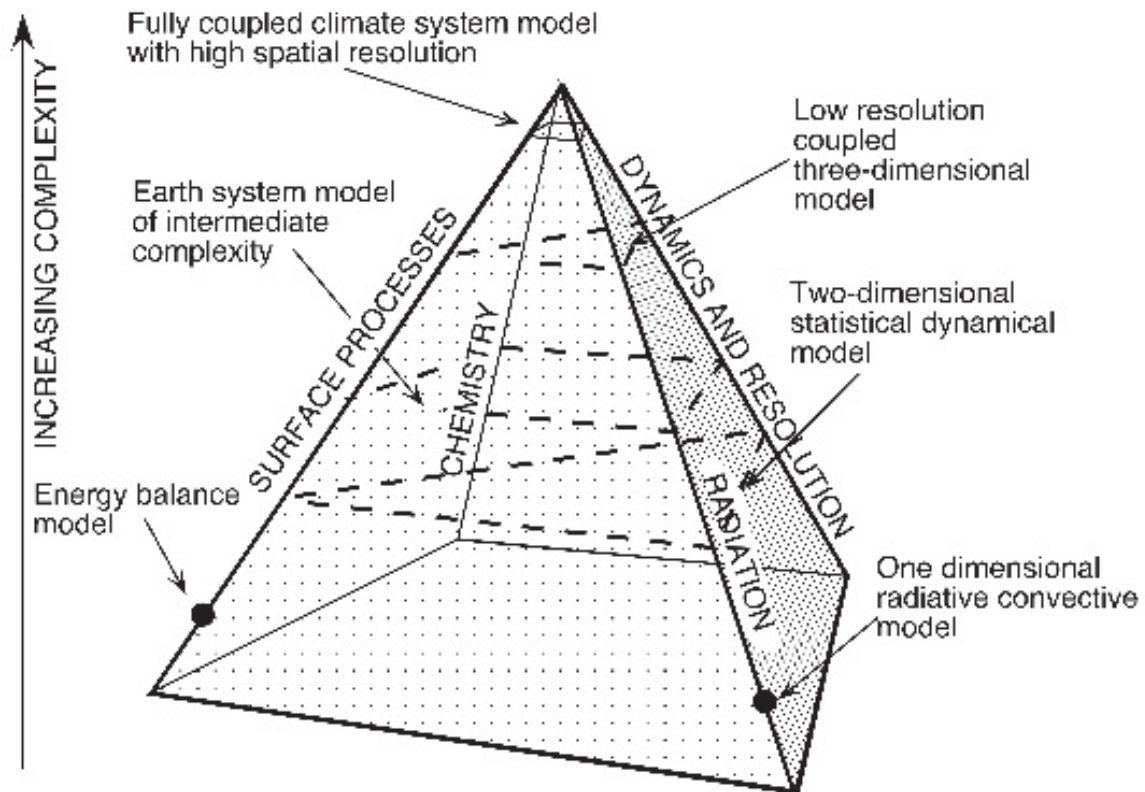


Figure 1.7. Illustration schématisée des différents types de modèles et de leur complexité. Modifiée d'après McGuffie and Henderson-Sellers (2005).

Dans le cadre de cette thèse, qui porte sur les liens entre tectonique, CO_2 et calottes de glace, les modèles type EBM ou EMIC ne possèdent pas la résolution suffisante pour étudier ces liens de manière appropriée. En effet, l'utilisation d'un modèle spécifique de calottes de glace, qui possède une résolution très fine par rapport aux modèles de climat globaux, nécessite l'emploi de GCM.

Les GCM

Les GCM (*General Circulation Models* ou *Global Climate Models*) sont la classe de modèles la plus complexe en termes de nombre de processus décrits et de résolution. Ces sont des modèles à 3 dimensions, qui simulent explicitement la physique et la dynamique atmosphérique ou océanique ou les deux (on parlera alors d'*Atmospheric GCM*, d'*Oceanic GCM* ou d'*Atmosphere-Ocean GCM*). D'autres composantes représentant la biosphère ou la chimie atmosphérique peuvent également être couplées à l'atmosphère ou l'océan. Les paramétrisations sont limitées dans la mesure du possible. En général, elles s'appliquent aux

CHAPITRE I

processus dont la dimension spatiale ou temporelle est inférieure à la résolution du modèle (par exemple, la physique des nuages). Ce sont des modèles qui représentent le climat terrestre de façon bien plus réaliste que les modèles moins complexe. En contrepartie, ce sont des modèles qui sont extrêmement coûteux en ressources informatiques (temps de calcul et moyens de stockage des données), notamment pour les modèles les mieux résolus¹. Par exemple, le modèle couplé de l'IPSL (Institut Pierre-Simon Laplace), dans sa résolution standard pour l'exercice CMIP5 (*Climate Model Intercomparison Project version 5*) dont sont tirés les résultats présents dans le dernier rapport de l'IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, GIEC en français), simule 8 ans/jour. Simuler plusieurs milliers d'années pour équilibrer l'océan est donc excessivement long vis-à-vis des contraintes temporelles d'une thèse. Notons enfin que la dénomination ESM (*Earth System Model*) désigne un modèle couplé océan (et glace de mer)-atmosphère-biosphère avec, en général, une composante biogéochimique (et cycle du carbone).

Au cours de cette thèse, j'ai utilisé deux GCM : le modèle FOAM (Jacob, 1997), dont la résolution assez faible permet de réaliser des simulations relativement longues et le modèle couplé de l'IPSL (Dufresne et al., 2013), soit dans sa version atmosphérique seule, LMDz, soit dans sa version ESM. Plus de détails sur ces modèles seront donnés par la suite.

¹ Note : la résolution d'un modèle GCM correspond au découpage de la sphère terrestre selon une grille constituée de cases, nommées cellules, dans lesquelles les équations décrivant le climat sont résolues en fonction des conditions initiales et des valeurs des cellules adjacentes. Par exemple, le AGCM LMDz (Laboratoire de Météorologie Dynamique zoomé), qui constitue la composante atmosphérique du modèle de l'IPSL utilisé dans cette thèse, possède une résolution de 96x95x39, c'est-à-dire que la Terre est découpée en 96 cellules selon la longitude, 95 cellules selon la latitude et 39 cellules selon la verticale, ce qui représente un total de plus de 350 000 cellules. Il existe cependant des versions à bien plus haute résolution telle que LMDz 280x280x39 mais le temps de calcul de ces modèles devient prohibitif pour les applications aux climats anciens.

2.2.3. Les modèles de calottes de glace

Les calottes requièrent des milliers d'années pour s'équilibrer avec le climat. De fait, les modèles de calotte de glace ou ISM (*Ice Sheet Model*) ne simulent pas le climat, seulement l'évolution temporelle de la glace en fonction de conditions aux limites qu'il faut déterminer à partir de modèles climatiques. Les moyens informatiques actuels ne permettent pas de réaliser une simulation couplée longue durée GCM-ISM. On a donc actuellement recours à des techniques de couplage entre les GCM et les ISM, sur lesquelles nous reviendrons dans la section suivante. Ces modèles, dont la grille se limite en général à une ou deux régions de l'Hémisphère Nord ou Sud, sont capables de simuler l'évolution de la glace sur des périodes de l'ordre de la centaine de milliers ou du million d'année relativement rapidement. Il existe, comme pour les modèles de climat, des versions 1D ou 3D, ces derniers tenant compte de la répartition spatiale et temporelle des températures et précipitations neigeuses ainsi que de la topographie. La résolution typique d'un modèle de calotte 3D est de 40 km par 40 km, mais de nombreux modèles peuvent maintenant être utilisés avec une résolution allant jusqu'à 5 km par 5 km. Bien évidemment, augmenter la résolution s'accompagne d'un accroissement du temps de calcul.

Dans le cadre de cette thèse, j'ai utilisé le modèle GRISLI (Ritz et al., 2001), principalement dans sa configuration Antarctique, mais également sur l'Hémisphère Nord. Plus de détails sur les caractéristiques du modèle GRISLI sont également disponibles dans la suite de ce chapitre.

2.3. Méthodes de couplage climat-calottes de glace

2.3.1. Enjeux et intérêts

Au XIX^e siècle et XX^e siècle, lorsque les géologues, mathématiciens et premiers climatologues ont commencé à s'intéresser aux âges glaciaires du Quaternaire, ils ont rapidement mis en évidence les liens entre calotte glaciaire, climat et forçage orbital (Agassiz and Bettannier, 1840; Adhemar, 1842; Croll, 1864; Milankovitch, 1941). Au fur et à mesure des développements théoriques et numériques, l'intérêt pour la modélisation des interactions entre climat et calottes de glace a rapidement grandi, avec cependant un problème majeur, comme expliqué précédemment: la différence d'échelle de temps entre les variations

« rapides » du climat (de l'ordre du millier d'années ou moins) et les variations « lentes » des calottes de glace (de l'ordre de la dizaine de milliers d'années ou plus). Un couplage synchrone, c'est-à-dire continu, entre un AOGCM et un ISM n'est donc pas envisageable à l'heure actuelle ; d'autres méthodes, qui incluent des techniques de couplage synchrone entre des modèles de climats simplifiés et des modèles de calotte et des techniques de couplage asynchrone, ont toutefois été développées afin de répondre aux problématiques liées aux interactions climat – calotte. L'ensemble de ces méthodes, avec leurs avantages et inconvénients, est détaillé dans un article de revue publié par David Pollard en 2010 (Pollard, 2010). Un aperçu simplifié est donné dans la suite de cette partie.

2.3.2. Le couplage synchrone avec des modèles simplifiés

Un moyen de contourner le couplage synchrone entre un GCM et un ISM est d'utiliser un modèle de climat simplifié, type EBM ou EMIC. Ce type de modèle permet de simuler le climat sur des échelles de temps suffisantes pour qu'une calotte de glace s'équilibre tout en conservant un temps de calcul raisonnable. Bien évidemment, l'avantage principal de ces modèles est qu'un couplage synchrone est possible avec l'ISM. Par contre, ce type de couplage présente un défaut majeur : la dynamique atmosphérique n'y est pas représentée ou alors avec une résolution très faible, alors que celle-ci est fondamentale vis-à-vis des répartitions spatiales de température et de précipitations (Pollard, 2010), et donc fondamentale pour simuler correctement le développement d'une calotte de glace.

2.3.3. Le couplage asynchrone « direct » (CAD)

Dans la méthode de couplage asynchrone « direct », les forçages d'entrée du modèle de calotte de glace, c'est-à-dire, le plus couramment, les champs de température et de précipitation, sont recalculés périodiquement par le GCM, après un temps d'intégration de l'ISM d'en général quelques centaines à milliers d'années. Le GCM simule alors quelques dizaines ou centaines d'années avec des conditions initiales et aux limites réajustées par rapport au temps écoulé depuis la dernière période d'intégration de l'ISM, pour être cohérent avec l'évolution temporelle de la calotte et de l'orbite terrestre. Les nouveaux champs de température et précipitation sont ensuite utilisés pour forcer l'ISM pour la prochaine période d'intégration (ou pas de temps de couplage). En conséquence, plus cette dernière est réduite, plus on se rapproche d'un couplage synchrone GCM – ISM. Cette technique a notamment été

CHAPITRE I

appliquée par les chercheurs de l'équipe de Christopher Poulsen à l'Université du Michigan pour étudier l'initiation des glaciations du Paléozoïque (Lowry et al., 2014) ou pour modéliser la dernière glaciation (Herrington and Poulsen, 2011). Concernant cette technique de couplage, l'étude d'Herrington et Poulsen montre que la surface et le volume d'une calotte en développement sont fortement modifiés par la durée de la période d'intégration entre deux réajustements des champs de température et précipitation (Fig. 1.8). Deux résultats importants peuvent être soulignés :

1. Ils montrent qu'un faible pas de temps de couplage (réajustement rapide de T et P) entraîne la formation d'une calotte de large extension mais de faible hauteur tandis qu'un long pas de temps (réajustement lent de T et P) génère une calotte moins étendue mais plus haute. Ceci est dû au phénomène de Small Ice Cap Instability (SICI). La SICI est simplement une rétroaction liée à l'albédo de la glace, qui, fortement supérieur à l'albédo du sol (avec végétation ou non), génère un fort refroidissement autour des points de glace et la croissance rapide d'une calotte d'assez grande étendue capable de maintenir son propre climat (Notz, 2009). Cette rétroaction se produit à chaque réajustement des champs de température et précipitation lors desquels la géométrie de la calotte est réajustée dans le GCM. Ainsi, un faible pas de temps de couplage permet un plus grand nombre de réajustements des champs climatiques et donc plus d'opportunités pour la glace de s'étendre via la SICI (Herrington and Poulsen, 2011).
2. Le phénomène de SICI influence très fortement la calotte de glace au début de sa croissance avant que ses effets ne diminuent à mesure que la calotte s'étend et que la rétroaction liée à la SICI devient plus faible. En outre, avec un nombre suffisant de « retours » (c'est-à-dire de réajustement des champs de T et P par rapport à l'évolution de la calotte) successifs, le volume et l'étendue de la calotte glaciaire à la fin de la simulation sont globalement similaires malgré des pas de temps de couplage différents. Ils proposent donc l'utilisation d'un couplage adaptatif, avec un très faible pas de temps de couplage au début (< 100 ans) afin de bien modéliser les effets de SICI avant de réduire le pas de temps lorsque ces derniers deviennent négligeables.

L'application de cette méthode aux longues échelles de temps reste néanmoins limitée. D'une part, la nécessité d'un (très) faible pas de temps de couplage pour correctement modéliser le début de la glaciation requiert un très grand nombre de simulations GCM pour ajuster correctement la température et les précipitations aux variations temporelles de la

calotte. D'autre part, cette méthode ne permet pas de réaliser simplement des tests de sensibilité. En effet, s'il existe une plage d'incertitude sur les valeurs des conditions aux limites, un test de deux valeurs différentes nécessite de recommencer la simulation de calotte, et donc toutes les simulations GCM servant à ajuster les forçages climatiques.

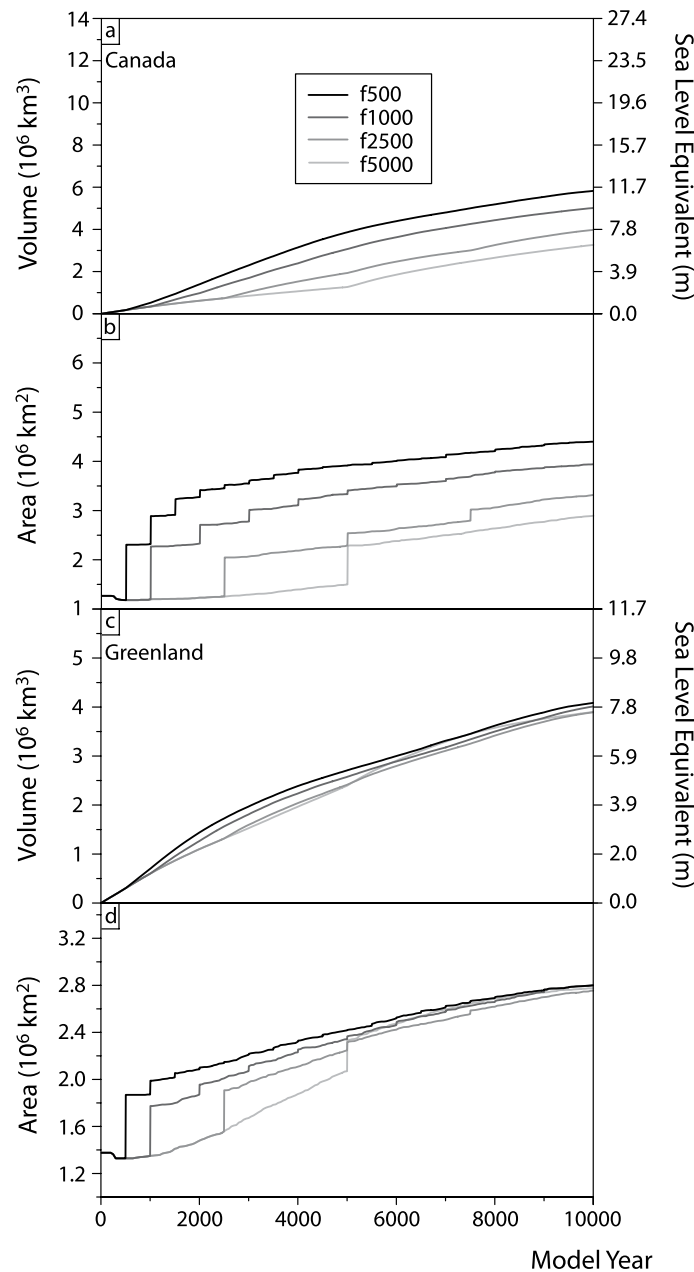


Figure 1.8. Importance du choix du pas de temps de couplage lors d'un couplage asynchrone direct. La figure b montre bien qu'un pas de temps de couplage trop long sous-estime l'étendue réelle de la calotte au début de sa formation. Modifiée d'après Herrington and Poulsen (2011).

2.3.4. Le couplage asynchrone « indirect » (CAI)

Une autre solution pour modéliser les interactions climat – calotte sur de longues échelles de temps est le couplage asynchrone indirect ou par matrice (Pollard, 2010). Cette méthode se base sur une hypothèse simplificatrice selon laquelle, au premier ordre, l'évolution à long terme d'une calotte de glace dépend d'un nombre limité de forçages :

- les paramètres orbitaux
- la pression partielle de CO₂ dans l'atmosphère
- les rétroactions liées à la croissance ou la fonte d'une calotte de glace

Il est de plus considéré que chacun de ces forçages est unidimensionnel, c'est-à-dire, par exemple, que l'effet des paramètres orbitaux sur la calotte va pouvoir se traduire seulement par les variations d'insolation d'été aux hautes latitudes et que les effets des rétroactions liées à la calotte peuvent être traduites par les variations de la surface de celle-ci. A partir de là, il est possible de créer un ensemble d' « états climatiques » (i.e., de champs de température et de précipitations) qui vont être stockés dans une matrice et à partir desquels il sera possible d'interpoler continuellement le climat, autrement dit le forçage de température et de précipitation donné au modèle de calotte de glace. Chacun de ces états climatiques est obtenu à partir de simulations GCM dont les conditions initiales diffèrent afin d'englober toute la plage de variations des trois forçages sus-cités (i.e., l'insolation, le CO₂ et la taille de la calotte). Le nombre minimum d'états climatiques par dimension est donc deux. Dans un second temps, le modèle de calotte de glace, forcé par un climat continuellement interpolé, peut simuler des très longues périodes.

Cette méthode présente deux avantages majeurs. D'abord, il est possible de lancer toutes les simulations GCM permettant d'obtenir les états climatiques en même temps, et non successivement comme dans le couplage asynchrone « direct ». Ceci représente un gain de temps colossal. De plus, le climat est continuellement interpolé en fonction des variations d'insolation, de CO₂ et de taille de calotte, au lieu d'être simplement ajusté et maintenu constant après chaque pas de temps de couplage. De plus, cette méthode permet également de réaliser facilement un grand nombre de tests de sensibilité : les états climatiques étant fixés dès le départ, il est possible de prescrire n'importe quelle variation des forçages externes comme le CO₂. Cependant, il existe également des contreparties aux avantages présentés ci-dessus. Premièrement, les forçages ne sont a priori pas unidimensionnels et poser cette hypothèse n'est pas triviale (Pollard, 2010). Dans le même ordre d'idée, David Pollard décrit

une situation qu'il est compliqué de modéliser correctement avec cette méthode : l'effet d'intensification des précipitations sur les bords de la calotte en développement, lié à la topographie de celle-ci, ne peut pas être simplement interpolé entre deux géométries de calotte, a fortiori si celles-ci diffèrent beaucoup. L'utilisation d'un grand nombre d'états climatiques, qui diffèrent légèrement les uns des autres, pourrait en théorie permettre de réduire ces approximations. Cependant, le temps de calcul nécessaire s'approcherait voire dépasserait celui nécessaire au couplage asynchrone « direct » (Pollard, 2010).

2.3.5. Différences fondamentales entre le CAD et le CAI

Il est extrêmement important de garder à l'esprit que ces deux méthodes de couplage n'ont pas les mêmes objectifs en terme de modélisation de calottes de glace. De par sa nature itérative, le CAD permet de modéliser une glaciation dont l'évolution n'est pas connue *a priori* puisque les forçages (CO_2 , orbite et calotte de glace) sont ajustés à chaque itération. Au contraire, le CAI nécessite au préalable la création d'états climatiques qui englobent toute la plage de variations des forçages. Nécessairement, la taille maximale de la calotte de glace doit être connue (ou tout du moins supposée) *a priori*. L'utilité du CAI n'est donc pas de *tester* un hypothétique englacement mais de *reconstruire l'évolution* de cet englacement sous l'influence de forçages externes, avec la possibilité de réaliser facilement un grand nombre de tests de sensibilité lorsque les forçages sont entachés d'incertitudes.

Par exemple, la glaciation EO est le cas idéal d'application du CAI. Premièrement, la taille maximale de la calotte de glace est connue puisque les données de terrain ont montré que l'Antarctique s'englaçait totalement. Deuxièmement, la glaciation dure quelques centaines de milliers d'années ; elle est (très) longue et n'est donc pas adaptée à l'utilisation du CAD. Troisièmement, si les valeurs des paramètres orbitaux terrestres ont été reconstruites avec précision (Laskar et al., 2004), les variations du taux de CO_2 atmosphérique ne sont connus qu'avec approximation à la fois temporellement et en terme de valeur absolue (Pearson et al., 2009; Pagani et al., 2011) et plusieurs scénarios de variations peuvent donc être envisagés. Plus de détails sont donnés dans le Chapitre III.

3. Problématique, périodes d'études, choix des modèles

3.1. Problématique

Il a été montré dans les sections précédentes qu'entre le Crétacé et le début de l'Oligocène, la Terre est dans une période « greenhouse » donc sans calottes de glace pérennes (> million d'années). Cependant, des événements glaciaires de courte durée émaillent cette période, qui prend fin avec la glaciation EO marquant l'entrée de la Terre dans une période « icehouse » toujours en vigueur à l'heure actuelle. Dans le même temps, une importante réorganisation de la distribution continent/océan a lieu, provoquée par la dérive des continents, et la concentration en CO₂ dans l'atmosphère présente des variations de grande amplitude.

Les conséquences de ces réorganisations sur le climat, telle que les changements de circulation océanique ou les variations de températures et précipitation liées aux distributions latitudinales des continents ou aux taux de CO₂, sont nombreuses, considérables et ont le potentiel pour moduler l'apparition et le développement de calottes de glace. Rétroactivement, celles-ci sont également susceptibles de modifier profondément le climat, en particulier lorsqu'elles restent stables sur le très long terme.

Le travail présenté dans cette thèse s'intéresse donc particulièrement aux liens entre variations paléogéographiques et de CO₂, et calottes glaciaires, notamment sur les conditions permettant le développement de celles-ci. Si le (paléo)climatologue confirmé, qu'il soit modélisateur ou non, peut se douter que ce sujet est bien trop vaste pour être traité dans sa globalité au cours d'une seule thèse, le (paléo)climatologue béotien sera convaincu par les éléments suivants :

1. Les contraintes paléogéographiques sont entachées d'incertitudes non négligeables. A grande échelle, les mouvements tectoniques sont assez bien contraints, la position des continents les uns par rapport aux autres est relativement sûre. En revanche, de nombreux « détails », mais d'une importance potentiellement capitale, ne sont pas connus avec certitude (par exemple, la géométrie du passage de Drake entre l'Antarctique et l'Amérique du Sud, voir Chapitre IV). La conséquence de ces incertitudes est qu'une analyse exhaustive nécessiterait leur prise en compte en multipliant exponentiellement le nombre de simulations à réaliser et analyser.

CHAPITRE I

2. Outre la paléogéographie, les taux de CO₂ atmosphérique sont bien évidemment primordiaux pour évaluer les possibilités de glaciation. Or, ces concentrations ne sont connues, pour la plage de temps qui nous intéresse, que très partiellement et avec une précision relativement faible. De plus, les liens entre variations paléogéographiques, dégazage atmosphérique et teneur en CO₂ ne sont pas explicitement simulés (cela requerrait l'utilisation de modèles supplémentaires ainsi que d'autres hypothèses fortes, voir, par exemple, Lefebvre et al. (2013)). Ceci converge vers la nécessité de réaliser, pour une même paléogéographie, plusieurs simulations à CO₂ différents pour être à même de quantifier les glaciations de cette période en tenant compte des incertitudes.

3. Afin de simuler de façon plus réaliste les entrées potentielles en périodes glaciaires, cette thèse repose sur l'utilisation couplée de GCMs avec un ISM, générant ainsi des simulations nécessitant au minimum plusieurs jours de calcul informatique excluant ainsi la faisabilité des toutes les simulations impliquées par les points 1. et 2.

Ce travail de thèse se concentre donc sur deux sections temporelles au cours de la période Crétacé Moyen – Oligocène, avec des objectifs différents pour chacune et décrits dans la partie suivante.

3.2. Périodes d'études

Pour les raisons explicitées ci-dessus, deux cadres temporels ont été choisis pour étudier les liens entre paléogéographie, CO₂ et calottes de glace : le Crétacé et la transition Eocène-Oligocène.

Ces deux périodes sont très différentes à beaucoup d'égards. En particulier, le Crétacé, même restreint à ses époques moyennes et supérieures (soit de l'Aptien au Maastrichtien environ), couvre 50 millions d'années, là où la transition EO ne représente que 500 000 ans. D'autre part, la glaciation EO marque un basculement majeur du Cénozoïque puisque la Terre passe d'un état « greenhouse » à un état « icehouse » avec l'englacement total de l'Antarctique générant un impact profond et durable sur le climat. Au contraire, les glaciations du Crétacé sont des événements brefs et d'extension relativement faible par rapport à la glaciation EO. De surcroît, ces glaciations ont été bien moins étudiées et sont bien moins contraintes, en grande partie car elles sont beaucoup plus anciennes (il faut garder à

CHAPITRE I

l'esprit que le même laps de temps sépare la glaciation EO du présent que la glaciation EO des dernières glaciations éphémères du Crétacé). Les objectifs de ces deux études vont donc être bien distincts.

Sur le Crétacé, le but est d'établir et de quantifier directement l'impact de la paléogéographie sur le développement de calottes glaciaires aux pôles, en se plaçant dans des conditions favorables à ce développement, et subsidiairement, de fournir à la communauté scientifique des estimations des taux de CO₂ atmosphériques permettant la présence de glace aux pôles au cours du Crétacé (Chapitre II). Il y a en effet un manque en termes de modélisation climat-calottes sur le Crétacé puisqu'il n'existe presque aucune étude publiée à ce sujet. De manière qualitative, les seuils de CO₂ nécessaires à la présence de glace pourront alors être comparées aux reconstructions de données de CO₂ et servir ainsi de proxy indépendant pour évaluer les concentrations en CO₂ au Crétacé.

Sur la transition EO, de nombreuses études ont déjà tentées de quantifier l'impact de la paléogéographie sur l'englacement de l'Antarctique, notamment en démontrant que l'ouverture du passage de Drake ou la formation de la chaîne de montagne des Gamburtsev ont un impact réduit sur le développement de la calotte Antarctique par rapport à la chute de la pCO₂ atmosphérique (DeConto and Pollard, 2003a, 2003b). À partir de ces résultats et d'une abondante littérature relativement précise concernant la glaciation EO, l'évolution de la mise en place de cette calotte a été étudiée, en essayant de proposer un scénario d'entrée en glaciation cohérent et contraint par les données disponibles. Cette étude fait l'objet du Chapitre III.

Le développement de la calotte Antarctique a également été utilisé pour étudier deux aspects de l'influence des changements survenant à la transition Eocène-Oligocène sur le climat. Dans un premier temps a été évalué l'impact de la présence de glace sur le continent Antarctique sur le Courant Circumpolaire Antarctique (ACC), dont le timing d'initiation, qui requiert que les passages océaniques de Drake et de Tasmanie soient ouverts, reste débattu (Chapitre IV). Dans un deuxième temps, dans le cadre d'une collaboration internationale menée par Alexis Licht, alors étudiant en thèse à l'Université de Poitiers, la partie modélisation d'une étude portant sur la mousson asiatique à l'Eocène et à la transition EO a été réalisée (Chapitre IV).

Enfin, le modèle couplé de l'IPSL a été utilisé pour réaliser des expériences « idéalisées » de deux des principaux changements paléogéographiques survenant au cours du Cénozoïque : l'ouverture du passage de Drake et la fermeture du passage de Panama (Chapitre V). Pour des raisons informatiques, qui seront explicitées plus en détails dans le chapitre correspondant, ces expériences couplées n'ont pu être réalisées avec les paléogéographies adaptées et possèdent donc la géographie actuelle, à l'exception des passages océaniques mentionnés. Cette étude est la première étape d'un projet visant à étudier la réponse de la biogéochimie marine aux changements de paléogéographie et de CO₂ au cours du Cénozoïque au sein d'un ESM. Les premiers résultats de cette étude seront présentés ici.

3.3. Description des modèles utilisés

Les simulations présentées dans cette thèse sont basées, pour l'étude des calottes de glace, sur trois modèles :

- FOAM, un GCM moyenne résolution
- LMDz, la composante atmosphérique du modèle de l'IPSL, dans sa version 5
- GRISLI, un ISM

La version 5 du modèle couplé de l'IPSL, IPSL-CM5, a été utilisée pour l'étude sur les passages océaniques.

3.3.1. FOAM

FOAM est un acronyme signifiant *Fast Ocean Atmosphere Model*. C'est un modèle couplé océan-atmosphère-glace de mer qui a été développé en grande partie par Robert Jacob (Jacob, 1997). La description suivante se base en exclusivité sur le site consacré au modèle FOAM : <http://www.mcs.anl.gov/research/projects/foam/>.

La composante atmosphérique de FOAM, PCCM3-UW (*Parallel Community Climate Model version 3 – University of Wisconsin*) est composé principalement du code PCCM2, version parallélisée de CCM2 (*Community Climate Model v2*), développé conjointement au

CHAPITRE I

NCAR (*National Center for Atmospheric Research*), à l'ORNL (*Oak Ridge National Laboratory*) et à l'ANL (*Argonne National Laboratory*), avec des améliorations dans la physique du modèle pour que celle-ci soit équivalente à celle, plus récente, du modèle CCM3.6 (*NCAR Community Climate Model v3.6*). Sa résolution est de 7.5° en longitude par 4.5° en latitude (soit 48×40 cellules) sur une grille longitude-latitude régulière. Dans la version utilisée au cours de cette thèse, PPCM3-UW possède 18 niveaux verticaux. La composante océanique, OM3, est très similaire au modèle MOM (*Modular Ocean Model*), développé au GFDL (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*), ainsi que, par certains aspects, au modèle POP (*Parallel Ocean Program*), dont la version 2 constitue la composante océanique du modèle CESM (*Community Earth System Model*) du NCAR. OM3 possède une résolution de 2.4° par 1.8° (128×128 cellules) sur une grille longitude-latitude régulière et 24 niveaux verticaux dont 12 dans les mille premiers mètres.

FOAM incorpore un modèle de surface continental assez basique, basé sur celui de CCM2 : il y a 5 classes de végétation réparties par bande de latitude et la température est calculée par un modèle de diffusion à 4 couches dont les propriétés dépendent du type de végétation. L'hydrologie est calculée par un modèle dit « bucket » de 15 cm de profondeur. Cela signifie que le sol peut stocker jusqu'à 15 cm d'eau, dont la quantité va modifier l'évaporation, et l'excédent est routé vers l'océan par un modèle de routage parallèle développé spécifiquement par Robert Jacob. La présence de neige modifie les valeurs de température du sol ainsi que son albédo. La résolution de cette composante biosphérique est identique à celle de l'océan soit 2.4° par 1.8° . Le modèle de glace de mer possède aussi la résolution de l'océan et se base sur le code thermodynamique du modèle CSIM2.2.6 (*Community Sea Ice Model version 2.2.6*) développé au NCAR. En revanche, la dynamique de la glace de mer n'est pas intégrée au modèle FOAM. Enfin, les différentes composantes sont liées par un coupleur sans utiliser de corrections de flux.

FOAM est un modèle dont l'objectif affiché est de permettre l'étude de la variabilité long-terme du climat ainsi que l'étude des paléoclimats. Il possède un état climatique moyen qui se compare bien à l'état moyen de modèles plus récents malgré sa relativement faible résolution. Il est de plus très efficace en termes de ressources informatiques et a donc été beaucoup utilisé pour l'étude des climats anciens (e.g., Poulsen et al., 2001b; Poulsen et al., 2003; Pierrehumbert, 2004; Donnadieu et al., 2006; Donnadieu et al., 2009). Ce modèle n'est cependant plus développé à l'heure actuelle.

3.3.2. IPSL-CM5

Comme décrit précédemment, ce modèle a été utilisé de deux manières : soit selon sa composante atmosphérique seule (LMDz) soit dans son ensemble, auquel cas la dénomination IPSLCM5 s'applique (Fig. 1.9).

De manière générale, IPSLCM5 est constitué de plusieurs composantes indépendantes : LMDz (*Laboratoire de Météorologie Dynamique zoom*) pour l'atmosphère, NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*) pour l'océan – incluant PISCES (*Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies*) pour la biogéochimie marine et LIM2 (*Louvain-la-Neuve Ice Model version 2*) pour la glace de mer – et ORCHIDEE (*Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems*) pour la végétation et les processus de surface, tandis qu'OASIS couple NEMO et LMDz. Les modèles de chimie atmosphérique INCA (*INteraction with Chemistry and Aerosols*) et REPROBUS (*Reactive Processes Ruling the Ozone Budget in the Stratosphere*) peuvent également être activés mais n'ont pas été utilisés au cours de cette thèse. Toutes les composantes du modèle IPSLCM5 sont décrites en détails par Dufresne et al. (2013) mais une brève description de LMDz et NEMO est présentée dans la suite.

LMDz

LMDz est un modèle de circulation générale atmosphérique développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique. Le « z » signifie que la grille longitude-latitude du modèle peut être déformée pour zoomer sur une région particulière, augmentant ainsi grandement la résolution locale au détriment des zones à l'opposé sur la sphère terrestre. LMDz est un modèle complexe, qui intègre beaucoup de processus décomposés en une partie dynamique, calculant les solutions numériques des équations générales de la dynamique atmosphérique, et en une partie physique, calculant les détails du climat en chaque point de la grille et contenant les paramétrisations des processus sous-mailles tels que les effets des nuages, de la convection, de l'orographie (LMD_Modelling_Team, 2014). La résolution de LMDz utilisée au cours des travaux présentés ici est de 3.75° par 1.9° (96 x 96 cellules) avec 39 niveaux verticaux.

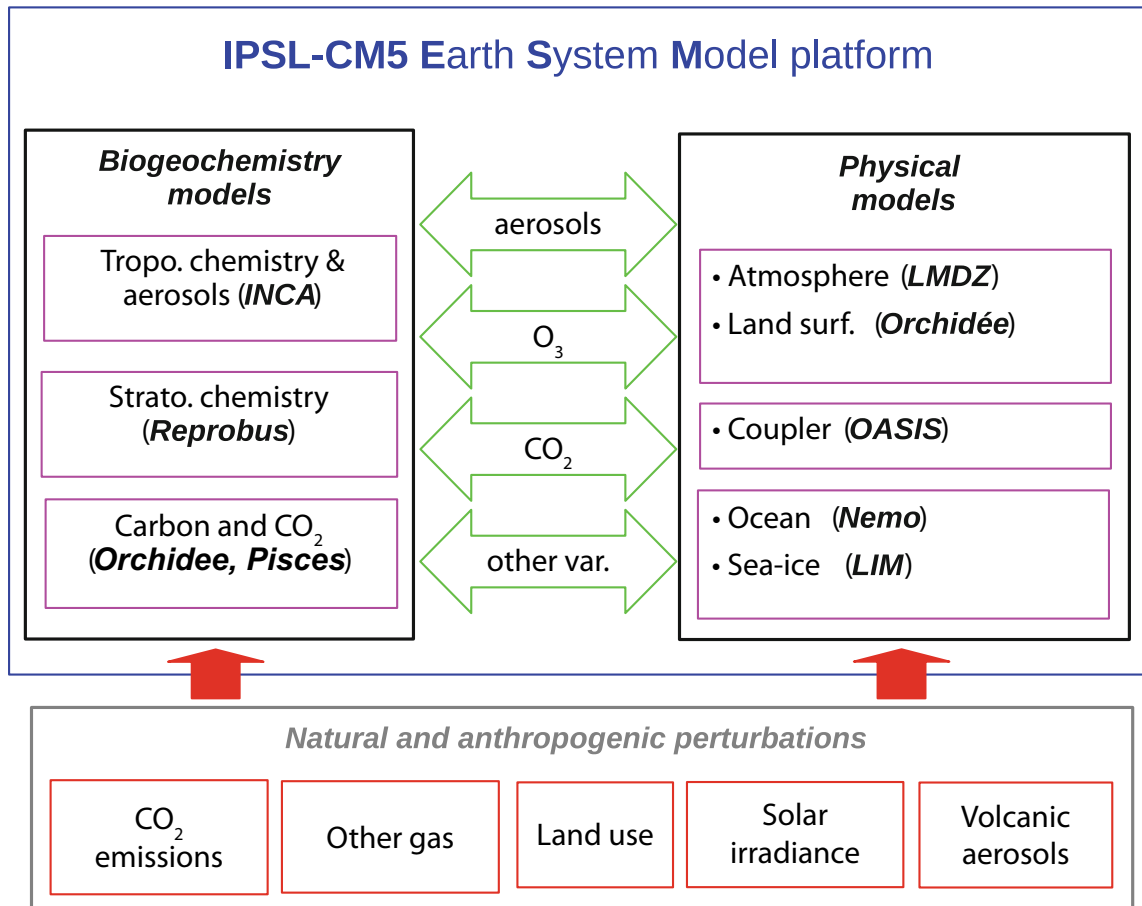


Figure 1.9. Le modèle de système Terre IPSLCM5. Modifié d'après Dufresne et al. (2013).

NEMO

NEMOV3.2 constitue la composante océanique au sens large car elle inclut un modèle de circulation générale océanique, sa brique de base, OPA9 (*Océan PARallélisé version 9*), un modèle de glace de mer, LIM2, ainsi qu'un modèle de biogéochimie marine et de cycle du carbone, PISCES.

OPA9 résout les équations générales de la circulation océanique globale et régionale (Madec and Imbard, 1996) sur une grille tripolaire possédant un pôle sous l'Antarctique et deux pôles dans l'Hémisphère Nord, sous l'Asie et l'Amérique du Nord, afin d'éviter les problèmes de singularité liés à la position du pôle Nord dans l'océan. Dans la configuration ORCA2 utilisée ici, la résolution nominale de 2° est réduite à 0.5° à l'équateur pour améliorer la représentation de la circulation océanique équatoriale. Le modèle possède 31 niveaux verticaux dont l'épaisseur varie de 10 m à la surface à 500 m au fond. Plus de détails peuvent être trouvés dans Dufresne et al. (2013).

3.3.3. GRISLI

GRISLI permet de simuler l'évolution temporelle et spatiale d'une calotte de glace (Ritz et al., 2001). C'est un modèle thermomécanique en trois dimensions qui résout les équations décrivant le comportement de la glace sur une grille cartésienne de 40 km par 40 km (Fig. 1.10). La dynamique de la glace posée (*grounded ice*), des plates-formes de glace flottantes (*ice shelves*), de la ligne d'échouage (*grounding line*) et des fleuves de glace (*ice streams*) est explicitement résolue tandis que le frottement basal est partiellement paramétré. L'évolution de la hauteur de calotte dépend, en chaque point de grille, des vitesses locales de la glace moyennées sur l'épaisseur, du bilan de masse et de la fusion basale.

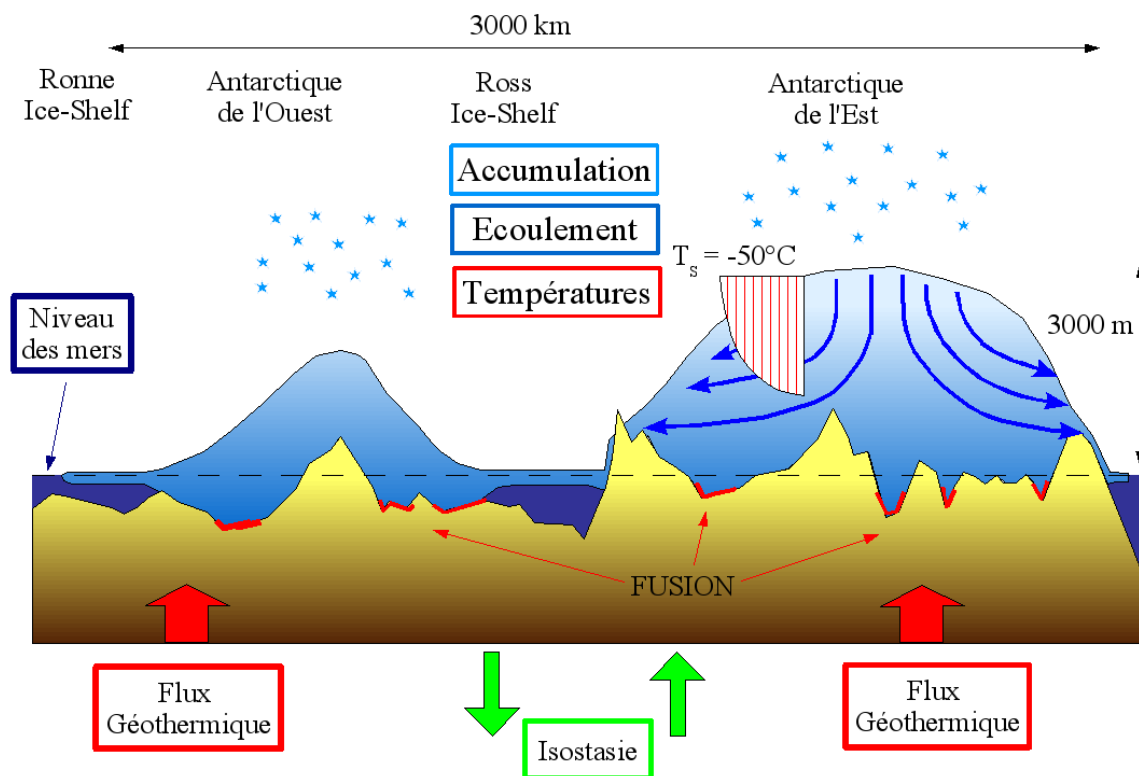


Figure 1.10. Schéma du modèle de calotte de glace GRISLI. Modifié d'après Dumas (2002).

Les vitesses sont calculées à partir de l'approximation SIA (Shallow Ice Approximation) qui considère que les dimensions verticales de la calotte sont faibles par rapport aux dimensions horizontales. Cette approximation est très efficace pour la glace posée car celle-ci est caractérisée par un régime de cisaillement dans un plan vertical (Morland,

1984; Dumas, 2002) mais se révèle moins bonne pour les fleuves et plates-formes de glace flottantes dont le régime prédominant est le cisaillement horizontal et les contraintes normales. Dans ce cas, l'approximation SSA (Shallow Shelf/Stream Approximation) permet de modéliser de façon plus satisfaisante l'écoulement glaciaire dans ces zones (Alvarez-Solas, 2010). Le bilan de masse est quantifié par la différence entre l'accumulation neigeuse et l'ablation. L'accumulation provient des champs climatiques nécessaires pour forcer le modèle GRISLI tandis que l'ablation est calculée par la méthode du PDD (Positive Degree-Day), qui est une loi empirique reliant la température de surface et le taux de fonte (Reeh, 1991). Notons que la neige ou la glace fondue peut éventuellement percoler à travers la couche supérieure et geler à nouveau. Les paramètres inclus dans le calcul du PDD ont été calibrés sur le Groenland (Reeh, 1991) puis validés sur l'Antarctique dans le modèle GRISLI (Ritz et al., 2001). Enfin, la fusion basale représente la fonte glaciaire à l'interface entre la base de la calotte et le socle rocheux. Elle est générée par l'isolement thermique lié à la présence de la calotte, la pression engendrée par celle-ci ainsi que la chaleur produite par la déformation de la glace et par le frottement sur le socle, permettant potentiellement la fonte de la calotte par la base.

En outre, la masse considérable d'une calotte de glace déforme le socle rocheux en dessous. Ce phénomène, communément appelé ajustement isostatique, est pris en compte dans le modèle GRISLI selon une méthode dite « relaxée-régionale » (Le Meur and Huybrechts, 1996). Le poids de la calotte génère une réponse du socle continentale avec un temps de latence de 3000 ans, correspondant au temps nécessaire à l'ajustement de la lithosphère.

3.3.4. Couplage FOAM-LMDz-GRISLI

Ce couplage, utilisé dans la majorité des simulations décrites dans cette thèse, a été mis en place juste avant mes débuts au LSCE par Vincent Lefebvre, Yannick Donnadieu et Christophe Dumas, pour étudier la mise en place de calotte de glace aux pôles à différentes périodes de l'histoire de la Terre. Son origine se trouve dans des simulations irréalistes générées par l'utilisation de champs de température et de précipitations issues de FOAM pour forcer le modèle GRISLI, à cause de la trop faible résolution de la composante atmosphérique de FOAM.

L'idée est donc d'utiliser le modèle LMDz, bien mieux résolu et intégrant plus de processus que l'atmosphère de FOAM, pour générer des champs climatiques permettant de

CHAPITRE I

forcer GRISLI. Cependant, l'utilisation du modèle couplé IPSLCM5 est en pratique très limitée (1) par les ressources informatiques et le temps nécessaire à l'équilibrage de l'océan profond et (2) par le fait que le modèle couplé ne soit pas flexible rendant l'utilisation de paléogéographies différentes de l'actuel impossible pour le moment (voir Chapitre V). Un couplage entre FOAM et LMDz a été réalisé afin de prendre en compte la dynamique océanique tout en profitant de la résolution relativement basse de FOAM permettant de conserver des temps de calcul raisonnables.

Le modèle FOAM est initialisé avec les conditions initiales et aux limites appropriées, puis, après une intégration du modèle pendant 2000 ans, les températures de surface moyennées sur les 50 ou 100 dernières années vont servir à forcer le modèle LMDz. Ce dernier récupère également la topographie continentale, les distributions de végétation, de glace de mer, d'albédo et de rugosité du sol issus de FOAM afin de créer des conditions initiales et aux limites en accord avec la simulation FOAM. Le modèle LMDz est alors intégré pendant 20 ans, c'est-à-dire suffisamment longtemps pour être en équilibre avec les conditions de surface issues de FOAM. Les champs climatiques nécessaires au forçage du modèle GRISLI, à savoir les températures et les précipitations, sont alors récupérés et moyennés sur les 5 ou 10 dernières années d'intégration. La validité climatique de ce couplage sera analysée au Chapitre IV en comparant pour une simulation donnée les sorties atmosphériques de FOAM et celles de LMDz forcées par FOAM.

IMPACT DE LA PALÉOGÉOGRAPHIE SUR LA MISE EN PLACE DE CALOTTES DE GLACE AU COURS DU CRÉTACÉ

Introduction.....	46
1. Aperçu des climats du Crétacé à partir des données de terrain.....	47
1.1. Le Crétacé, une « greenhouse » ?	47
1.2. Des indices de glaciations	49
2. Modélisation des climats du Crétacé.....	51
2.1. Contexte bibliographique.....	51
2.2. Modéliser les événements glaciaires du Crétacé	54
3. Objectifs de l'article et méthodes	58
4. Article en révision pour <i>PNAS</i>.....	61
5. Discussion complémentaire	92

Introduction

Dans ce chapitre est discuté l'influence de la paléogéographie sur la mise en place de conditions favorables à l'apparition de calottes de glace sur Terre, en utilisant le Crétacé Supérieur comme période d'application. Cette partie repose principalement sur un article, coécrit par Jean-Baptiste Ladant et Yannick Donnadieu actuellement en révision pour *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* (PNAS), et qui s'intitule « Paleogeographic regulation of glacial events during the Cretaceous Supergreenhouse ». Dans ce manuscrit, nous démontrons que les variations paléogéographiques survenant durant le Crétacé Supérieur affectent considérablement le climat terrestre et sont à même de favoriser ou d'inhiber l'accumulation de glaces au pôles, et ce, même à des concentrations de CO₂ atmosphériques très modestes. Les simulations numériques réalisées dans le cadre de cette étude utilisent un couplage climat-calotte relativement simple mais très bien calibré vis-à-vis d'une méthode plus complexe détaillée au chapitre suivant. Ce sont de plus les premières simulations utilisant des paléogéographies du Crétacé et incorporant un modèle explicite de calottes de glace. Les résultats présentés dans la suite vont donc potentiellement permettre de mieux contraindre les concentrations de CO₂ régnant durant le Crétacé dans le cadre d'une paléogéographie changeante. En outre, ces résultats vont pouvoir apporter un éclairage nouveau, c'est-à-dire d'un point de vue modélisateur, sur les conditions nécessaires à l'apparition de calottes de glace au cours de périodes de temps bien spécifiques, en particulier lorsque les indices géologiques supportent à la fois la présence et l'absence de calottes de glace.

1. Aperçu des climats du Crétacé à partir des données de terrain

1.1. Le Crétacé, une « greenhouse » ?

Le contexte climatique général au cours du Crétacé est un monde relativement chaud sans calottes de glace aux pôles avec des concentrations en CO₂ dans l'atmosphère de l'ordre d'environ quatre PAL (e.g., Wang et al., 2014).

De très nombreux indices montrent que les températures océaniques et continentales étaient bien plus élevées qu'actuellement (e.g., Kolodny and Raab, 1988; Huber et al., 1995; Markwick, 1998; Tarduno et al., 1998; Clarke and Jenkyns, 1999; Wilson and Norris, 2001; Huber et al., 2002; Wilson et al., 2002; Friedman et al., 2003; Jenkyns et al., 2004; Forster et al., 2007a; Forster et al., 2007b; Moriya et al., 2007; Vandermark et al., 2007; MacLeod et al., 2013). Les estimations de température indiquent un réchauffement de l'Aptien-Albien (voir l'échelle des étages géologiques sur la Fig. 2.1) jusqu'au Turonien avant un refroidissement jusqu'au Maastrichtien (Kolodny and Raab, 1988; Parrish and Spicer, 1988; Ditchfield et al., 1994; Clarke and Jenkyns, 1999; Huber et al., 2002; Pucéat et al., 2003). Lors du Turonien, reconnu comme l'optimum thermique du Crétacé (Wilson et al., 2002; MacLeod et al., 2013), les températures océaniques aux basses latitudes sont estimées entre 3 et 5 °C plus chaudes qu'à l'actuel pour les SST (Kolodny and Raab, 1988; Wilson and Norris, 2001), voire encore plus si l'océan était plus acide dû aux concentrations de CO₂ plus élevées (Wilson et al., 2002), tandis que les températures abyssales peuvent atteindre environ 20 °C (MacLeod et al., 2013). Près de l'équateur, grâce à des analyses paléothermométriques de TEX₈₆ et des enregistrements de δ¹⁸O, Forster et al. (2007b) reportent des SST ≥ 33 °C (entre 4 et 6 °C plus chaud qu'à l'actuel) au Cénomaniens qui montent à 35-36 °C au Turonien. D'autres analyses sur le Site de Demerara Rise dans l'Atlantique équatorial indiquent un refroidissement des SST au cours du Coniacien pour atteindre 32 °C au Santonien (Forster et al., 2007a).

Aux moyennes et hautes latitudes, les températures semblent également très élevées, en surface comme en profondeur. Des estimations de la température de l'océan à environ 1000-1500 m de fond et 30 °N donnent en effet des valeurs augmentant de 12 °C à l'Albien à environ 20 °C à la limite Cénomaniens-Turonien avant de redescendre à 12 °C au Campanien et même à 9 °C au cours du Maastrichtien (Huber et al., 2002). Huber et al. (1995) reportent

CHAPITRE II

des estimations d'environ 15 °C à 60° S au cours de l'Albien ; celles-ci atteignent jusqu'à 24 °C au Coniacien-Santonien avant de redescendre. Similairement, basés sur des analyses de TEX₈₆, Jenkyns et al. (2004) proposent des températures de 15 °C au Maastrichtien dans l'Océan Arctique et extrapolent celles-ci pour suggérer des estimations de 20 °C pour le Crétacé Moyen (90 Ma), bien que ces températures reflètent plus vraisemblablement les estimations estivales (Sellwood and Valdes, 2006). Enfin, des indices paléobiologiques semblent confirmer cette vision d'un monde très chaud, notamment aux hautes latitudes. La présence d'espèces de vertébrés semblables aux crocodiliens modernes, intolérantes au gel et nécessitant des températures moyennes supérieures à 14 °C annuellement et supérieures à 5.5 °C pour le mois le plus froid (Markwick, 1998), indiquent que des conditions chaudes régnaient aux hautes latitudes du Turonien et Coniacien-Santonien (Tarduno et al., 1998; Vandermark et al., 2007).

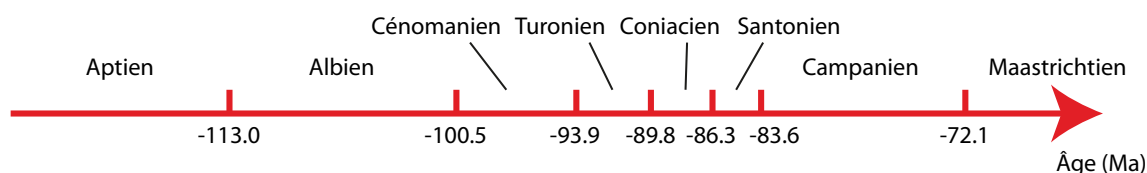


Figure 2.1. Echelle des étages géologiques de la fin du Crétacé.

Néanmoins, certaines études mettent en exergue des conditions plus froides survenant au cours du Crétacé (Ditchfield et al., 1994; Sellwood et al., 1994; Rich et al., 1988; Miller et al., 1999; Price, 1999; Stoll and Schrag, 2000; Miller et al., 2003; Miller et al., 2004; Forster et al., 2007a; Bornemann et al., 2008; Davies et al., 2009; Galeotti et al., 2009; Bowman et al., 2013). Se basant sur des analyses isotopiques de l'oxygène sur des macrofossiles de mollusques d'îles de la péninsule Antarctique, Ditchfield et al. (1994) proposent, par extrapolation de leurs données, que des températures proches de 0 °C aient pu exister au pôle Sud pendant l'Albien et le Maastrichtien et suggèrent également que de la glace aurait pu être présente sur les hauteurs de l'Antarctique. Ces résultats sont en accord avec ceux de Rich et al. (1988) qui estiment la température moyenne annuelle durant l'Aptien-Albien aux hautes latitudes du continent australien (voisin de l'Antarctique à cette époque) inférieure à 5 °C avec une saisonnalité marquée, ainsi qu'avec d'autres données suggérant des températures polaires proches de 0 °C (Sellwood et al., 1994) voire négatives (Amiot et al., 2004). De plus, des indices de la présence de glace de mer hivernale en Arctique (Davies et al., 2009) et en

Antarctique (Bowman et al., 2013) confortent ces conclusions. Les données de TEX₈₆ de Forster et al. (2007a) provenant du site ODP 1259 (Demerara Rise) montrent que deux événements froids (2 à 3 °C de refroidissement) se produisent au cours du Turonien. Les auteurs suggèrent également que ce refroidissement pourrait expliquer les variations de $\delta^{18}\text{O}$ observées par Miller et al. (2003) et Miller et al. (2005b) sans invoquer de composante glacio-eustatique. Cette question de l'existence de calottes glaciaires au cours du Crétacé et plus globalement au cours du Mésozoïque a très bien été étudiée dans un article de revue publié en 1999 par Gregory Price (Price, 1999). Il cherche en particulier à savoir si les oscillations climatiques qui ont ponctué cette très longue période de « greenhouse » ont pu donner lieu à des épisodes de refroidissement suffisant permettant l'apparition de calottes de glace aux pôles. Price identifie quatre (peut-être cinq) étages géologiques du Mésozoïque dans lequel des indices de calottes ont été documentés, dont deux au Crétacé : le Valanginien et l'Aptien.

1.2. Des indices de glaciations

Par la suite, la possibilité de calottes de glace au Crétacé a notamment été promue par Miller et al. (1999; 2003; 2004; 2005b) pour expliquer les chutes de niveau marin mises en évidence sur les plates-formes continentales du New Jersey et de Russie en corrélation avec des excursions positives de $\delta^{18}\text{O}$ benthique, notamment au cours du Maastrichtien et du Cénomanién-Turonien. D'autres études sont aussi arrivées à des conclusions semblables. Stoll and Schrag (2000) corrélient les accroissements de $\delta^{18}\text{O}$ benthique observés dans des carbonates sédimentaires Albien-Santonien provenant d'Italie et d'Espagne avec des régressions dans la courbe de niveau marin de Haq et al. (1987) pour démontrer des occurrences d'événements glaciaires au Cénomanién et au Turonien. Contrairement à Forster et al. (2007a), Bornemann et al. (2008) n'observent aucun signal de refroidissement dans les enregistrements de paléotempérature du site ODP 1259 générés par application de la méthode TEX₈₆. Ils concluent donc que les excursions positives et synchrones de $\delta^{18}\text{O}$ vues dans leurs données benthiques et de surface correspondent à un événement glaciaire en Antarctique. Enfin, les résultats obtenus par Galeotti et al. (2009) sur des sédiments Cénomanién-Coniacien montrent des régressions marines corrélées avec les épisodes majeurs de régression documentés par Miller et al. (2005a) survenant au Cénomanién et au Turonien ainsi qu'avec

CHAPITRE II

les excursions isotopiques de Stoll and Schrag (2000) et Bornemann et al. (2008). Galeotti 2009 suggèrent donc que ces épisodes reflètent bien des phases glaciaires. Par ailleurs, des enregistrements de palynomorphes de l'île Seymour sur la péninsule Antarctique datant du Maastrichtien tendent également à indiquer la présence de calottes de glace sur le continent (Bowman et al., 2013).

Le développement de calottes de glace au cours de l'Aptien/Albien et du Maastrichtien est peu sujet à controverses car ces périodes sont reconnues comme des périodes relativement froides du Crétacé (e.g., Ditchfield et al., 1994; Price, 1999; Pucéat et al., 2003). En revanche, les glaciations Cénomaniennes-Turonien suscitent plus de débats car elles sont corrélées avec l'optimum climatique du Crétacé (e.g., Wilson et al., 2002). Notamment, plusieurs études semblent indiquer l'absence d'évènements glaciaires au cours du Cénomaniens-Turonien. Selon Moriya et al. (2007), l'absence de covariation entre les excursions isotopiques d'enregistrements planctoniques et benthiques de $\delta^{18}\text{O}$ provenant de sédiments proche de la limite Cénomaniens-Turonien indique l'absence de calottes de glace aux hautes latitudes. Ces résultats sont confirmés par les données de Ando et al. (2009) provenant du site de Black Nose (ODP 1050) dans l'Atlantique Ouest. Plus récemment, MacLeod et al. (2013) démontrent l'absence de calottes de glace au Turonien en se basant sur la stabilité de leurs enregistrements planctoniques et benthiques de $\delta^{18}\text{O}$ venant de sédiments localisés en Tanzanie. Signalons enfin que ce débat a fait l'objet d'un court article de perspectives publié par Miller (2009), dans lequel l'auteur insiste sur la nécessité de nouvelles données et de nouvelles études.

En résumé, des évènements glaciaires sont susceptibles de s'être produits au cours de trois périodes de la fin (au sens large) du Crétacé : la limite Aptien/Albien, le Cénomaniens/Turonien et le Maastrichtien. L'objectif de l'article présenté dans ce chapitre est donc de tester ces hypothèses en faisant appel à la modélisation afin de fournir une vision indépendante des études de données préexistantes et de préciser les conditions nécessaires au développement de ces calottes. Au préalable, un rappel des principales études de modélisation sur le Crétacé est présenté.

2. Modélisation des climats du Crétacé

2.1. Contexte bibliographique

Bien que des études de dynamique des fluides utilisant des conteneurs rotatifs (*rotating tanks*) aient déjà simulées les courants de surface un monde présentant une paléogéographie Crétacé (Luyendyk et al., 1972), la modélisation numérique des climats du Crétacé démarre sous l'impulsion des travaux d'Eric Barron et de Warren Washington au début des années 1980 (Barron and Washington, 1982a, 1982b, 1984; Barron, 1983). Ces simulations atmosphériques ou possédant un « swamp ocean », c'est-à-dire un océan réduit à une couche dont la température est calculée à partir de la balance thermique à la surface (Barron and Washington, 1982b), soulèvent de nombreuses questions, telles que la cohérence modèle-données, l'influence de la géographie ou la réorganisation de la circulation atmosphérique (Barron and Washington, 1982a, 1982b). En dépit de la relativement faible résolution et « simplicité » du modèle utilisé, Barron et ses co-auteurs démontrent déjà que la géographie du Crétacé génère de profondes modifications climatiques par rapport au présent (Barron and Washington, 1982a, 1984). Les résultats de Barron and Washington (1984) présentent un Crétacé plus chaud (+ 4.8 K) avec une amplification polaire importante (+ 20 à 30 K) attribuée, dans l'Hémisphère Nord à la disposition des continents et dans l'Hémisphère Sud à la déglaciation de l'Antarctique. Ils notent néanmoins que les températures simulées n'approchent que le minimum de la fourchette de température proposée par les données, ce qui peut s'expliquer par l'absence de prise en compte de concentrations de CO₂ plus élevées (Barron and Washington, 1984). Ces incohérences modèles-données sont bien résumées par Barron (1983) et ont potentiellement plusieurs origines :

- L'absence de certains mécanismes physiques dans le modèle utilisé ainsi que ses paramétrisations
- L'interprétation des données paléoclimatologiques
- D'autres facteurs externes tels que des variations de la composition atmosphérique ou les rétroactions végétation-climat et nuages-climat.

Par la suite, Barron and Washington (1985) incluent l'impact d'un quadruplement du taux de CO₂ dans l'atmosphère et trouvent que la température moyenne est augmentée de 3.6 K supplémentaire par rapport à leurs expériences sans ajout de CO₂. Si les températures sont

CHAPITRE II

plus en accord avec les données, en revanche le gradient équateur-pôle de température n'est pas bien modélisé, avec des températures tropicales trop élevées et des températures polaires trop faibles. C'est ce concept d'« equable climate » (littéralement, « climats égaux ») qui va devenir une des questions fondamentales en modélisation des climats chauds du Crétacé et de l'Eocène (Abbot and Tziperman, 2008; Huber and Caballero, 2011; Rose and Ferreira, 2013) : comment réconcilier les températures modélisées avec les données indiquant un faible gradient équateur-pôle de température et une faible saisonnalité ?

L'inclusion supplémentaire d'un changement de transport de chaleur océanique permet en partie de combler ces différences (Rind and Chandler, 1991; Barron et al., 1993), suggérant d'importantes variations de ce transport dans le passé. En utilisant le modèle GENESIS (Thompson and Pollard, 1995), qui possède un « slab ocean », c'est-à-dire un océan réduit à une couche de mélange de 50 m dans laquelle le transport de chaleur vers les pôles est prescrit, Barron et al. (1995) réalisent une simulation incluant une paléogéographie Crétacé, un taux de CO₂ plus élevé et une augmentation du transport de chaleur. Leurs résultats sont globalement en accord avec la distribution de température au Crétacé mais restent proche des estimations les moins élevées et la saisonnalité reste forte. Avec le même modèle, Otto-Bliesner and Upchurch (1997) et Upchurch et al. (1998) démontrent que la prise en compte d'une végétation adaptée au Crétacé dans une simulation Maastrichtien permet de simuler une élévation de température aux hautes latitudes. Les travaux de Karen Bice, utilisant une approche couplée données-modèle, indiquent en outre que des taux de CO₂ atmosphériques potentiellement très élevés (> 3500 ppm) sont nécessaires pour s'approcher des estimations maximales de température (Bice and Norris, 2002; Bice et al., 2006).

D'autre part, l'utilisation de modèles d'océan forcés par des conditions atmosphériques ont été utilisés pour investiguer la dynamique océanique, notamment les zones de formation d'eaux profondes et la circulation thermohaline, ainsi que les variations de transport de chaleur calculées de façon explicite (Barron and Peterson, 1990; Brady et al., 1998; Poulsen et al., 1998; Poulsen et al., 2001a). Utilisant une paléogéographie de la fin du Crétacé (80 Ma), Brady et al. (1998) simulent une température de surface de l'océan annuelle globale supérieure de 8°C par rapport à l'actuel, avec également une amplification polaire (10-12°C dans les hautes latitudes contre 5-6°C dans les tropiques) et des zones de formation d'eaux profondes principalement aux hautes latitudes mais également une faible convection au niveaux des tropiques notamment dans le bassin Est de la Tethys, résultat également décrit par Barron and Peterson (1990). De plus, les simulations de Poulsen et al. (2001a), qui

CHAPITRE II

comparent deux géographies différentes (Albien et Turonien), montrent que les changements paléogéographiques survenant au Crétacé altèrent grandement la circulation océanique de surface et profonde.

L'avènement des modèles couplés océan-atmosphère a permis de revisiter la modélisation du climat moyen du Crétacé (Bush and Philander, 1997; Otto-Bliesner, 2002). En particulier, Otto-Bliesner (2002) démontrent un assez bon accord entre les résultats de leur modèle et les données en termes de gradient de températures océaniques de surface, de transport de chaleur et de températures profondes dans l'océan. Leurs résultats indiquent aussi des zones de formation d'eaux profondes exclusivement localisées dans les hautes latitudes contrairement au modèle forcé de Barron and Peterson (1990), démontrant l'importance des rétroactions entre l'océan et l'atmosphère. Plus récemment, les résultats d'Upchurch et al. (2015) proposent une piste pour résoudre le problème des « equable climates » du Crétacé. Utilisant le modèle CCSM version 3 (Kiehl and Shields, 2013), ils réalisent plusieurs simulations du Maastrichtien en appliquant une paramétrisation différente pour les gouttes d'eau dans les nuages afin d'exclure l'influence anthropogénique sur les caractéristiques de ces gouttes d'eau (Kiehl and Shields, 2013). Ces simulations sont les premières à simuler correctement des hautes latitudes chaudes en maintenant des concentrations de CO₂ atmosphériques relativement modestes (Upchurch et al., 2015, simulation 2x WP).

Parmi les nombreux travaux numériques se focalisant sur les climats du Crétacé, deux articles en particulier sont intéressants car ils modélisent, en couplé, la comparaison entre différents étages du Crétacé plutôt qu'au présent. Poulsen et al. (2003) montrent que les changements paléogéographiques entre l'Aptien/Albien et le Turonien (c'est-à-dire principalement l'ouverture d'un passage équatorial entre l'Atlantique Nord et Sud) ont généré de profondes modifications océaniques, notamment la mise en place d'une grande cellule de convection dans l'Atlantique Sud en conjonction avec un réchauffement important (leur Figure 3). Ces changements permettent d'expliquer les tendances de variations du $\delta^{18}\text{O}$ entre l'Aptien/Albien et le Turonien (Poulsen et al., 2003). Donnadieu et al. (2006) comparent trois paléogéographies différentes (Aptien, Cénomaniens, Maastrichtien) pour des taux de CO₂ identiques, caractéristiques du Crétacé (1120 ppm). Ils démontrent que les réorganisations paléogéographiques entre l'Aptien et le Maastrichtien (Cénomaniens) génèrent un réchauffement de 3.8 °C (2 °C) en mettant en avant le rôle joué par des rétroactions liées au cycle hydrologique. Donnadieu et al. (2006) montrent effectivement une tendance au

réchauffement entre l'Aptien et le Cénomaniens comme indiqué par les données (e.g., Pucéat et al., 2003). Au contraire, le refroidissement Cénomaniens – Maastrichtien n'est pas correctement simulé, potentiellement à cause d'incertitudes sur la reconstruction paléogéographique du Maastrichtien utilisée dans leur étude. En outre, ces deux études montrent que les changements paléogéographiques impactent de façon considérable le climat du Crétacé, et ce, même en l'absence de variations de la composition atmosphérique en CO₂, rejoignant l'idée que le CO₂ n'est pas le seul forçage impliqué dans l'évolution du climat à long terme (Veizer et al., 2000). Il faut également garder à l'esprit que les modifications paléogéographiques impactent également les taux de CO₂ dans l'atmosphère en modulant les températures et précipitations qui vont impacter l'altération physico-chimique constituant un puits pour le CO₂ (Goddéris et al., 2014, et références). En utilisant le modèle GEOCLIM, qui couple le modèle FOAM (Jacob, 1997) avec un modèle de cycle du carbone (Goddéris and Joachimski, 2004) et un modèle de végétation dynamique (Donnadieu et al., 2009), Goddéris et al. (2014) proposent des taux en CO₂, en équilibre avec la paléogéographie, compris entre environ 800 et 1500 ppm pour le Crétacé Supérieur (courbe « GEOCLIM » sur la Fig. 2.2).

2.2. Modéliser les événements glaciaires du Crétacé

Si beaucoup d'études de modélisation se sont concentrées sur différents aspects des climats du Crétacé, seulement deux se sont intéressées à la possibilité de former des calottes de glace pendant cette période chaude. Price et al. (1998) utilisent un GCM atmosphérique forcé par des températures océaniques de surface fixées selon un profil symétrique et représentant un état « greenhouse » ou « icehouse ». L'état « greenhouse » est caractérisé par des températures maximales à l'équateur de 28 °C et minimales aux pôles de 0 °C, tandis que l'état « icehouse » possède des températures maximales de 24 °C et minimales de -6 °C. Leur modèle incorpore une paléogéographie Albien-Cénomaniens et les paramètres orbitaux et la constante solaire sont identiques à l'actuel. Le CO₂ prescrit est de 1080 ppm. Dans l'état « greenhouse », leur modèle ne simule pas une couverture neigeuse tout au long de l'année ; en revanche, l'état « icehouse » produit une couverture neigeuse permanente sur une surface correspondant à environ 1/3 de l'actuel Antarctique (Price et al., 1998, et Fig. 2.3).

CHAPITRE II

Cependant, ce résultat est attendu, dans la mesure où les températures de surface sont fixées à des valeurs négatives au niveau des pôles.

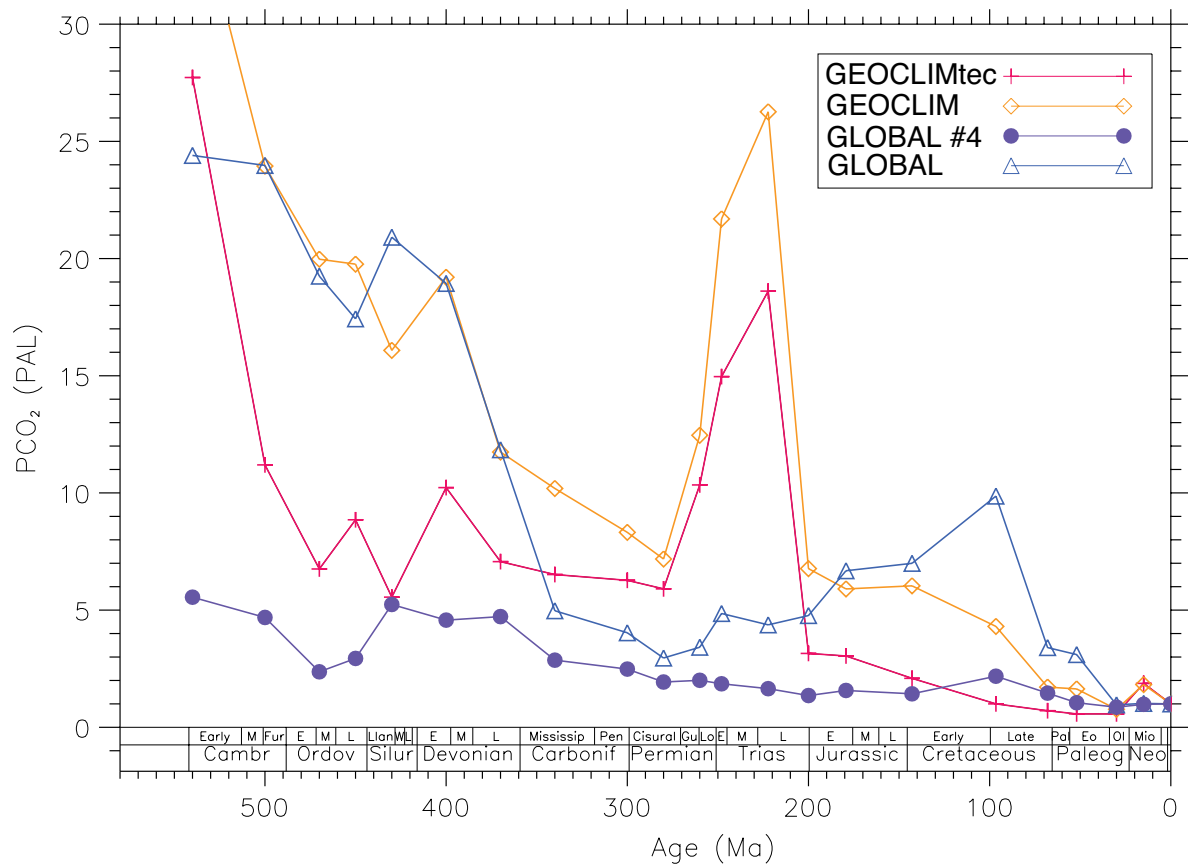


Figure 2.2. Evolution de la $p\text{CO}_2$ au cours du Phanérozoïque pour différents modèles. Les simulations GLOBAL et GLOBAL #4 utilisent un modèle simplifié de GEOCARB (Berner, 2004) tandis que GEOCLIM et GEOCLIMtec utilisent le modèle GEOCLIM (Goddéris et al., 2014). GLOBAL #4 et GEOCLIMtec incluent uniquement les variations de la constante solaire et de la paléogéographie tandis que la simulation GEOCLIM inclue également l'influence des plantes sur l'altération, un dégazage de CO_2 variable au cours du temps et ne considère pas les cycles du carbone organique comme constant (Goddéris et al., 2014). Modifiée d'après Goddéris et al. (2014).

Plus récemment, Flögel et al. (2011) réalisent des simulations avec le modèle GENESIS v3.0 et une paléogéographie de la fin du Crétacé (Maastrichtien), des paramètres orbitaux générant des étés froids ou chauds sur l'Antarctique, et des CO_2 variant de 800 à 1881 ppm. L'élévation moyenne de l'Antarctique dans leurs simulations de base est de 275 m, mais d'autres simulations sont réalisées avec des élévations moyennes de 383 m et 786 m respectivement. En outre, certaines simulations possèdent un albédo plus élevé au début de

CHAPITRE II

l'expérience afin de simuler la présence d'une calotte de glace préexistante. Flögel et al. (2011) n'utilisent pas non plus de modèle explicite de calottes de glace et se basent donc sur l'accumulation neigeuse prescrite par le modèle atmosphérique. Ils calculent ensuite des estimations du volume de glace accumulé par an en multipliant la surface englacée par la hauteur de neige accumulée pour chaque point de grille en prenant garde, pour les points de grille avec de la fonte estivale, à ne considérer que les points dont la surface englacée reste supérieure à 90% pendant le mois le plus chaud. Ils calculent ces estimations pour la première année et la dernière année du modèle puis utilisent la différence comme une mesure de la quantité moyenne de neige accumulée par an. Pour chaque jeu de conditions initiales, ils peuvent alors calculer le nombre d'années nécessaire à obtenir les estimations de volume de glace obtenues à partir des études de données. Dans leurs simulations les plus favorables (Flögel et al., 2011, voir les expériences ecc10 et ecc11 dans leur Table 2), une calotte Antarctique d'environ 12.10^6 km^3 , soit le volume maximum suggéré au Crétacé (Miller et al., 2005a; Miller et al., 2005b), nécessite entre 20 000 et 45 000 ans pour se former dans le cas où est comptée la quantité de neige se maintenant durant l'été austral et 220 000 ans dans le cas où est comptée seulement la quantité de neige se maintenant durant le mois le plus chaud. Néanmoins, puisque les rétroactions d'une calotte en développement ne sont pas prises en compte ici, Flögel et al. (2011) donnent 20 000 ans comme meilleure estimation du temps nécessaire à l'accumulation de la calotte Antarctique, dans le cas où les conditions favorables sont réunies (c'est-à-dire, une orbite froide, une $p\text{CO}_2$ de 800 ppm, une topographie élevée et pas de glace préexistante). Ces résultats semblent compatibles avec les temps de formation de la calotte donnés par les proxies et seraient générés principalement par la combinaison d'une faible insolation et d'une faible $p\text{CO}_2$ (Flögel et al., 2011).

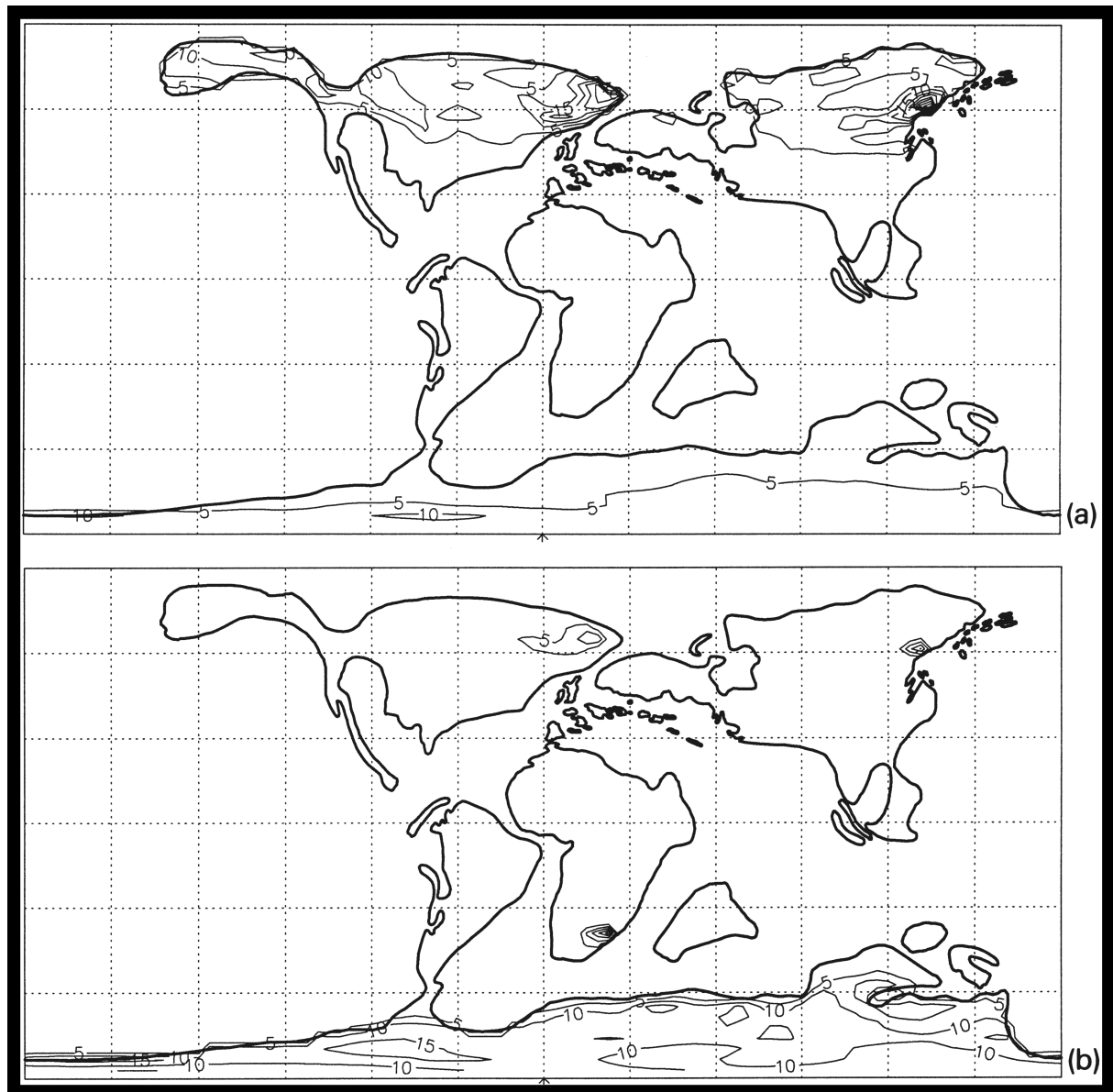


Figure 2.3. Hauteur de neige dans l'état « icehouse » lors de l'été austral (a) et de l'été boréal (b).
Modifiée d'après Price et al. (1998).

3. Objectifs de l'article et méthodes

Le travail présenté ci-après répond donc à un besoin motivé 1) par les indices et idées que peuvent apporter la modélisation dans la compréhension de la dynamique climatique et glaciaire au Crétacé et 2) par l'absence d'études de modélisation ayant rigoureusement étudié la possible mise en place de ces calottes. En effet, les travaux de Price et al. (1998) et de Flögel et al. (2011) n'incluent ni modèle de dynamique océanique (seulement un slab pour Flögel et al. (2011)), ni modèles de calotte et Price et al. (1998) utilisent en plus des conditions de températures de surface fixes. De surcroît, les auteurs précédents n'utilisent qu'une seule paléogéographie et ne comparent donc pas différents étages du Crétacé. Nous avons donc mis en place un protocole expérimental pour répondre à plusieurs questions concernant l'existence de calottes de glace au Crétacé :

- Quelle est l'influence de la paléogéographie sur le développement de ces calottes ?
- Sous quels taux de CO₂ se développent-elles ? Ceux-ci varient-ils selon la paléogéographie ?
- Est-il possible de proposer une réponse d'un point de vue modélisateur à la controverse sur une glaciation durant le Turonien, considéré comme l'Optimum Climatique du Crétacé ?

Comme expliqué dans le chapitre introductif, le peu de contraintes existant sur les facteurs majeurs impactant le développement d'une calotte de glace, tels que la pCO₂ ou les paramètres orbitaux, ainsi que les incertitudes associées à la datation précise des événements glaciaires du Crétacé empêchent l'application de la méthode de couplage asynchrone indirect entre le climat et la calotte que nous avons développé et qui est décrite en détails dans le chapitre suivant. Un couplage asynchrone direct similaire à celui utilisé par Lowry et al. (2014) pour étudier l'initiation de phases glaciaires au Paléozoïque n'est pas non plus applicable ici car, contrairement au modèle d'océan « slab » de Lowry et al. (2014), nous souhaitons incorporer la dynamique océanique, ce qui allonge considérablement les temps de calcul.

Nous avons donc appliqué une méthode très simple mais rigoureusement contrainte vis-à-vis de notre méthode de couplage asynchrone directe. Cette procédure simple est

CHAPITRE II

détaillée dans la suite, de même que les principales conditions aux limites utilisées. Ces informations sont aussi disponibles dans la section *Methods* de l'article.

Nous disposons donc de trois paléogéographies, caractéristiques 1) de la fin de l'Aptien ou du début de l'Albien il y a environ 115-110 Ma et dénommé Aptien dans la suite ; 2) du Cénomanién-Turonien (~ 95-90 Ma) et dénommé Turonien dans la suite ; 3) du Maastrichtien il y a 70 Ma. Ces paléogéographies sont tirées des récentes reconstructions de Sewall et al. (2007). Pour ne pas favoriser l'englacement de l'Antarctique à une période ou une autre, et en raison des énormes incertitudes sur la topographie et le trait de côtes de l'Antarctique au Crétacé, nous avons choisi d'imposer une topographie identique pour le continent Antarctique. La topographie maximale proposée par Wilson et al. (2012) pour l'Antarctique à la transition Eocène-Oligocène a été récupérée et imposée à la place des topographies Antarctique issues de Sewall et al. (2007). Ce choix est dicté par le fait qu'encore aujourd'hui, la topographie proposée par Wilson et al. (2012) est la reconstruction topographique de l'Antarctique qui remonte le plus loin dans le passé.

Pour chacune de ces trois paléogéographies et pour trois valeurs de $p\text{CO}_2$ différentes (560, 840 et 1120 ppm, soit 2, 3 et 4x PAL), nous avons appliqué l'ensemble FOAM-LMDz-GRISLI décrit dans le chapitre d'introduction. Les paramètres orbitaux de la Terre ont été choisis pour simuler un minimum d'insolation estival sur l'Antarctique afin de modéliser les conditions les plus favorables à un potentiel englacement. La constante solaire a été adaptée pour chaque simulation en appliquant une réduction de 1% par 100 millions d'années (Crowley and Baum, 1992). Notons enfin que l'état initial de l'océan est pris identique à l'actuel en terme de salinité mais que les températures initiales sont augmentées de 9, 11 et 12 °C pour les simulations à 560, 840 et 1120 ppm respectivement, afin de démarrer à partir d'un océan chaud représentatif du Crétacé. Pour chacune des 9 simulations, le modèle GRISLI a ensuite simulé la calotte Antarctique pendant 10 000 ans à partir des forçages constants de température et de précipitations correspondants. Cette durée correspond à environ une demi-période de précession et représente donc approximativement la période au cours de laquelle des conditions d'insolation favorables à la croissance de la glace vont être présentes.

Puisque les méthodes d'interaction climat-calotte rappelées ci-dessus ne pouvaient être appliquées et donc que les rétroactions de la calotte sur le climat ne sont pas prises en compte, il est nécessaire de calibrer la méthode simple par rapport à une méthode plus complexe. Nous avons donc utilisé la même procédure pour simuler la croissance de la glace à la transition Eocène-Oligocène pour 4 $p\text{CO}_2$ différentes (560, 840, 980 et 1120 ppm), avec les mêmes

CHAPITRE II

paramètres orbitaux et une constante solaire adaptée. Nous avons obtenu pour chacune de ces 4 simulations supplémentaires une surface de calotte de glace Antarctique en équilibre avec les forçages de températures et de précipitation imposés. Les travaux que nous avons réalisés précédemment (et présentés dans le chapitre suivant) sur la glaciation Eocène-Oligocène avec une méthode complexe d'interactions climat-calotte nous a permis de déterminer que la glaciation Antarctique se déclenche lorsque la $p\text{CO}_2$ passe sous un seuil d'environ 925 ppm (Ladant et al., 2014). Nous avons donc considéré que la surface de calotte, obtenue avec la méthode simple sous des forçages constants et représentative d'un englacement de l'Antarctique dans le cas de l'application d'une méthode plus complexe, était comprise entre les surfaces de calottes obtenues avec la méthode simple pour 840 et 980 ppm. Autrement dit, si la surface de calotte obtenue avec la méthode simple est suffisamment grande, les rétroactions liées à la calotte vont être suffisantes pour générer une calotte pérenne malgré les changements de conditions orbitales (se référer à la figure 8 des *Supplementary Information* de l'article). Ainsi, pour rester prudent sur d'éventuelles incertitudes, nous avons choisi le critère suivant : si la surface de calotte obtenue pour une simulation Crétacé est supérieure à celle obtenue pour la simulation Eocène-Oligocène à 840 ppm, alors un événement glaciaire est considéré comme ayant pu se produire. On peut alors en déduire, pour chacune des paléogéographies Crétacé, le seuil de CO_2 à dépasser pour générer l'englacement de l'Antarctique.

Il faut cependant noter que cette méthode simple ne permet pas de fournir des estimations fiables du volume de glace potentiellement accumulé car les interactions climat-calotte ne sont pas correctement simulées et la calotte n'est donc pas réellement à l'équilibre avec le climat.

4. Article en révision pour *PNAS*

1 **Title page**

2 **Classification**

3 PHYSICAL SCIENCES: Earth, Atmospheric and Planetary Sciences

4

5 **Title**

6 Paleogeographic regulation of glacial events during the Cretaceous Supergreenhouse

7 Short title: Paleogeography-regulated Cretaceous glacial events

8

9 **Author affiliation**

10 Jean-Baptiste Ladant and Yannick Donnadiou

11 Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, 91191 Gif-
12 sur-Yvette, FRANCE

13

14 **Corresponding author**

15 Jean-Baptiste Ladant

16 Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Bâtiment 701, Pièce 41 b, CEA-
17 CNRS-UVSQ, 91191 Gif-sur-Yvette, FRANCE.

18 E-mail: jean-baptiste.ladant@lsce.ipsl.fr

19 Tel: +33 1 69 08 31 97

20

21 **Keywords**

22 Climate modeling; ice sheets; paleogeography; Cretaceous

23 Abstract

24 The Cretaceous is historically considered as an ice-free supergreenhouse
25 characterized by warm temperatures and polar distributions of low latitude fauna
26 and flora [Barron EJ (1983), *Earth-Science Reviews* 19(4):305-338]. The accumulation
27 of recent data documenting a dynamic Cretaceous climate suffering glacial events yet
28 questions the conditions under which ice can perennially accumulate at the poles
29 under warmer climates. This issue is becoming critical regarding the less and less
30 futuristic forecast of a mostly ice-free future. In this contribution, we present
31 numerical evidence that paleogeographic modifications could have either promoted or
32 hindered ice sheet development over Antarctica, in spite of relatively modest
33 atmospheric CO₂ levels. Notably, we find that the paleogeography typifying the
34 climatic optimum of the Cretaceous (95-90 Ma) induces a high resilience of the Earth
35 System with no perennial ice accumulation occurring at low CO₂ levels such as 560
36 ppm. In details, the intertwined effect of a wetter atmosphere and a decreased
37 summer albedo efficiently hampers ice sheet expansion over Antarctica during the
38 Turonian (~ 95 Ma). Conversely, continental configurations from the late Aptian (~
39 115 Ma) and the Maastrichtian (~ 70 Ma) periods set the stage for a cooler climate
40 which in turn favors the onset of Southern Polar ice sheets.

41

42 Significance statement

43 Short-lived glacial events have occurred throughout the warm Cretaceous period (145-65
44 Ma) but some of them remain enigmatic. Particularly, during the Turonian Climatic

Optimum (~ 95 Ma), a proposed glacial event has retained much attention as evidence argues for and against its existence. Here we show that the Cretaceous paleogeography has the potential to efficiently regulate occurrences of glacial events, as has the atmospheric CO₂ concentration. Notably, we numerically demonstrate that paleogeography-driven feedbacks have thwarted the accumulation of ice during the Turonian whereas our models confirm the existence of ice sheets during the Aptian (~ 115 Ma) and the Maastrichtian (~ 70 Ma).

Manuscript text

Main text

Estimates of Cretaceous temperatures reveal both inland (1, 2) and oceanic (3, 4) temperatures up to several degrees warmer than today. Reduced meridional temperature gradients (5) kept high latitude warm as indicated for instance by evidence for ectothermic crocodilian species poleward of 70°N (6) or fossil woods on the Antarctic Peninsula (2). The last fifteen years have witnessed the emergence of a substantial amount of data reporting a greater variability of Cretaceous climates. In particular, geochemical proxies point to long-term changes in temperature with a warming trend from the late Aptian to the Turonian followed by a cooling trend till the Maastrichtian (7), while several pieces of evidence (8), including sea level reconstructions (9), oxygen isotopes excursions (10) or palynomorph records (11), converge to suggest that small to intermediate polar ice sheets may have periodically developed, specifically during the aforementioned geological stages. If the presence of ephemeral Antarctic ice sheets during the late Aptian and the

67 Maastrichtian are rather consensual, arguments in favor of glacial episodes during the
68 Turonian are vividly debated as this stage represents the Cretaceous “Climatic Optimum”
69 (4). Evidence for Turonian ice sheets rely on isotopes records (10, 12) and sequence
70 stratigraphy (13, 14) and may benefit from additional support provided by the revision of
71 atmospheric $p\text{CO}_2$ estimates during the Cretaceous (15). Indeed, these last estimates
72 suggest that $p\text{CO}_2$ levels may have remained comprised between 500 and 1200 ppm, a
73 range comparable to those required to trigger the Eocene-Oligocene Antarctic glaciation
74 (16, 17).

75 In this study, through the use of a coupled setup between climate and ice sheet
76 models, we investigate the impact of paleogeographic changes on the sensitivity of the
77 Cretaceous climatic system to glacial onset. Most studies coupling deep-time climate and
78 ice sheets have focused on the Cenozoic initiation of the Antarctic and Greenland
79 glaciations (16, 17). Some have looked back further in time with a focus on the Ordovician
80 and on the Permo-Carboniferous glaciations (18) but they remain sporadic. Here we apply
81 for the first-time a coupled climate ice sheet model on the Cretaceous. We realize
82 experiments spanning the $p\text{CO}_2$ range (560, 840 and 1120 ppm) for the end of the Mesozoic
83 with three different paleogeographies (19), representing the late Aptian, the Cenomanian-
84 Turonian (hereafter, Turonian) and the early Maastrichtian (Fig. S1). The boundary
85 conditions are identical and kept to modern except for the time-dependent solar constant
86 and the orbital parameters of the Earth, which are designed to induce cold summer
87 conditions over the Southern high latitudes to favor the potential ice sheet onset. A well-
88 constrained coupled climate-ice sheet methodology is then used to evaluate the potential
89 development of polar ice sheets (see Methods).

90 Paleogeographic reorganizations profoundly affect the distribution of land ice over
91 the high latitudes of the Earth (Fig. 1 and Fig. S2). At 1120 ppm, the climate is warm
92 enough to prevent any significant ice growth. When CO₂ is decreased to 840 ppm, small
93 isolated ice caps develop over Antarctica's highest peaks in the Aptian configuration but
94 their sizes are too modest to remain perennial. In contrast, a further drop to 560 ppm allows
95 a substantial amount of ice to accumulate over the Aptian and Maastrichtian Antarctica
96 while Turonian Antarctica persists in an ice-free state. We also tested the possibility of the
97 existence of Northern Hemisphere ice sheets by running the models with a cold summer
98 orbital configuration for the Northern Hemisphere summers and a low atmospheric CO₂
99 level of 560 ppm. In agreement with previous studies showing a lower sensitivity of the
100 Northern Hemisphere to glaciation during Cenozoic times (17), our simulations reveal that
101 ice does not amass in any of the three paleogeography (Fig. S2). In the following, we put
102 emphasis on the 560 ppm simulations with the cold Southern Hemisphere summer orbital
103 conditions, as we are interested here in deciphering why the Turonian world remains free of
104 ice.

105 Ice sheet mass balance analyses show positive snow accumulation regardless of the
106 paleogeographic configuration (Fig. S3). The absence of ice during the Turonian is
107 therefore driven by the ablation, that is to say summer temperatures. Global mean
108 calculations indeed demonstrate that the Turonian world is the warmest and the wettest
109 irrespective of the CO₂ level (Table S1). Turonian Global Mean Annual Surface
110 Temperature (GMAST) and Specific Humidity (Q) at 500 hPa are consistently about 3.5°C
111 (0.5 g/kg) higher than Aptian GMAST (Q) and about 2°C (0.3 g/kg) higher than
112 Maastrichtian GMAST (Q). In details, the global warming during the Turonian displays

113 regionally non-uniform patterns, partly linked to continental (oceanic) areas becoming
114 oceanic (continental), with a significant polar amplification and strong seasonal variations
115 (Fig. 2).

116 A strong summer warming occurs over Turonian Southern Hemisphere high-
117 latitudes relative to the Aptian and Maastrichtian (Fig. 2). This temperature rise results
118 from the combination of two factors. First, the wetter upper troposphere and stratosphere
119 generates a drastic enhancement of the summer greenhouse effect over Antarctica (Fig. 3).
120 Second, the near complete snow melting profoundly alters the albedo over Antarctica (Fig.
121 S4), which results in a more efficient solar absorption (Fig. 3). Cloud changes also
122 modulate these two processes. The reduction in low-altitude clouds, impacting the amount
123 of absorbed solar radiation, yields a strong positive radiative feedback between 40°S and
124 80°S (Fig. 3b). In contrast, the feedback from high-altitude clouds change is actually
125 negative, leading to a slightly less effective greenhouse effect (Fig. 3b). Contrary to the
126 Southern Hemisphere, similar summer temperatures affect the Northern Hemisphere high-
127 latitudes in all paleogeographies. Though of less influence regarding ice sheet development,
128 Turonian winter temperatures are higher in both hemispheres and contribute to maintaining
129 a warmer climate year-round (Fig. 2). In the South, the areas of warming/cooling between
130 the Turonian and the Aptian (powerful warming in the Southern Atlantic and Indian
131 Oceans) or the Maastrichtian (Pacific warming and Indian Ocean cooling) are closely
132 correlated to the onset or shutdown of convective mixing areas in the Southern Ocean (Fig.
133 2 and Fig. S5). This vertical mixing is generated by the radiative winter cooling of surface
134 waters, which sink due to increased density, leading to the upwelling of warmer subsurface
135 waters, thus efficiently warming the ocean and preventing sea-ice formation (20). More

136 heat and moisture are therefore available in the atmosphere leading to the Antarctic
137 warming. In the Northern Hemisphere, the more fragmented Turonian configuration
138 coupled to a substantial sea-ice loss generates increased winter evaporation and a drastic
139 temperature rise. Clearsky greenhouse effect due to increased moisture accounts for most of
140 the warming in both hemispheres while longwave cloud changes produce the residual
141 warming (Fig. S6). In our simulations, the Turonian Antarctica is thus maintained free of
142 ice through the combined warming effects of decreased albedo and increased upper
143 tropospheric moisture during the summer season. Additional analyses (Fig. S7) indicate
144 that the Turonian configuration results in a larger southward extratropical Ocean Heat
145 Transport (in spite of a near identical Total Heat Transport), thus efficiently moistening the
146 mid- to high-latitudes of the Southern Hemisphere through atmospheric convective
147 adjustment (21), as indicated by increased mid-latitudes convective precipitations (Fig. S7).

148 Independent of the polar ice sheet issue, which has never been investigated before
149 with a 3D ice sheet model, our numerical results exhibit analogous conclusions with respect
150 to previous modeling work. Sites of deep-water formation (interpreted as areas of
151 convective mixing) are located in the North Pacific and in the Southern Ocean (22) and the
152 Aptian-Turonian South Atlantic temperature rise and onset of deep-water formation has
153 also been documented elsewhere (23). In addition, the Aptian to Maastrichtian shift in
154 Southern Ocean convective mixing areas is also consistent with the onset of deep-water
155 formation in the South Atlantic and Proto-Indian Ocean during the Late Cretaceous inferred
156 from neodymium isotopes (24). With regard to the only previous coupled modeling study
157 that attempted to compare different Middle-Late Cretaceous paleogeographies (25), our
158 simulations benefit from a dynamical ocean, improved topographic and bathymetric

159 reconstructions and improved resolution. As a consequence, the simulated temperatures are
160 in better agreement with the data, notably in the Maastrichtian configuration.

161 High-latitudes ice sheets during the warm Cretaceous is a long lasting debate with
162 numerous and considerable implications, regarding interpretations not only of past proxy
163 data and climatic system (4, 8, 10, 14) but also of Cretaceous faunal and floral polar
164 ecosystems, such as dinosaurs (26). While corroborating the available evidence for Aptian
165 and Maastrichtian ephemeral glaciations (8, 27), our results demonstrate that tectonic
166 movements have efficiently thwarted the development of ephemeral glacial periods in the
167 Turonian, suggesting that recorded sea level falls and oxygen isotopes excursions are not
168 controlled by glacio-eustasy, thus calling for a reinterpretation of these data. However and
169 although unlikely, as latest studies correlates the Turonian with the highest CO₂ levels of
170 the Cretaceous (28), onset of glacial events cannot be indisputably ruled out in case of
171 dramatic – yet unrecorded due to poor temporal resolution and high uncertainties – falls of
172 atmospheric CO₂ levels. Furthermore, our numerical simulations confirm the Middle-Late
173 Cretaceous temperature trend derived from Western Tethyan platform (Fig. S1) $\delta^{18}\text{O}$ data
174 (7). Paleogeographic modifications can alone explain the Aptian to Turonian warming and
175 the Turonian to Maastrichtian cooling but best fit the data when considering high CO₂
176 levels during the Turonian (Table S2), especially between the Aptian and the Turonian.
177 Recently suggested low CO₂ levels (< 400 ppm) during the Maastrichtian (29) may explain
178 part of the gap between the simulated cooling and the temperature drop inferred from the
179 data.

180 Ultimately, our findings provide independent evidence that relatively modest
181 atmospheric CO₂ levels occurred during the Cretaceous, especially when the presence of
182 ephemeral ice sheets is unquestionably attested, but that paleogeographic-climate feedbacks
183 have the ability to efficiently impede the onset of polar ice sheets. Unconditional support is
184 therefore provided to the vision of a hot, ice-free Turonian epitomizing the concept of
185 “Climatic Optimum”.

186

187 **Methods**

188 *Paleogeographic reconstructions and boundary conditions*

189 Our paleogeographic reconstructions are taken from ref. (19), which provides four
190 paleogeographic time slices for the Cretaceous (Fig. S1). We modified these maps over
191 Antarctica as its paleotopography is of primary importance for possible glaciations. The
192 Antarctic paleotopography is mostly unknown for the Cretaceous and as such is barely
193 discussed in ref. (19), so we have chosen to patch the same Antarctic topography over the
194 three reconstructions, while the bathymetry and topographic features located outside the
195 patched Antarctic topography were left untouched. This ensures that our results are not
196 related to local topographic effects. This Antarctic topography is taken from ref. (30) for
197 the Eocene-Oligocene (EO) because it is the oldest epoch for which a realistic topography
198 is available for Antarctica. Hopefully, the ANTscape project might provide new
199 paleotopographic maps of Antarctica for other epochs in the future (www.antscape.org).
200 We impose the same boundary conditions except the time-dependent solar constant, which
201 is calculated by reducing the modern by 1% per 100 million years (31). This yields solar

202 constant values of 1351.4 W.m^{-2} for the Aptian, 1354 W.m^{-2} for the Cenomanian-Turonian
203 and 1357.4 W.m^{-2} for the Maastrichtian.

204

205 *Coupled climate-ice sheet methodology*

206 Several recent studies have shown that complex coupling between General
207 Circulation Models (GCMs) and Ice Sheet Models (ISMs) was required to provide relevant
208 estimates of the ice volume which can be accommodated over the high latitudes (16, 32). In
209 particular, we have recently proposed a complex new method, which takes into account
210 variations of the Earth's orbit and of the atmospheric CO_2 levels but also feedbacks related
211 to the expansion of an ice sheet, that is, albedo and height-mass balance feedbacks (16).
212 The application of this method to the EO transition (34 – 33.5 Ma) has given results
213 extremely well correlated with proxy data, in terms of CO_2 threshold for the glaciation and
214 of temporal evolution of the ice sheet. This method, however, necessitates relatively well-
215 documented variations of atmospheric CO_2 levels and orbital parameters and is
216 unfortunately still computationally exceedingly expensive.

217 In this study, we follow a different approach. Our purpose here is to compare the sensitivity
218 of three Cretaceous paleogeographies to glacial onset and to provide reliable CO_2 estimates
219 of the levels required to trigger hundreds of thousands of years to million year-long stable
220 ice sheets in order to look at the Cretaceous ice sheets debate with a novel, model-based
221 procedure and to help constraining poorly known Cretaceous atmospheric CO_2 levels. The
222 direct application of our complex climate-ice sheet coupling method is therefore
223 unnecessary here and would anyway be hampered by the still scarcely resolved Cretaceous
224 data. We thus have applied a relatively simple one-way coupling method, which allows us

225 to test the broad range of boundary conditions we dispose of, and which is explained with
226 more details below. Moreover, another recent study has attested of the relevance of simple
227 one-way coupling between climate and ice sheets regarding the estimation of atmospheric
228 CO₂ thresholds for stable glacial onset (18) (see Data Repository, Section C).

229

230 *Models and method details*

231 The basics of this method is identical to the one developed in ref. (16) but a brief
232 description follows: we use the Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) Atmospheric GCM
233 LMDz (33), with a 3.75° x 1.9° resolution and 39 vertical levels, to generate temperature
234 and precipitation fields which will subsequently be used to drive the 3D ISM GRISLI (34).
235 To incorporate the dynamics of the ocean, and because the time required to simulate three
236 paleogeographic time slices at different CO₂ levels with the high-resolution fully coupled
237 IPSL-CM5 model is prohibitive, we use the mixed resolution (ocean: 2.8° x 1.4° and 24
238 vertical levels; atmosphere: 7.5° x 4.5° and 18 vertical levels) fully coupled Fast Ocean
239 Atmosphere Model (35) as a sea surface temperature (SST) generator. For each
240 combination of paleogeography and CO₂, we integrate the FOAM model for 2000 years
241 without deep ocean acceleration or flux corrections and average the SST field over the last
242 50 years of simulation. We then use the SST fields to force the high resolution AGCM
243 LMDz for 20 years with identical boundary conditions (see also ref. (36)). In both GCMs,
244 the orbital parameters are maintained constant to a favorable configuration for the inception
245 of a glaciation in the Southern Hemisphere (eccentricity = 0.05, obliquity = 24.5° and
246 perihelion in July). Temperature and precipitation fields are subsequently averaged over the
247 last 5 years of simulation and used to drive GRISLI, which runs on a 40 km x 40 km grid.

248 In the present work, the ice sheet model is run for 10 kyrs keeping the temperature and
249 precipitation forcings constant to evaluate potential ice sheet onset within each combination
250 of paleogeography and CO₂. The integration of the ISM is chosen as approximately half of
251 a precession period because this time length represents roughly the time during which fairly
252 favorable conditions for ice sheet growth will occur over the high-latitudes.
253 Note that throughout the text, atmospheric analyses are conducted with the LMDz model
254 while oceanic analyses rely on the FOAM model.

255

256 *Calibration of the one-way method*

257 The simple method described above does not include ice sheet feedbacks on
258 climate. It is thus necessary to calibrate its results versus those deduced from more complex
259 methods, which includes these feedbacks. Because we recently applied such a method to
260 the EO glaciation (16), we carry out calibrating experiments using the same procedure as
261 described above. We use the EO paleogeography from ref. (16), the same Southern
262 Hemisphere cold summers orbital conditions and an adapted solar constant, while other
263 boundary conditions are kept identical. We test four different atmospheric CO₂ levels: 1120
264 ppm, 980 ppm, 840 ppm and 560 ppm. These levels bracket the CO₂ threshold for a
265 perennial Antarctic glaciation derived with the more complex method and which is about
266 925 ppm, a value close to the CO₂ threshold obtained with other models and also in
267 agreement with paleo-CO₂ data reconstructions (ref. (16), and reference therein). Note that,
268 by *perennial*, we refer to a stable ice sheet lasting at least a few hundreds of thousands of
269 years.

270 For each of these CO₂ levels, we run the GRISLI model for 10 kyrs. We thus obtain four
271 different ice sheet sizes, corresponding to 10 kyrs of constant atmospheric forcing (Fig. S8).
272 Because the CO₂ threshold for a perennial ice sheet derived from the complex method is
273 circa 925 ppm, the size (obtained with the simple method) that the ice sheet is required to
274 reach in order to survive the changing orbital conditions must be comprised between 0.24
275 and 1.44 millions of km², which are the sizes attained with the simple method under a 980
276 or a 840 ppm atmospheric CO₂ forcing (the blue and green curves on Fig. S8a)
277 respectively. This calibrating experiment can thus be seen as an indicator of the required ice
278 sheet size from which ice feedbacks will significantly impact the climate and lead to a
279 perennial ice sheet. By subsequently comparing the ice sheet sizes obtained with the
280 Cretaceous paleogeographies with those obtained for the EO transition, we can deduce
281 realistic CO₂ threshold for glaciation for each Cretaceous paleogeography. For simplicity,
282 we assume here that to trigger the onset of a perennial ice sheet, the size obtained with the
283 Cretaceous paleogeographies must be larger than the 840 ppm size obtained with the EO
284 paleogeography (Fig. S8).

285 Finally, we want to underline again that the absolute values of ice volume obtained for the
286 different CO₂ values tested should not be used as reliable ice volume estimates because the
287 ice sheets are not in equilibrium with the climate. As stated above, reliable ice volume
288 estimates would necessitate complex climate-ice sheet coupling with well-documented CO₂
289 and orbital records and would require a considerable amount of simulations that are still
290 computationally too expensive today. As a concluding remark and in order to avoid
291 confusion, we must draw attention on the fact that, in the main text, “ephemeral ice sheets”
292 refer to the perennial stable ice sheets discussed above, although the terms “ephemeral” and

“perennial” seem somewhat contradictory. In fact, “ephemeral” is historically employed to distinguish short-lived ice sheets from tens of millions of years Cenozoic or Permian Carboniferous ice sheets.

Acknowledgements

We are indebted to Christophe Dumas for assistance with the Ice Sheet Model. Pierre Sepulchre, Alexandre Pohl, Didier Paillard, Masa Kageyama and Guillaume Dupont-Nivet are acknowledged for discussions and advice. We thank the CEA/CCRT for providing access to the HPC resources of TGCC under the allocation 2014-012212 made by GENCI. We acknowledge the support of the project Anox-Sea funded by the ANR under the grant number ANR-12-BS06-0011-03.

References

1. Barron EJ (1983) A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth-Science Reviews* 19(4):305-338.
2. Bowman VC, Francis JE, Askin RA, Riding JB, & Swindles GT (2014) Latest Cretaceous–earliest Paleogene vegetation and climate change at the high southern latitudes: palynological evidence from Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 408:26-47.
3. Huber BT, Norris RD, & MacLeod KG (2002) Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology* 30(2):123.
4. MacLeod KG, Huber BT, Berrocoso AJ, & Wendler I (2013) A stable and hot Turonian without glacial 180 excursions is indicated by exquisitely preserved Tanzanian foraminifera. *Geology* 41(10):1083-1086.
5. Huber BT, Hodell DA, & Hamilton CP (1995) Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geological Society of America Bulletin* 107(10):1164-1191.

- 322 6. Vandermark D, Tarduno JA, & Brinkman DB (2007) A fossil champsosaur
323 population from the high Arctic: Implications for Late Cretaceous
324 paleotemperatures. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 248(1-
325 2):49-59.
- 326 7. Pucéat E, *et al.* (2003) Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters
327 inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels.
328 *Paleoceanography* 18(2):1029.
- 329 8. Price GD (1999) The evidence and implications of polar ice during the
330 Mesozoic. *Earth-Science Reviews* 48(3):183-210.
- 331 9. Kominz MA, *et al.* (2008) Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from
332 the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin*
333 *Research* 20(2):211-226.
- 334 10. Bornemann A, *et al.* (2008) Isotopic evidence for glaciation during the
335 Cretaceous supergreenhouse. *Science* 319(5860):189-192.
- 336 11. Bowman VC, Francis JE, & Riding JB (2013) Late Cretaceous winter sea ice in
337 Antarctica? *Geology* 41(12):1227-1230.
- 338 12. Stoll HM & Schrag DP (2000) High-resolution stable isotope records from the
339 Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse
340 planet? *Geological Society of America Bulletin* 112(2):308-319.
- 341 13. Miller KG, *et al.* (2004) Upper Cretaceous sequences and sea-level history, New
342 Jersey Coastal Plain. *Geological Society of America Bulletin* 116(3):368.
- 343 14. Galeotti S, *et al.* (2009) Sea-level control on facies architecture in the
344 Cenomanian–Coniacian Apulian margin (Western Tethys): A record of glacio-
345 eustatic fluctuations during the Cretaceous greenhouse? *Palaeogeography,*
346 *Palaeoclimatology, Palaeoecology* 276(1-4):196-205.
- 347 15. Royer DL (2010) Fossil soils constrain ancient climate sensitivity. *Proceedings*
348 *of the National Academy of Sciences of the United States of America* 107(2):517-
349 518.
- 350 16. Ladant J-B, Donnadi  u Y, Lefebvre V, & Dumas C (2014) The respective role of
351 atmospheric carbon dioxide and orbital parameters on ice sheet evolution at
352 the Eocene-Oligocene transition. *Paleoceanography* 29(8):810-823.
- 353 17. DeConto RM, *et al.* (2008) Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. *Nature*
354 455(7213):652-656.
- 355 18. Lowry DP, Poulsen CJ, Horton DE, Torsvik TH, & Pollard D (2014) Thresholds
356 for Paleozoic ice sheet initiation. *Geology* 42(7):627-630.
- 357 19. Sewall JO, *et al.* (2007) Climate model boundary conditions for four Cretaceous
358 time slices. *Climate of the Past* 3(4):647-657.
- 359 20. Poulsen CJ, Pierrehumbert RT, & Jacob RL (2001) Impact of ocean dynamics on
360 the simulation of the neoproterozoic “snowball Earth”. *Geophysical Research*
361 *Letters* 28(8):1575-1578.
- 362 21. Rose BEJ & Ferreira D (2013) Ocean Heat Transport and Water Vapor
363 Greenhouse in a Warm Equable Climate: A New Look at the Low Gradient
364 Paradox. *Journal of Climate* 26(6):2117-2136.

- 365 22. Otto-Bliesner BL (2002) Late Cretaceous ocean: Coupled simulations with the
366 National Center for Atmospheric Research Climate System Model. *Journal of*
367 *Geophysical Research* 107(D2).
- 368 23. Poulsen CJ, Gendaszek AS, & Jacob RL (2003) Did the rifting of the Atlantic
369 Ocean cause the Cretaceous thermal maximum? *Geology* 31(2):115-118.
- 370 24. Murphy DP & Thomas DJ (2012) Cretaceous deep-water formation in the
371 Indian sector of the Southern Ocean. *Paleoceanography* 27(1):PA1211.
- 372 25. Donnadieu Y, Pierrehumbert R, Jacob R, & Fluteau F (2006) Modelling the
373 primary control of paleogeography on Cretaceous climate. *Earth and Planetary*
374 *Science Letters* 248(1-2):426-437.
- 375 26. Rich TH, Vickers-Rich P, & Gangloff RA (2002) Polar dinosaurs. *Science*
376 295(5557):979-980.
- 377 27. Miller KG, *et al.* (2003) Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-level
378 changes: Glacioeustasy during the greenhouse world. *Geology* 31(7):585-588.
- 379 28. Wang Y, *et al.* (2014) Paleo-CO₂ variation trends and the Cretaceous
380 greenhouse climate. *Earth-Science Reviews* 129:136-147.
- 381 29. Hong SK & Lee YI (2012) Evaluation of atmospheric carbon dioxide
382 concentrations during the Cretaceous. *Earth and Planetary Science Letters* 327-
383 328:23-28.
- 384 30. Wilson DS, *et al.* (2012) Antarctic topography at the Eocene–Oligocene
385 boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 335-336:24-34.
- 386 31. Crowley TJ & Baum SK (1992) Modeling late Paleozoic glaciation. *Geology*
387 20(6):507-510.
- 388 32. Herrington AR & Poulsen CJ (2011) Terminating the Last Interglacial: The Role
389 of Ice Sheet-Climate Feedbacks in a GCM Asynchronously Coupled to an Ice
390 Sheet Model. *Journal of Climate* 25(6):1871-1882.
- 391 33. Hourdin F, *et al.* (2006) The LMDZ4 general circulation model: climate
392 performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical
393 convection. *Climate Dynamics* 27(7-8):787-813.
- 394 34. Ritz C, Rommelaere V, & Dumas C (2001) Modeling the evolution of Antarctic
395 ice sheet over the last 420,000 years: Implications for altitude changes in the
396 Vostok region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012)*
397 106(D23):31943-31964.
- 398 35. Jacob R (1997) Low Frequency Variability in a Simulated Atmosphere Ocean
399 System. PhD thesis (University of Wisconsin-Madison, Madison, Wisconsin,
400 USA.).
- 401 36. Licht A, *et al.* (2014) Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world.
402 *Nature* 513(7519):501-506.

404

405

Figures Legends

Figure 1. Simulated Antarctic ice sheet for each combination of paleogeography and CO₂ after 10 kyrs of integration of the Ice Sheet Model under a constant cold austral summer orbit.

Figure 2. Annual, summer and winter surface temperature difference between the Turonian and the Aptian (left panels) and the Turonian and the Maastrichtian (right panels), at 560 ppm. Green contours are the Turonian paleo-shorelines and black contours are those of the Aptian (left panels) or the Maastrichtian (right panels).

Figure 3. (a) Zonally averaged austral summer temperature difference between the Turonian and the Aptian (left) and the Turonian and the Maastrichtian (right), at 560 ppm. Black contours: change in relative humidity (contour interval 10%, zero contour bold, negative contours dashed). White contours: change in specific humidity (contour interval 25%, zero contour bold, negative contours dashed). (b) Summer greenhouse effect (GE) difference and summer absorbed solar radiation (ASR) difference. Black solid (dashed) lines are the clear (cloudy) sky difference between the Turonian and the Aptian. The difference between clear and cloudy sky shows the cloud forcing impact. Red lines are the difference between the Turonian and the Maastrichtian. Note that in the bottom figures are represented the summer GE and ASR difference of each hemisphere, separated by a thick black line (i.e. from 90°S to 0° is represented the austral summer GE and ASR difference and from 0° to 90°N the boreal summer GE and ASR difference). GE is calculated as the

CHAPITRE II

428 difference between the surface upward longwave flux and the top-of-atmosphere outgoing
429 longwave radiation while ASR is calculated at the top-of-atmosphere.
430

432 Figures

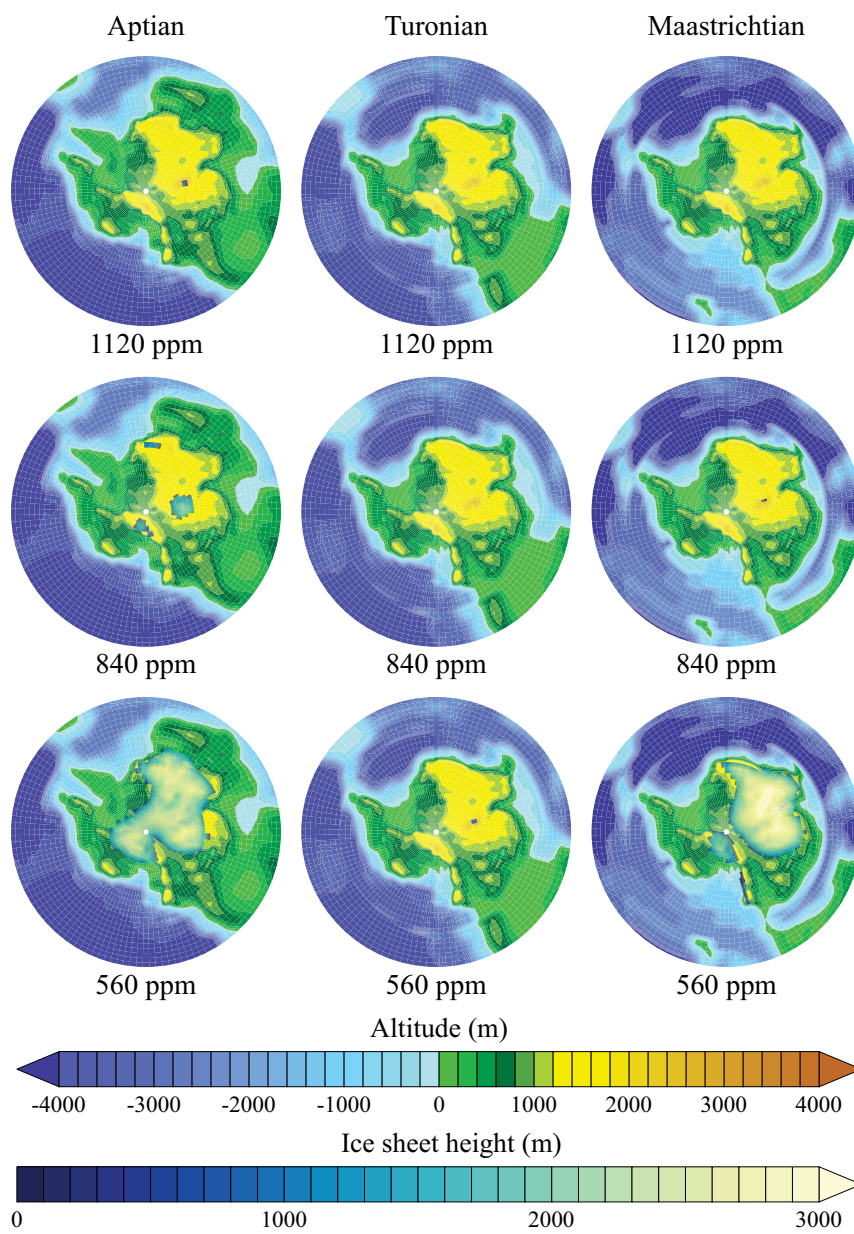


Figure 1.

433

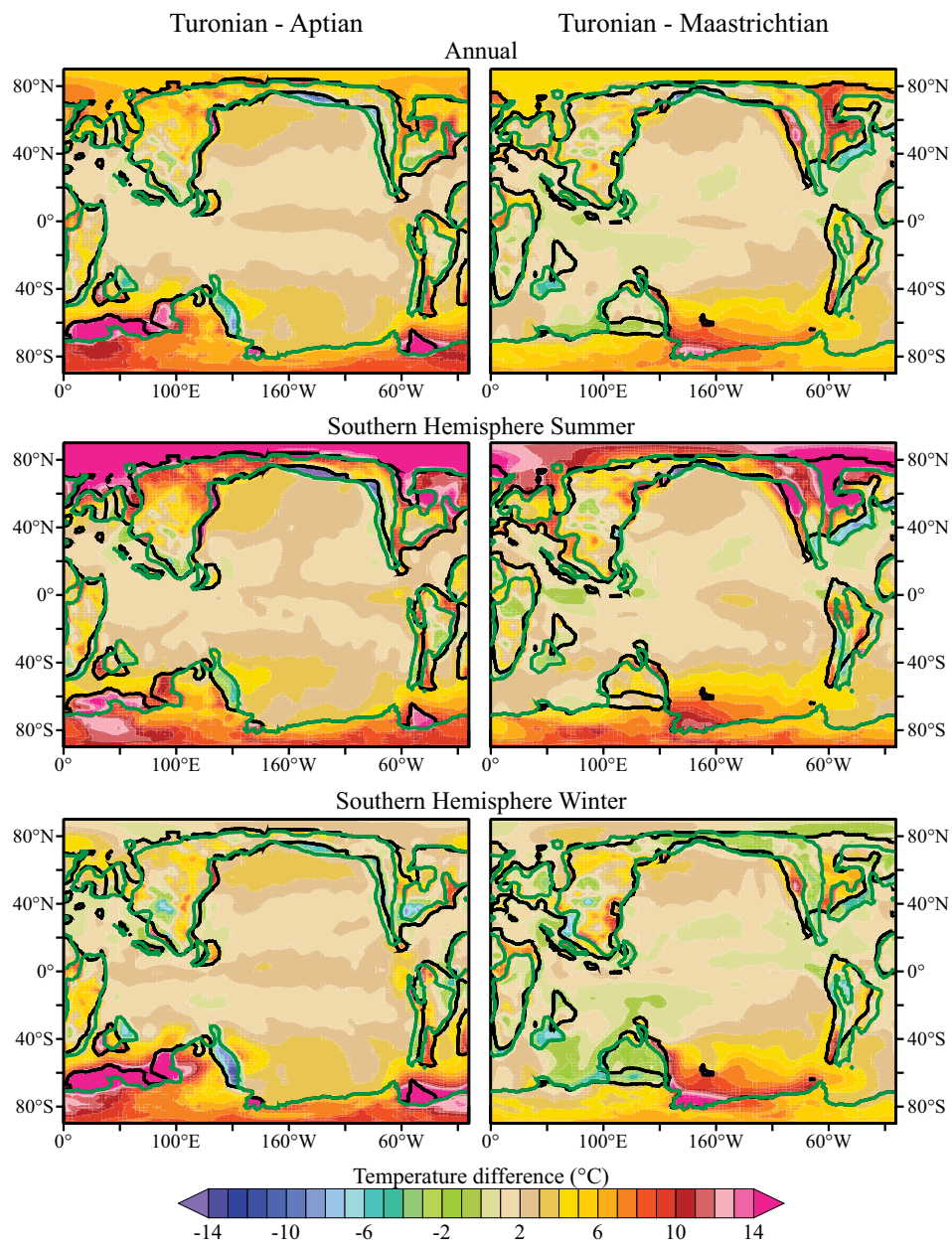


Figure 2.

434

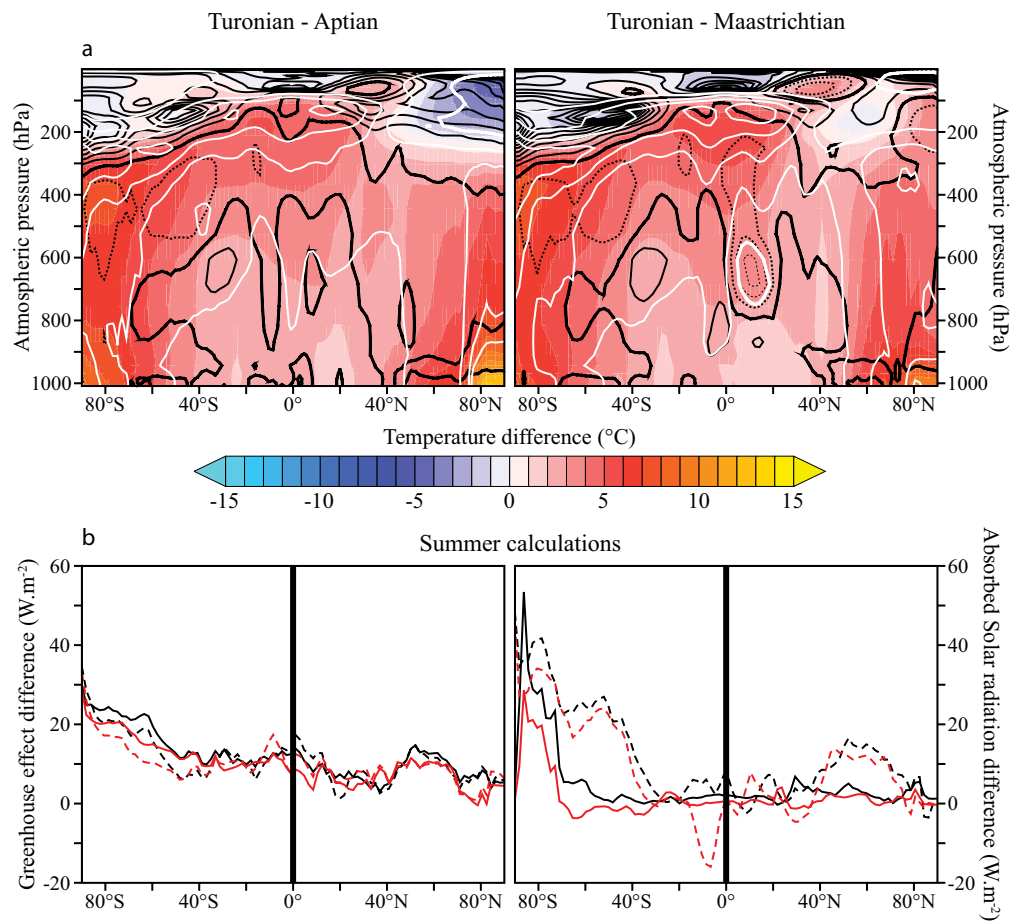


Figure 3.

435

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Supplemental Information to
Paleogeographic regulation of glacial events during the Cretaceous
Supergreenhouse

Jean-Baptiste Ladant and Yannick Donnadieu

	Aptian			Turonian			Maastrichtian		
CO ₂ (ppm)	560	840	1120	560	840	1120	560	840	1120
GMAST (°C)	19.6	21.1	22.4	22.8	24.6	25.6	20.5	22.6	23.8
Q _{500 hPa} (g/kg)	1,531	1,753	2,003	1,923	2,288	2,545	1,613	1,952	2,189

Table S1. Globally averaged annual surface temperature and specific humidity at 500 hPa for every combination of paleogeography and atmospheric CO₂ levels.

	Aptian to Turonian warming	Turonian to Maastrichtian cooling
West Tethyan data (from ref. (7), figure 1)	~ 5 °C	~ 10 °C
West Tethyan simulated temperature change – Case A	~ 1.7 °C	~ 1.4 °C
West Tethyan simulated temperature change – Case B	~ 4 °C	~ 3.7 °C

Table S2. Comparisons of the magnitude of the simulated Aptian to Turonian warming and Turonian to Maastrichtian cooling with data in the West Tethyan area (10°E – 40°E; 30°N – 40°N, see also Fig. S1). Case A is the magnitude of temperature change when CO₂ is kept constant at 560 ppm for all paleogeographies. Case B is the simulated magnitude of temperature change when considering a higher CO₂ level (1120 ppm) during the Turonian.

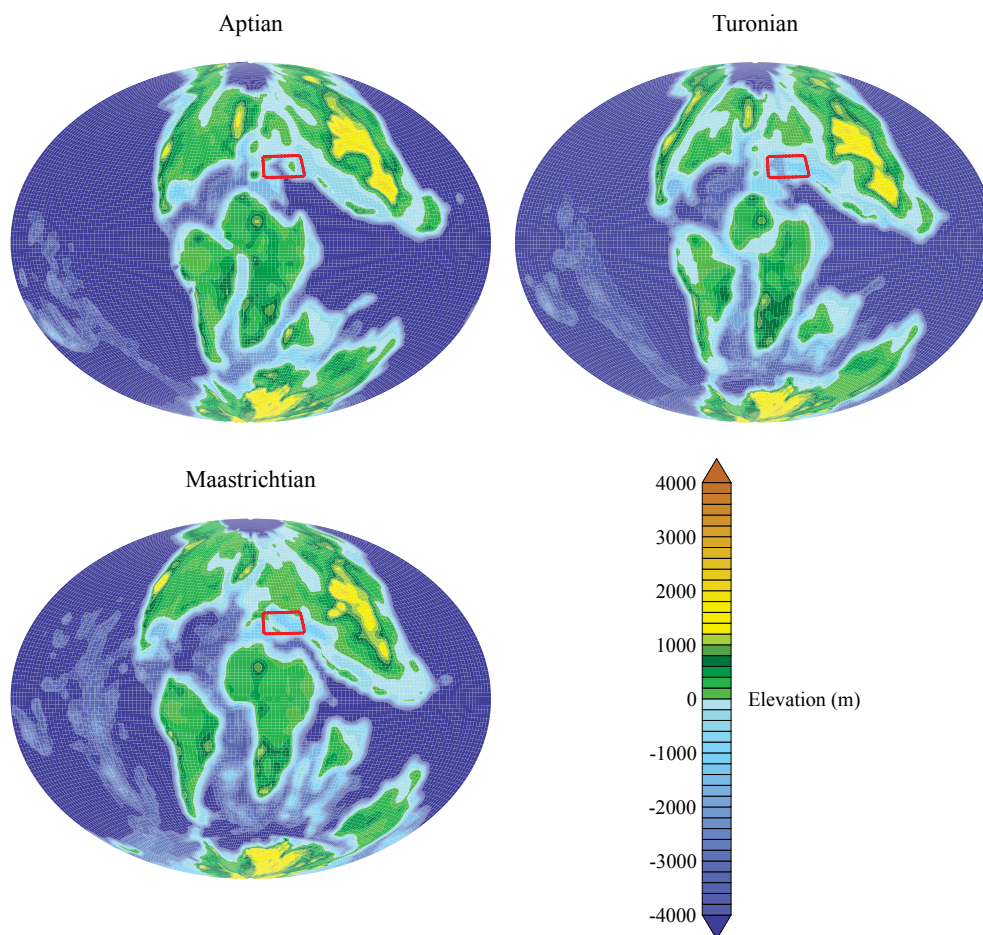


Figure S1. Aptian, Turonian and Maastrichtian paleogeographies adapted after ref. (19). Antarctic paleotopography derived from ref. (30). Red contour delimits the West Tethyan area used in the comparison shown in Table S2.

26

27

28

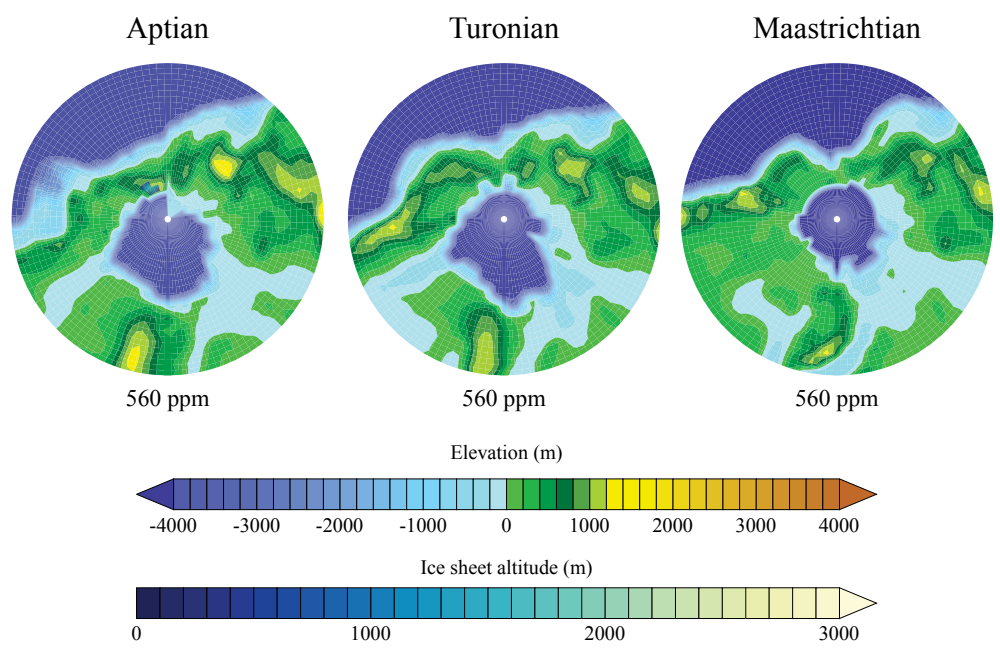


Figure S2. Simulated Northern Hemisphere ice sheet for each paleogeography and a 560 ppm CO₂ concentration after 10 kyrs of integration of the Ice Sheet Model under a constant cold boreal summer orbit.

29

30

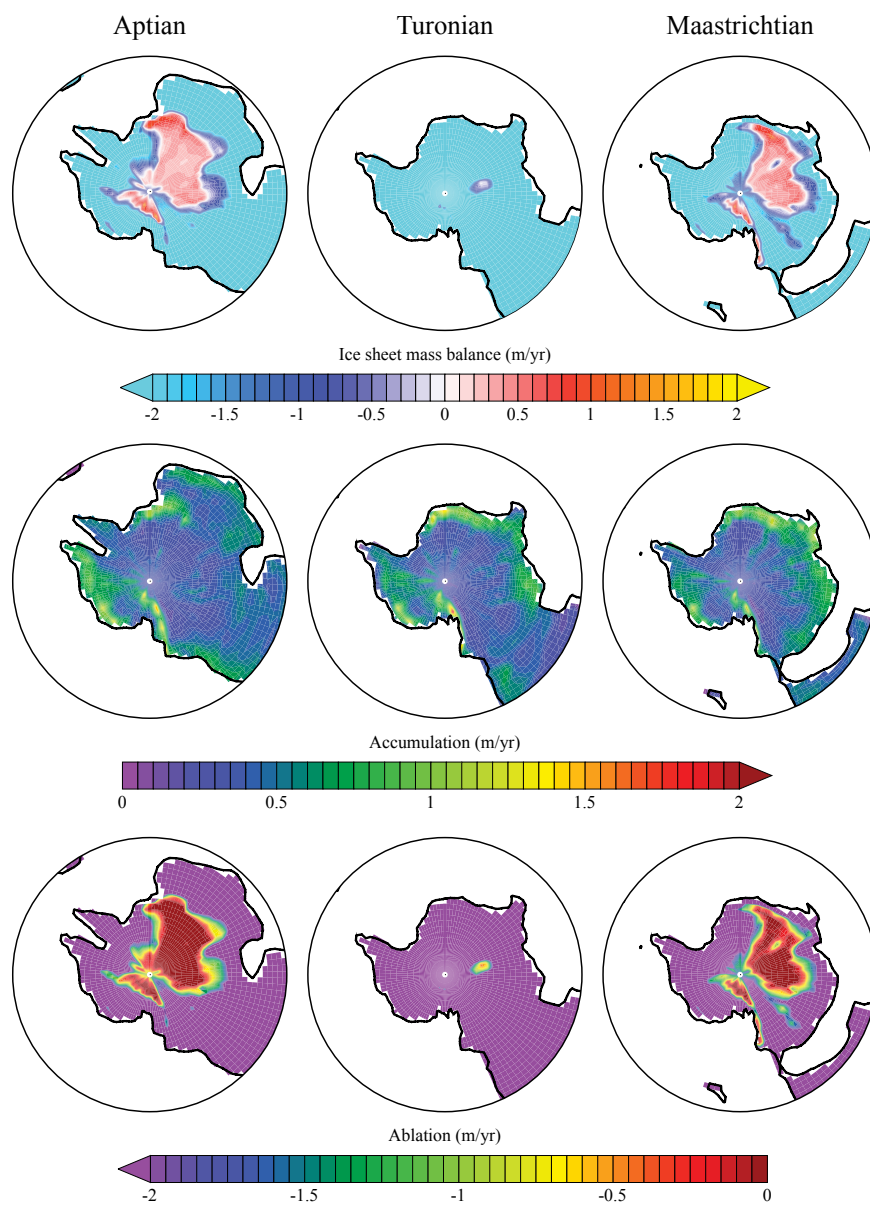


Figure S3. Antarctic initial mass balance, accumulation and ablation terms for each paleogeography at 560 ppm.

31

32

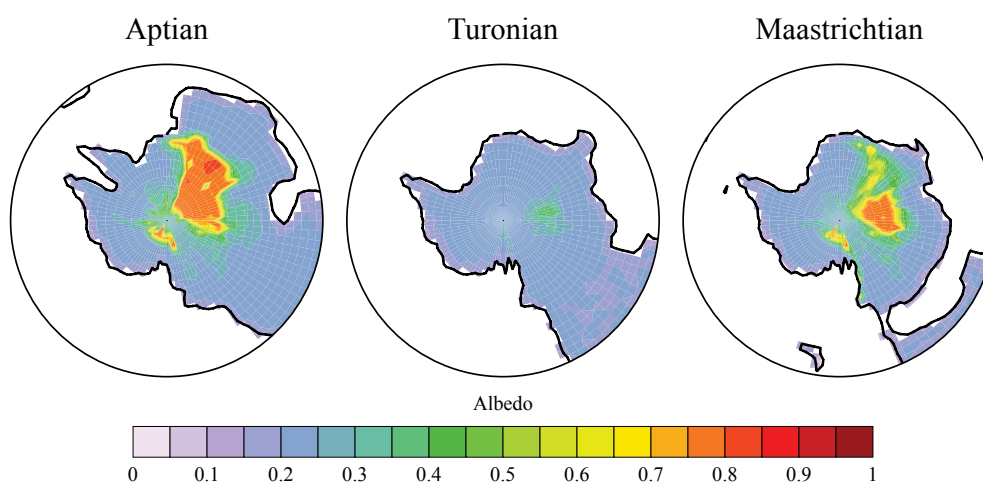


Figure S4. Mean summer albedo for each paleogeography at 560 ppm.

33

34

35

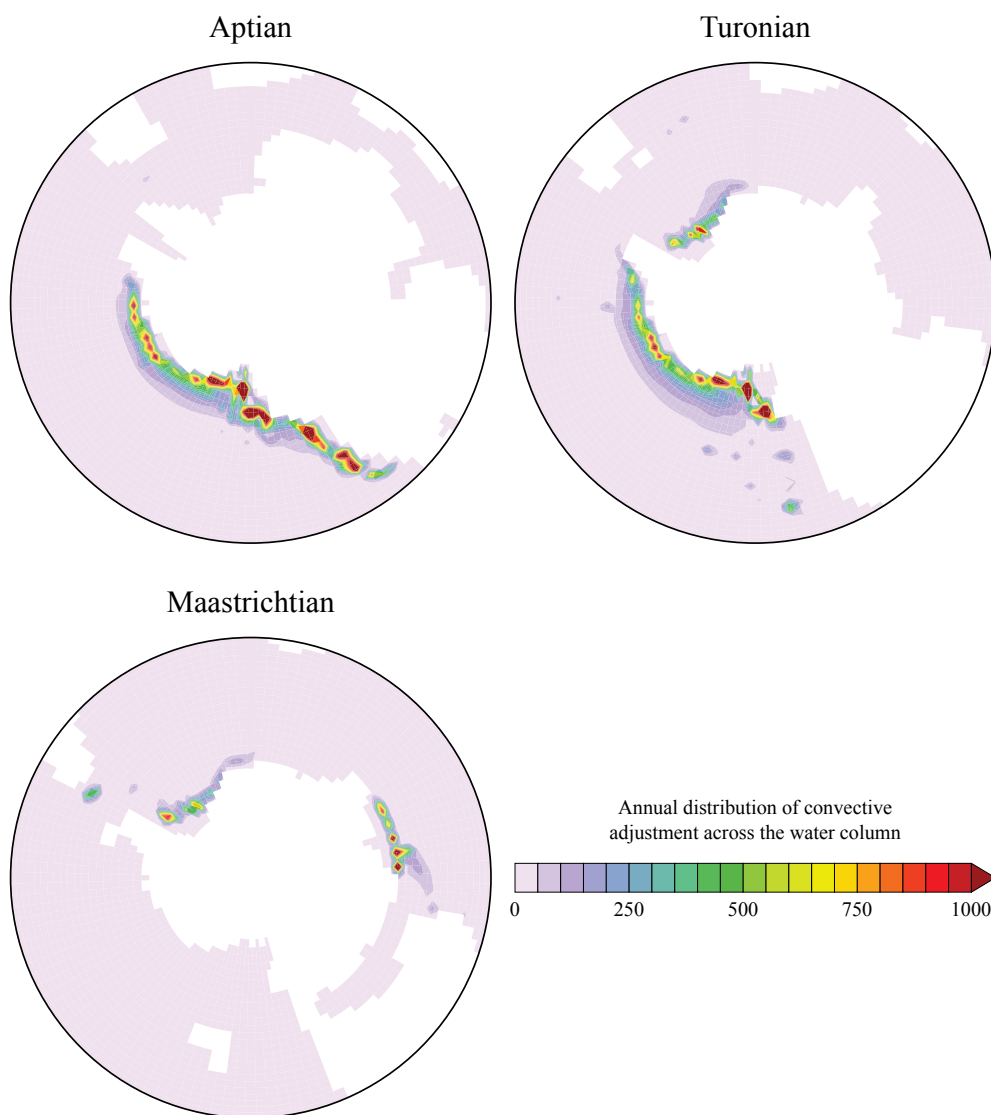


Figure S5. Aptian, Turonian and Maastrichtian annual distribution of convective adjustment across the water column at 560 ppm. Areas with large convective activity are interpreted to represent intermediate to deep-water formation zones.

37

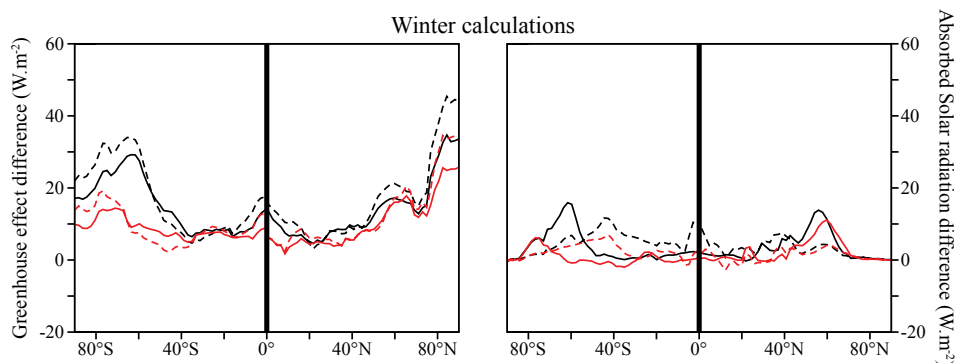


Figure S6. Winter greenhouse effect (GE) difference and winter absorbed solar radiation (ASR) difference. Black solid (dashed) lines are the clear (cloudy) sky difference between the Turonian and the Aptian at 560 ppm. Red lines are the difference between the Turonian and the Maastrichtian at 560 ppm. Note that in the figures are represented the winter GE and ASR difference of each hemisphere, separated by a thick black line (i.e. from 90°S to 0° is represented the austral winter GE and ASR difference and from 0° to 90°N the boreal winter GE and ASR difference). GE is calculated as the difference between the surface upward longwave flux and the top-of-atmosphere outgoing longwave radiation while ASR is calculated at the top-of-atmosphere.

38

39

40

41

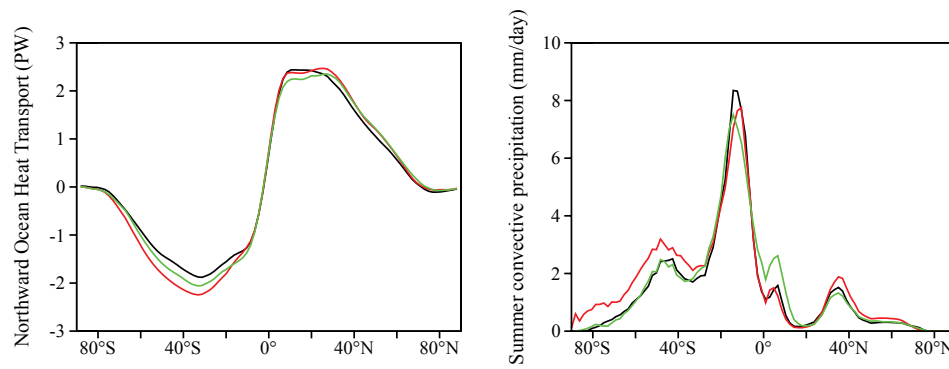


Figure S7. Northward Ocean Heat Transport and zonally averaged summer convective precipitation for the Aptian (black), the Turonian (red) and the Maastrichtian (green) simulations at 560 ppm.

42

43

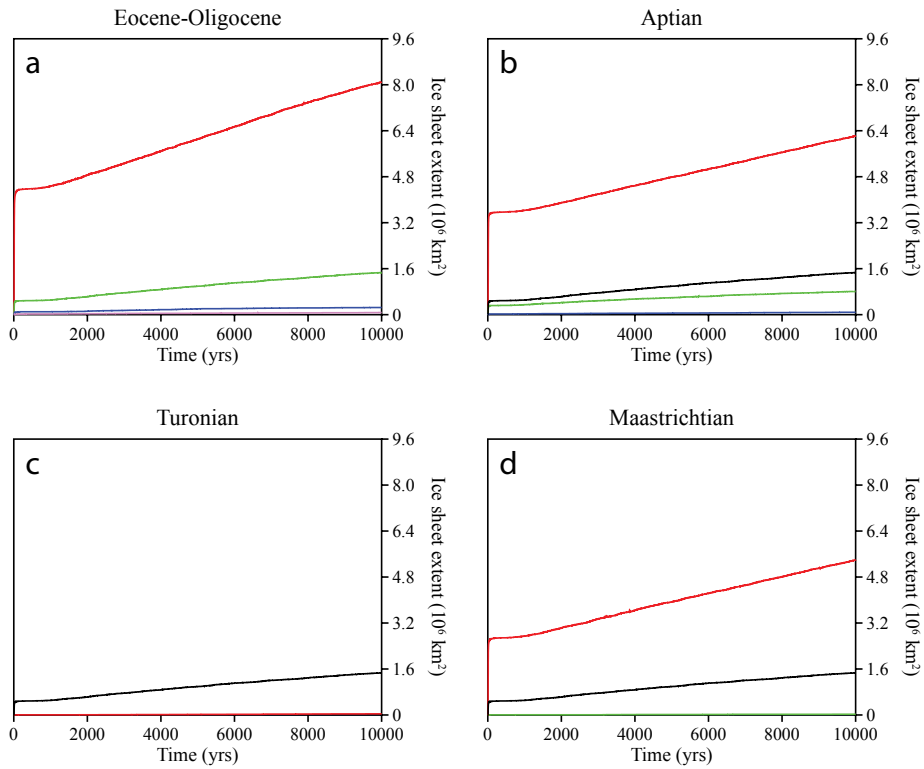


Figure S8. (a) Eocene-Oligocene (EO) Antarctic ice sheet extent versus time obtained with the simple method for 560 ppm (red), 840 ppm (green), 980 ppm (blue) and 1120 ppm (purple) and a constant cold austral summer orbit. (b) Aptian Antarctic ice sheet extent for 560 ppm (red), 840 ppm (green) and 1120 ppm (blue). (c) Same for the Turonian simulation. (d) Same for the Maastrichtian simulation. For the sake of simplicity, the simulated ice sheets obtained with the Cretaceous configurations are considered perennial when the simulated ice sheet extent after 10 kyrs of ISM integration under constant cold austral summer orbit is larger than the extent of the 840 ppm EO ice sheet (black line in the Cretaceous ice sheet experiment). That is, only the 560 ppm Aptian and Maastrichtian ice sheets are considered stable.

5. Discussion complémentaire

Dans les simulations présentées ici, deux possibilités menant à une élévation de température aux hautes latitudes, avec une influence sur le développement de calottes de glace, n'ont pas été explorées : l'impact de la végétation et une paramétrisation différente des nuages.

En fixant des types de végétation simulant approximativement ceux régnant à la fin du Crétacé, Otto-Bliesner and Upchurch (1997) et Upchurch et al. (1998) obtiennent ainsi un réchauffement de 3 à 4 °C aux hautes latitudes. Cependant, les récentes simulations couplées de Zhou et al. (2012) incluant une végétation dynamique sur une expérience représentant le milieu du Crétacé (100 Ma) résultent en un réchauffement des hautes latitudes bien moins élevé (< 2 °C). Ils notent également qu'il est compliqué actuellement de fournir une modélisation précise de la végétation du Crétacé car celle-ci se base sur les types de plantes actuelles dont on ne sait si le comportement dynamique et physiologique est identique dans des conditions climatiques très différentes, par exemple, en termes de concentration en CO₂ atmosphérique. Nous avons choisi de garder une végétation identique pour toutes les simulations et quel que soit le CO₂ prescrit. La végétation est donc fixée par bande de latitudes, subdivisée selon 4 types de végétation (forêt tropicale sempervirente à larges feuilles aux basses latitudes, désert sableux au niveau des tropiques, prairie/arbuste aux moyennes latitudes et toundra aux hautes latitudes). Ces conditions sont une approximation grossière, notamment parce que les données (e.g., Francis and Poole, 2002) et les modèles (e.g., Zhou et al., 2012) indiquent la présence de forêts aux hautes latitudes, et il est probable qu'un réchauffement des hautes latitudes soit également simulé en tenant compte d'une végétation adaptée au Crétacé. Cependant, les résultats principaux de notre étude ne sont pas réellement affectés par l'absence de prise en compte de la végétation. En effet, une végétation de type toundra est plus favorable à l'englacement des hautes latitudes qu'une végétation forestière ou d'arbustes en raison d'un albédo plus élevé. Cela renforce donc notre conclusion que le Cénomanién-Turonien est une période de « greenhouse » qui n'est pas interrompu par des événements glaciaires. Les seuils de CO₂ permettant l'apparition de calottes de glace à l'Aptien/Albien et au Maastrichtien sont en revanche susceptibles d'être modifiés. On peut néanmoins supposer que ces changements soient relativement mineurs en regard de la faible élévation de température simulée par Zhou et al. (2012).

CHAPITRE II

Pour les mêmes raisons (réchauffement des hautes latitudes), la nouvelle paramétrisation des nuages utilisée par Upchurch et al. (2015) renforce nos conclusions. Cette étude sur le Maastrichtien est novatrice également parce que les auteurs réussissent à simuler correctement les gradients latitudinaux de température ainsi que la distribution complète des fossiles d'espèces crocodiliennes (nécessitant une température du mois le plus froid supérieure à 5.5 °C, voir Fig. 4) malgré un taux de CO₂ dans l'atmosphère de seulement 560 ppm. Cette étude et la nôtre sont donc des indices indépendants que des taux de CO₂ modestes étaient en vigueur à la fin du Crétacé, en accord avec les dernières réévaluations des données (Royer, 2010; Wang et al., 2014).

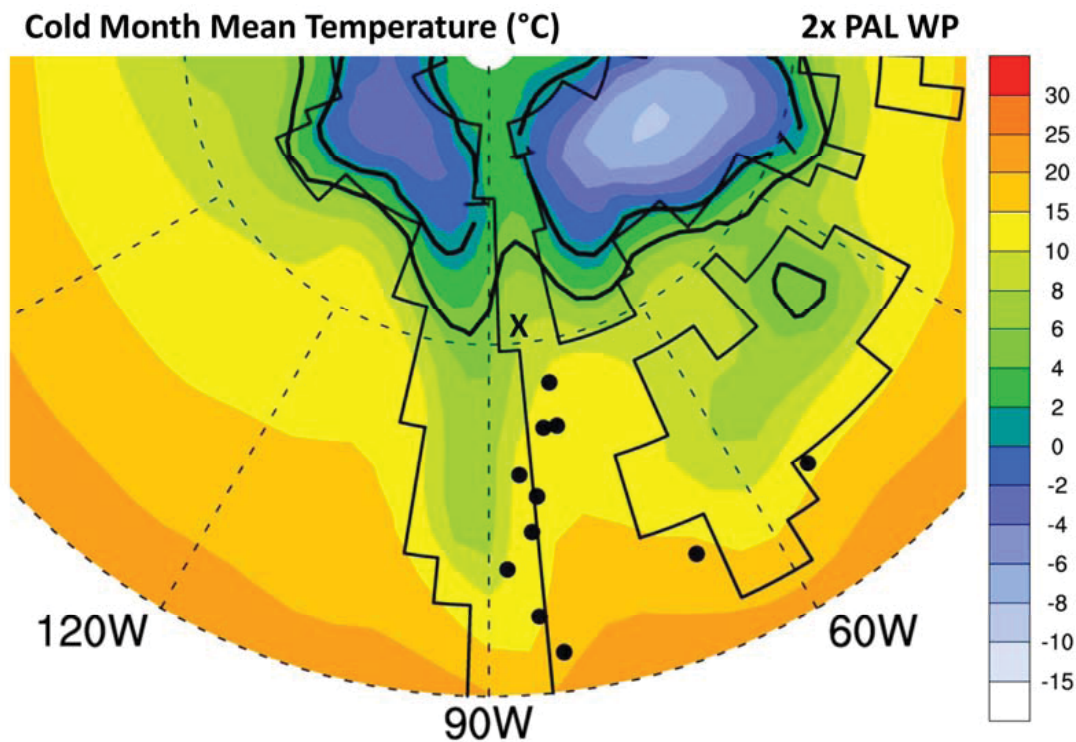


Figure 2.4. Température du mois le plus froid dans la simulation Maastrichtien à 560 ppm de Upchurch et al. (2015) avec la nouvelle paramétrisation des nuages. Les traits pleins fins représentent la ligne de côte et les traits pleins plus gros sont les isothermes 0 et 5 °C. Les pointillés circulaires sont les latitudes de 30 °N et 60 °N. Les points noirs et la croix sont les localisations des fossiles d'espèces crocodiliennes et de palmiers. Figure tirée du matériel supplémentaire de l'article d'Upchurch et al. (2015).

PASSAGE D'UNE TERRE « GREENHOUSE » VERS UNE TERRE « ICEHOUSE » : LA GLACIATION ANTARCTIQUE À LA TRANSITION EOCÈNE-OLIGOCÈNE

Introduction.....	96
1. La glaciation Eocène-Oligocène.....	97
1.1. Déroulement et reconstruction à partir des données de terrain	97
1.2. Cause de la glaciation Eocène-Oligocène : paléogéographie vs CO ₂	99
1.3. Modéliser la glaciation Eocène-Oligocène	100
1.4. Objectifs et choix de la méthode de couplage	102
2. Méthode	106
2.1. Différentes possibilités d'interpolation.....	106
2.2. Détails de la méthode.....	108
3. Article publié dans <i>Paleoceanography</i>	113
4. Discussion complémentaire	127

Introduction

Le cœur de cette partie est un article publié en 2014 dans *Paleoceanography* par Jean-Baptiste Ladant, Yannick Donnadieu, Vincent Lefebvre et Christophe Dumas, et dont le titre est « The respective role of atmospheric carbon dioxide and orbital parameters on ice sheet evolution at the Eocene-Oligocene transition ». Dans cet article, nous présentons une nouvelle méthode de couplage climat-calotte de glaces permettant de prendre en compte les rétroactions liées à la croissance d'une calotte de glace sur de très longues échelles de temps. L'application de cette méthode à l'englacement de l'Antarctique durant la transition EO confirme les résultats obtenus précédemment par DeConto and Pollard (2003a, 2003b), à savoir que cette glaciation est principalement due à une importante chute de la pression partielle de CO₂ atmosphérique. Au delà de ce résultat, notre étude permet de démontrer que les variations des paramètres orbitaux sont à l'origine de la transition en deux étapes vue dans l'enregistrement géochimique. Une première que nous expliquons par un effet de température et de volume de glace ; une deuxième presque entièrement liée à l'augmentation massive du volume de glace sur le continent Antarctique de façon concomitante à la baisse de la pCO₂. Enfin, l'utilisation d'une paléogéographie « réaliste » pour le continent Antarctique conduit à des changements de niveau marin simulés par notre modèle en accord avec les données. Le principe de cette méthode est en cours d'application à d'autres périodes telles que l'Ordovicien (Pohl et al., *PNAS*, *in prep*) et le Pliocène (Ning et al., *in prep*).

1. La glaciation Eocène-Oligocène

1.1. Déroulement et reconstruction à partir des données de terrain

Il a été vu dans le Chapitre I qu'à l'orée de la transition Eocène-Oligocène¹ (34 – 33.5 Ma), les passages océaniques de l'Océan Austral sont ouverts (Stickley et al., 2004; Eagles et al., 2006; Lagabrielle et al., 2009) tandis que la concentration en CO₂ dans l'atmosphère évolue autour de 1000 ppm avant d'enregistrer une chute importante et de se stabiliser autour de 600 ppm à la fin de la transition (Pearson et al., 2009; Pagani et al., 2011). Les reconstructions de niveau marin et les variations du $\delta^{18}\text{O}$ obtenues à partir de sédiments Eocène-Oligocène indiquent une glaciation en deux étapes (Coxall et al., 2005; Katz et al., 2008; Lear et al., 2008; Miller et al., 2009; Houben et al., 2012).

La première étape, il y a 33.9 Ma, voit l'apparition d'un volume de glace relativement modeste sur le continent Antarctique, correspondant à une chute de niveau marin de l'ordre de la vingtaine de mètres (Miller et al., 2009; Houben et al., 2012). Cette brusque glaciation initiale, nommée conventionnellement « EOT-1 » ou « the precursor event », dure environ 50 000 ans et est accompagné d'un refroidissement global assez intense, de l'ordre de 2 à 4 °C dans les océans (Lear et al., 2008; Wade et al., 2011). Sur les continents sont observés quelques degrés de refroidissement (Zanazzi et al., 2007; Eldrett et al., 2009), bien que ces estimations soient assez incertaines et concernent l'ensemble de la transition EO.

¹ Note : Les âges absolu des évènements climatiques survenant au cours de la transition Eocène-Oligocène sont donnés suivant le modèle d'âge de Coxall and Wilson (2011). Ce choix est dicté par l'utilisation, dans l'article présenté dans le chapitre sur la transition EO, des reconstructions orbitales de Laskar et al. (2004), qui sont également utilisées comme référence pour calibrer le modèle d'âge de Coxall and Wilson (2011).

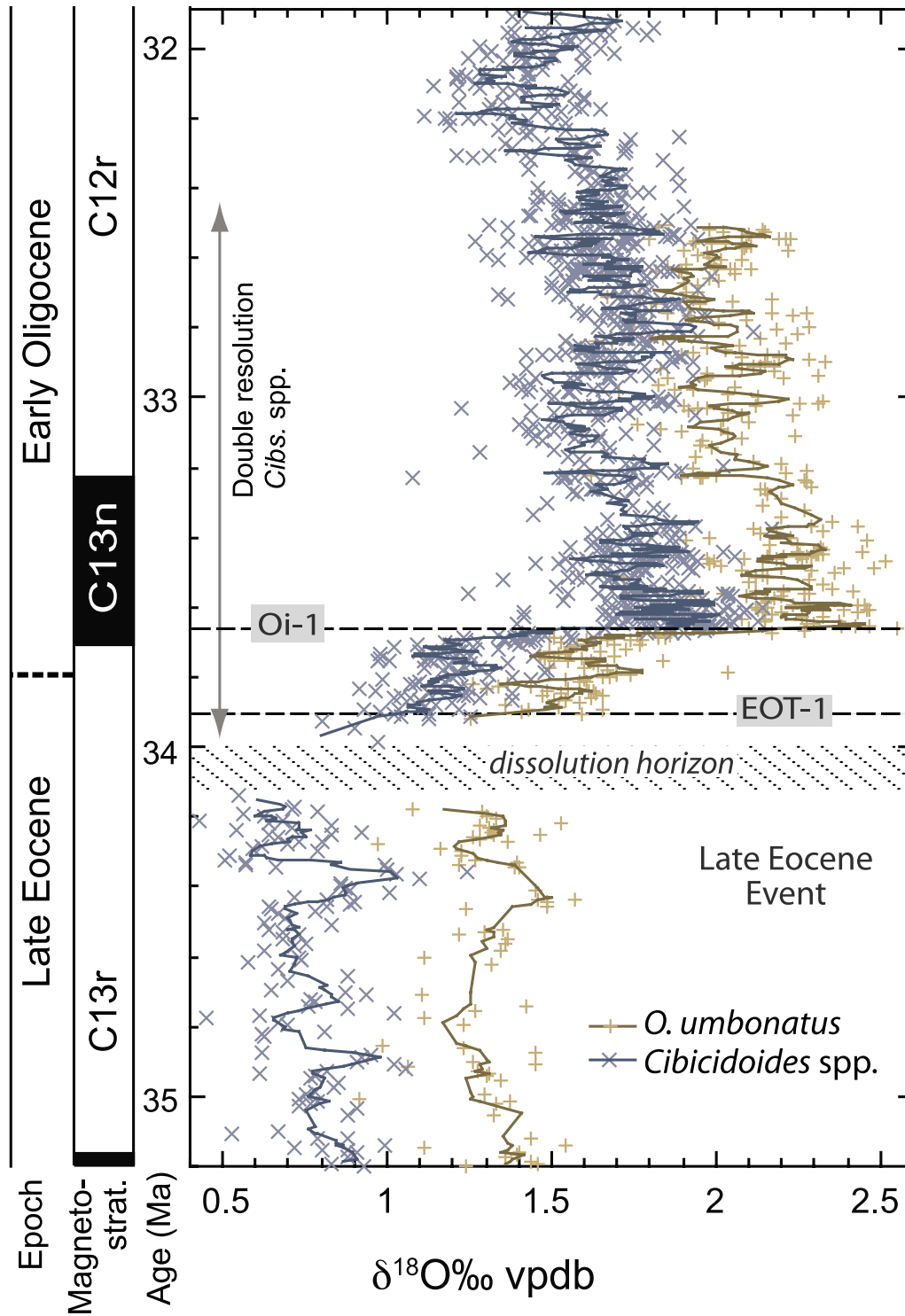


Figure 3.1. Enregistrement des variations de $\delta^{18}\text{O}$ au site ODP 1218 à la transition Eocène-Oligocène. Adapté de Coxall and Wilson (2011).

Environ 200 000 ans plus tard, vers 33.7 Ma, se produit la phase de glaciation majeure de la transition EO. Celle-ci, nommée « Oi-1 » et d'une durée similaire de 50 000 ans, marque l'apparition d'une calotte glaciaire recouvrant toute la surface du continent Antarctique. Les estimations de chute de niveau marin se situent aux alentours de 70 à 80 mètres avec une incertitude assez élevée (de l'ordre de la vingtaine de mètres) tandis que la baisse de température globale semble plus faible, de l'ordre de 2°C maximum (Katz et al., 2008; Lear et al., 2008; Pusz et al., 2011), voire inexistante (Grimes et al., 2005; Houben et al., 2012).

Entre EOT-1 et Oi-1, Katz et al. (2008) notent un évènement supplémentaire, nommé « EOT-2 », mais sa classification en tant que phase glaciaire au même titre qu'EOT-1 ou Oi-1 reste discutée car cet évènement semble surtout refléter une phase de refroidissement (Miller et al., 2009). Enfin, au tout début de l'Oligocène, les estimations de CO₂ semblent indiquer une remontée à des niveaux pré-transition générant la fonte potentielle d'une partie de la calotte Antarctique (Pearson et al., 2009). Considérant ces changements géologiques et climatiques, deux théories principales ont émergé pour expliquer le refroidissement du continent Antarctique et l'englacement total qui a suivi.

1.2. Cause de la glaciation Eocène-Oligocène : paléogéographie vs CO₂

La première hypothèse, paléocéanographique, se base sur les mouvements géologiques des passages de Drake et de Tasmanie (voir aussi Chapitre IV). Elle a notamment été formulée par J.P. Kennett à la fin des années 1970 (Kennett, 1977; Barker et al., 2007a). Cette hypothèse suggère que l'ouverture des passages océaniques a permis le développement du Courant Circumpolaire Antarctique (ACC), aisément observable de nos jours. En effet, dans ce mécanisme, ce courant, circulant d'Ouest en Est tout autour de l'Antarctique, a isolé le continent de l'influence des eaux tropicales et sub-tropicales de l'Hémisphère Sud, créant ainsi une barrière thermique. Ultimement, privé de l'apport de chaleur des basses latitudes, le continent Antarctique se refroidit brutalement, ce qui permet la mise en place d'une importante calotte de glace.

La seconde hypothèse, proposée d'abord par Mikolajewicz et al. (1993) et promue en grande partie par les travaux de DeConto and Pollard (2003a, 2003b), postule que le moteur

principal de la glaciation Eocène-Oligocène est la baisse de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère. Le refroidissement, global ici, qui en résulte permet une diminution de l'altitude limite des neiges éternelles jusqu'à ce que la couche de glace pérenne d'une année sur l'autre couvre une surface suffisamment importante pour que les rétroactions en découlant engendrent un emballement de la glaciation qui devient totale.

De nombreuses études, notamment de modélisation, ont été conduites pour confirmer ou infirmer ces deux hypothèses. Certaines ont montré que l'ouverture des passages océaniques de l'Océan Austral génère un refroidissement local des températures de l'océan de plusieurs degrés (e.g., Toggweiler and Bjornsson, 2000; Sijp and England, 2004), mais la plupart des études ont validé la théorie de DeConto and Pollard (e.g., Huber et al., 2004; Huber and Nof, 2006; Pearson et al., 2009; Pagani et al., 2011) et la chute de la pCO_2 est maintenant considérée comme la cause principale de la glaciation Eocène-Oligocène.

1.3. Modéliser la glaciation Eocène-Oligocène

Si beaucoup d'études de données se sont, depuis des décennies, focalisées sur la transition Eocène-Oligocène et l'englacement de l'Antarctique (e.g., Kennett, 1977; Matthews and Poore, 1980; Miller et al., 1987; Ehrmann and Mackensen, 1992), la première étude de modélisation s'intéressant spécifiquement à cette glaciation est l'œuvre de Robert J. Oglesby (1989). Les connaissances disponibles à cette époque suggéraient que des glaciations d'extension inconnue avaient eu lieu dès 40 Ma tandis que l'englacement total avait été atteint vers 15 Ma. Cependant, puisqu'Oglesby est le premier à s'intéresser à l'englacement de l'Antarctique au Cénozoïque, il est valable de considérer son étude comme simulatrice de la transition Eocène-Oligocène. Il utilise un modèle atmosphérique forcé par des SST actuelles dont les valeurs dans l'Océan Austral sont soit inchangées soit augmentées de plusieurs degrés afin de simuler la fermeture du passage de Drake, considérée comme équivalente à un accroissement du transport méridional de chaleur. Ses résultats suggèrent déjà une influence mineure des passages océaniques sur la glaciation Antarctique, au contraire de la topographie. Cependant, ce sont les travaux de DeConto et Pollard qui vont devenir la référence en modélisation de la glaciation Eocène-Oligocène (DeConto and Pollard, 2003a, 2003b). Dans deux articles majeurs, ils montrent notamment que l'influence de l'ouverture des passages

océaniques ou de la surrection de la chaîne Gamburtsev (voir carte Antarctique au début du manuscrit) sur la glaciation est faible par rapport à l'impact de la chute de la $p\text{CO}_2$. Ils proposent donc que la glaciation a été initiée par une combinaison d'orbite terrestre favorable et de diminution de la $p\text{CO}_2$. Après formation de petites calottes indépendantes sur les différentes hauteurs du continent Antarctique (Dronning Maud Land, Montagnes Gamburtsev et Montagnes Transantarctiques) dont les variations de volume suivent les variations orbitales, la chute de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique sous un seuil d'environ 750 – 800 ppm déclenche la coalescence de ces trois calottes pour n'en former qu'une seule, très large (c'est-à-dire couvrant quasiment tout le continent) et très stable (Fig. 3.2).

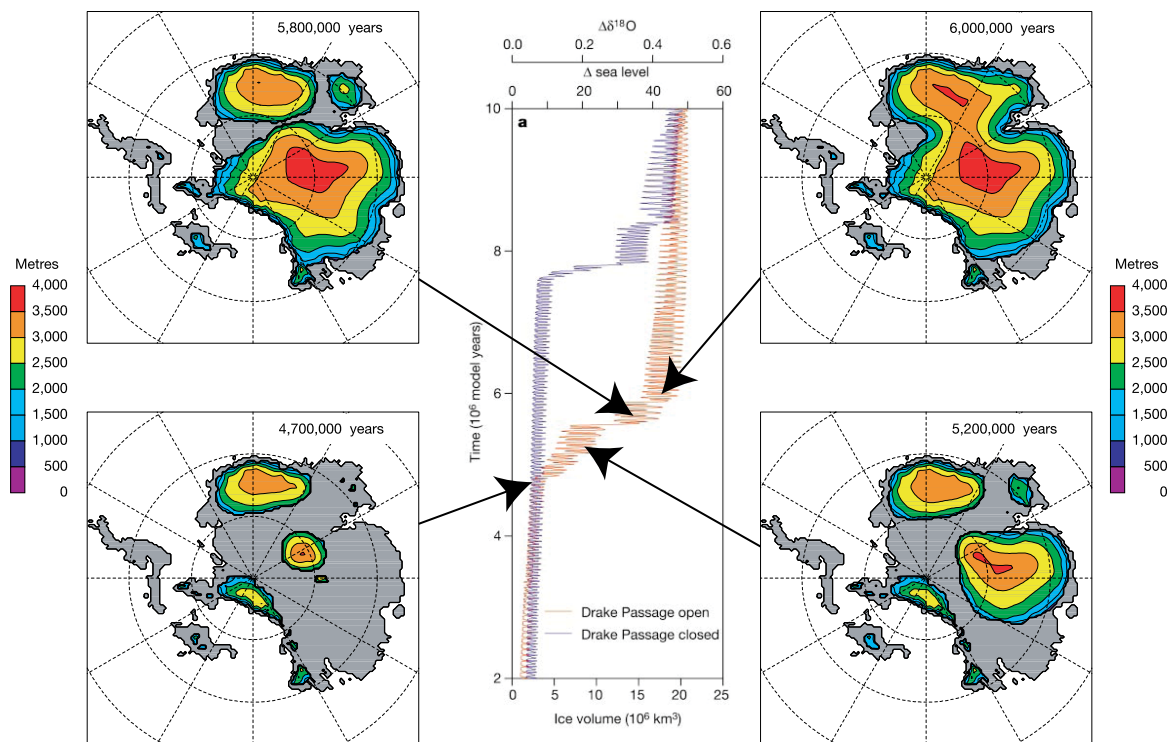


Figure 3.2. Evolution temporelle du volume de la calotte Antarctique à l'Eocène-Oligocène avec le passage de Drake ouvert (rouge) ou fermé (bleu) et une chute linéaire de la $p\text{CO}_2$ de 1120 ppm à 560 ppm au cours des 10 millions d'années de la simulation (NB : seuls les 8 derniers millions d'années sont représentés). La coalescence progressive des trois petites calottes en une seule est visible sur les quatre figures montrant la géométrie de la calotte de glace. Modifiée d'après DeConto and Pollard (2003b).

Par la suite, la plupart des travaux se focalisant sur la modélisation de la glaciation Eocène-Oligocène sont également l'œuvre de DeConto et Pollard et sont en fait des suites directes de ces deux premières études (Pollard and DeConto, 2005; Pollard et al., 2005; DeConto et al., 2008). De nouvelles contraintes ont récemment été apportées sur l'étendue et la topographie du continent Antarctique à la fin de l'Eocène. En prenant en compte les phénomènes d'érosion et de subsidence liés à la tectonique, il semblerait que l'Antarctique ait été environ 20 à 25 % plus étendu, en particulier dans l'Ouest du continent (Wilson et al., 2012). Il a été montré que le volume total de glace contenu dans la calotte obtenue avec cette nouvelle estimation topographique est environ 50% supérieur au volume obtenu en utilisant la topographie actuelle (et corrigée pour le rebond isostatique) de l'Antarctique (Wilson et al., 2013). Cette nouvelle estimation est de plus en bien meilleur accord avec les données géochimiques et sédimentologiques disponible pour la transition que les premières estimations de volume des études originales de DeConto et Pollard. Enfin, un autre résultat important a été démontré par Gasson et al. (2014): ils comparent la réponse d'un modèle de calotte de glace à des forçages caractéristiques de la transition Eocène-Oligocène provenant de sept modèles de circulation générale différents afin de tester la robustesse de la valeur de CO_2 (~ 780 ppm) proposé par DeConto et Pollard en 2003 et communément admise comme le seuil en dessous duquel l'Antarctique s'englace totalement. Si les résultats de Gasson et al. (2014) ne sont pas directement comparables avec ceux cités précédemment, car leur procédure ne tient pas compte des rétroactions générées par le développement de la calotte de glace, ils montrent que l'apparition d'une calotte de grande extension (> 25 m de niveau marin) est obtenu pour des niveaux de CO_2 relativement proches du seuil proposé par DeConto et Pollard.

1.4. Objectifs et choix de la méthode de couplage

Le point de départ de l'étude présentée dans ce chapitre est la volonté de revisiter la modélisation de la glaciation EO avec un modèle différent et en améliorant le couplage climat-calotte afin de tenter de proposer une vision de l'englacement de l'Antarctique cohérente avec les données de terrain disponibles. Ce travail fait suite aux deux études initiales de DeConto and Pollard (2003a, 2003b), qui sont les seuls à avoir explicitement

appliqué un couplage climat-calotte long terme à la transition EO. Une brève explication de leur méthode de couplage est nécessaire ici. Celle-ci est en réalité une synthèse entre les deux méthodes de couplage asynchrone décrite dans le Chapitre I.

DeConto et Pollard supposent pour simplifier que les variations orbitales de la Terre sont cycliques, c'est-à-dire que l'excentricité, l'obliquité et la précession varient sinusoïdalement avec une période de 80 000 ans, 40 000 ans et 20 000 ans respectivement. Partant initialement d'un Antarctique actuel dont la calotte a été retirée et dont le socle est en équilibre avec l'absence de cette calotte, et d'un état orbital générant un été froid sur l'Antarctique, ils réalisent un couplage asynchrone direct en utilisant le GCM GENESIS et un pas de temps de couplage entre GENESIS et leur ISM de 10 000 ans. Ils modélisent avec cette technique un cycle complet de leur obliquité idéalisée, c'est-à-dire 40 000 ans, et obtiennent ainsi cinq états climatiques (numérotés de 1 à 5) correspondant à des tailles de calotte de glace et des valeurs de paramètres orbitaux différentes (Fig. 3.3). Ces cinq états sont alors réutilisés alternativement dans les deux sens (i.e., de 1 à 5 puis de 5 à 1) pour réaliser des simulations longue durée ($\geq 400\,000$ ans) avec leur ISM mettant en jeu un couplage asynchrone indirect (Fig. 3.3), où le forçage passé à l'ISM est interpolé à chaque pas de temps entre les deux états climatiques les plus proches en fonction de la variation orbitale (DeConto and Pollard, 2003a). Après les premiers 40 000 ans de simulation, qui concordent donc avec les états climatiques préalablement obtenus (en faisant abstraction de l'importance du pas de temps de couplage, voir Chapitre I), l'évolution de la calotte Antarctique n'est plus du tout en accord avec l'extension de glace prescrite dans les états climatiques. D'ailleurs, les auteurs le soulignent eux-mêmes dans leur article (DeConto and Pollard, 2003a) : « *After the first 40 000 years, the prescribed ice sheet extents in the GCM solutions no longer match those in the ice-model integration; i.e. we are ignoring albedo and topographic feedbacks of the ice on the large-scale climate, although the simple lapse rate corrections still capture the important height-mass balance interaction.* ».

Plusieurs raisons peuvent donc être mises en avant pour expliquer la nécessité de revisiter cette transition :

1. Beaucoup de nouvelles données de $\delta^{18}\text{O}$, de niveau marin, de températures et de CO_2 ont depuis été publiées en fournissant une image plus détaillée des différentes phases de la transition.

CHAPITRE III

2. Le couplage réalisé par DeConto et Pollard n'est que partiellement valide, notamment sur le très long terme et ne tient que très approximativement compte des rétroactions liées à l'albédo de la glace.
3. Leur couplage intègre des variations orbitales idéalisées d'excentricité, d'obliquité et de précession. Depuis, grâce aux travaux de Laskar et al. (2004), sont disponibles les véritables valeurs des paramètres orbitaux au cours de la transition EO reconstruites à partir des équations des mouvements planétaires et des corps célestes.
4. La surface de l'Antarctique utilisée dans leurs études s'avère être largement sous-estimée par rapport à l'extension du continent reconstruite pour la fin de l'Eocène (Wilson et al., 2012).
5. Leur modèle de circulation générale n'incorpore pas d'océan dynamique mais un modèle slab dont le transport de chaleur est calculé à partir de coefficients de diffusion paramétrisés (DeConto and Pollard, 2003a).

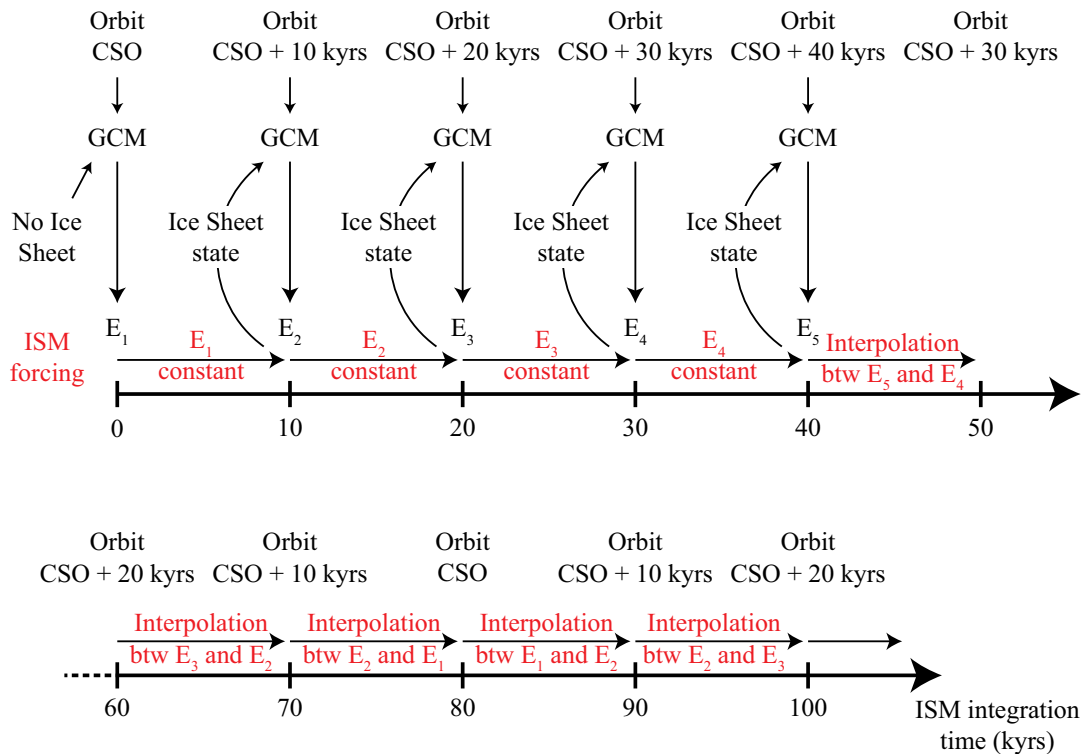


Figure 3.3. Méthode de couplage utilisée par DeConto and Pollard (2003a, 2003b) pour simuler l'englacement de l'Antarctique à la transition EO. Après 40 ka, l'interpolation entre les états climatiques se fait selon les variations orbitales et à chaque pas de temps du modèle de calotte.

CHAPITRE III

L'objectif de notre étude va donc être multiple :

1. Proposer une méthode de couplage qui permette de prendre en compte à chaque pas de temps, non seulement les rétroactions liées à la topographie de la calotte mais également à l'albédo de la glace.
2. Reconstruire l'évolution de la calotte de glace Antarctique durant la transition Eocène-Oligocène en s'appuyant sur les véritables variations orbitales calculées par Laskar et al. (2004) et sur les dernières estimations de CO₂ pour fournir un scénario d'englacement cohérent avec les données géochimiques et sédimentologiques.
3. Comparer l'évolution des températures au cours de la transition avec les estimations de la littérature.

Plusieurs facteurs ont orienté le choix de la méthode de couplage asynchrone par matrice pour simuler la transition Eocène-Oligocène dont la durée est d'environ 500 000 ans. Premièrement, nous avons vu au Chapitre I que la méthode de couplage asynchrone directe est peu adaptée à la modélisation des interactions climat-calottes aux longues échelles de temps à cause du très grand nombre de réajustements entre le GCM et l'ISM que cela nécessiterait. Deuxièmement, l'utilisation pour cette étude de la suite de modèles FOAM-LMDz-GRISLI proscrit la méthode asynchrone directe. L'intégration de ces modèles nécessite en effet plus d'une semaine, c'est-à-dire qu'il va falloir compter une dizaine de jours pour un unique réajustement de la méthode directe. En considérant un pas de temps de couplage de 1000 ans, 500 réajustements seraient nécessaires soit plus de 10 ans de temps de calcul. A l'échelle d'une thèse, cette méthode n'est donc pas applicable.

Au contraire, l'utilisation de la méthode de couplage asynchrone par matrice permet un gain de temps considérable au prix de certaines limitations (voir Chapitre I). La partie suivante est consacrée au détail de la méthode implémentée dans l'article présenté en partie 3.

2. Méthode

Au cours du temps, les paramètres orbitaux de la Terre et la composition atmosphérique en dioxyde de carbone vont varier, de même que, potentiellement, l'extension de la calotte glaciaire. Une fois la matrice d'états climatiques obtenues, il va donc être possible d'interpoler judicieusement entre les différents états climatiques contenus dans celle-ci afin de créer, à chaque pas de temps, des champs de température et de précipitations cohérent avec l'évolution temporelle des trois forçages, ici les paramètres orbitaux, l'extension de la calotte glaciaire et le CO₂. Ces champs interpolés de température et de précipitation sont ensuite utilisés comme données d'entrée du modèle de calotte de glace. On pourra se référer à l'annexe A pour un exemple explicite de ce principe d'interpolation.

Comme expliqué précédemment, un avantage majeur de cette méthode est la possibilité de tester plusieurs scénarios de variations différents pour les trois dimensions de la matrice. Si les variations de l'insolation sur l'Antarctique sont connues avec précision (Laskar et al., 2004), ce n'est absolument pas le cas pour les variations de CO₂ dont la résolution temporelle reste de l'ordre de la centaine de milliers d'années (Pagani et al., 2011; Heurreux and Rickaby, 2015). De plus, l'incertitude sur la valeur absolue des niveaux de CO₂ est extrêmement grande donc la possibilité de tester plusieurs scénarios de variations pour le CO₂ est un atout.

2.1. Différentes possibilités d'interpolation

Notons dès à présent que, quelque soit le forçage (i.e., insolation, CO₂ ou surface de calotte), l'interpolation entre les différents champs climatiques (i.e., température ou précipitations) utilisés pour générer le forçage de GRISLI est de la forme :

$$T = K * T_1 + (1 - K) * T_2$$

avec T_1 et T_2 , deux champs climatiques et K le coefficient d'interpolation (compris entre 0 et 1).

CHAPITRE III

Dans la suite, nous parlerons d'interpolation linéaire, non-linéaire ou logarithmique lorsque le coefficient d'interpolation K est calculé selon une relation linéaire, non-linéaire ou logarithmique. Une fois le coefficient K obtenu, les champs climatiques T_1 et T_2 sont ensuite pondérés par celui-ci selon une relation linéaire. L'appellation « interpolation non-linéaire » est donc un léger abus de langage puisqu'elle contient également une pondération linéaire.

La nature logarithmique de l'effet radiatif du CO_2 étant connue depuis longtemps et traditionnellement employée dans les autres études (DeConto and Pollard, 2003b; Gasson et al., 2014), nous avons donc appliqué une interpolation logarithmique selon la dimension « CO_2 ». En revanche, puisqu'il n'existe pas de relation simple entre les variations de température et les variations d'orbite, nous avons choisi de garder une interpolation linéaire selon la dimension « insolation » de manière similaire aux autres études (Gasson et al., 2014). Enfin, nous avons développé une interpolation non-linéaire selon la dimension « surface de calotte » pour prendre en compte les rétroactions liées à l'extension de la calotte de glace, c'est-à-dire à son albédo. Il est utile de rappeler que les rétroactions liées à la topographie de la calotte (*height-mass balance feedback*) sont déjà prises en compte par correction verticale de la température en utilisant une valeur de lapse-rate constant, et ce quelque soit l'interpolation appliquée. Le choix de développer cette nouvelle méthode d'interpolation non-linéaire a été dicté par l'observation d'un biais irréaliste lors de l'application d'une interpolation linéaire engendrant la croissance extrêmement rapide de la calotte glaciaire. En effet, imaginons que les deux états climatiques entre lesquels est réalisée l'interpolation possèdent, pour l'un, une très faible extension de calotte (S_0) et pour l'autre, une large extension (S_1). L'état de départ est celui de très faible extension. Lorsque de la glace s'accumule et que l'extension de la calotte dépasse S_0 , l'interpolation se met en place et affecte tous les points de la grille. Ainsi, même si la calotte, à un instant t , possède une extension S très légèrement supérieure à S_0 , tous les points de grille correspondant à l'extension S_1 vont être affecté par la rétroaction liée à l'albédo. Ceci génère un biais froid dans des zones où la glace n'est pas encore présente (voir l'article présenté dans la partie 3). Nous avons donc créé une méthode permettant de traiter les points de grille au cas par cas afin de mieux représenter l'influence des points de grille à proximité et de réduire ce biais. Dans la suite de cette section, je vais m'attacher à présenter plus en détail cette dernière méthode par rapport à sa description dans l'article. Des tests de sensibilité sur ces coefficients seront présentés dans la partie 4.

2.2. Détails de la méthode

L'interpolation linéaire, détaillée dans l'Annexe A, applique donc un coefficient d'interpolation *linéaire* et *global*, c'est-à-dire, identique pour tous les points de la grille, aux champs climatiques utilisés dans l'interpolation pour générer le forçage de GRISLI. Au contraire, la procédure que nous avons développée génère un coefficient d'interpolation *non-linéaire* et *local*, c'est-à-dire particulier à chaque point de grille. Le forçage de température et de précipitations est ainsi potentiellement différent pour chaque point de grille.

Pour calculer le coefficient d'interpolation non-linéaire (K_{NL}) d'un point de grille P, un poids « de proximité » (ou « proximité » dans la suite) est attribué à chaque autre point de la grille en fonction de la distance de ceux-ci par rapport au point dont on calcule le K_{NL} . Cette proximité est paramétrée selon l'évolution exponentielle (ou « fonction de proximité ») présentée figure 3.4.

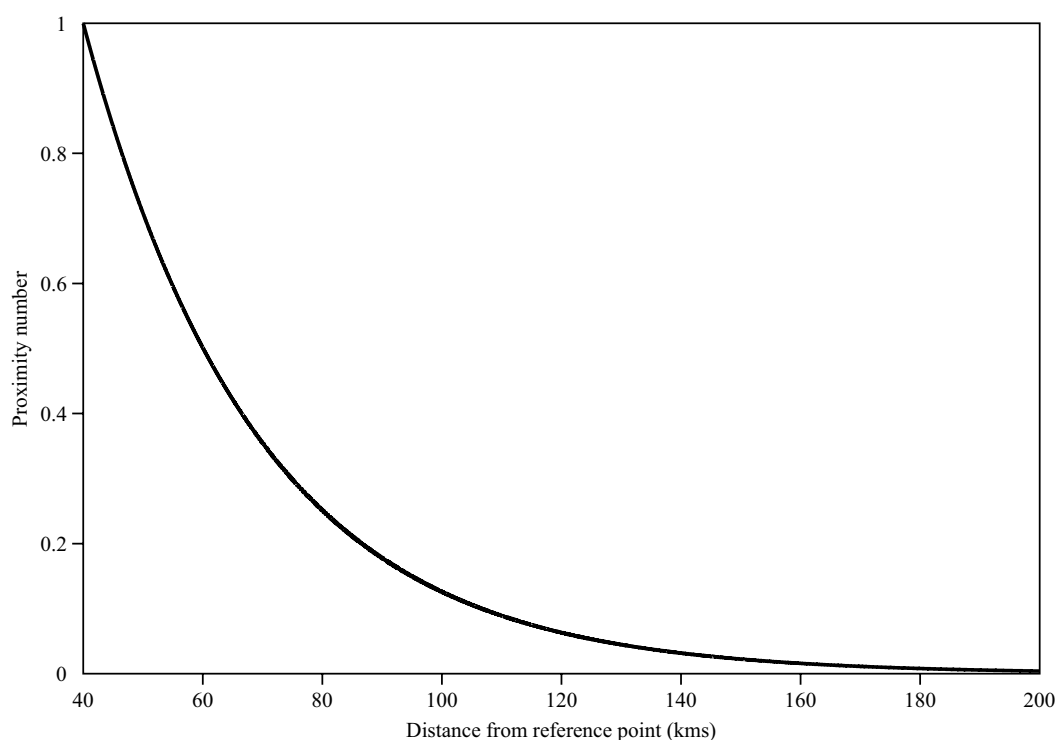


Figure 3.4. Fonction de proximité des points de la grille en fonction de la distance au point considéré.

CHAPITRE III

Un point adjacent au point P possède donc une proximité de 1 tandis qu'un point situé au-delà d'un rayon de 200 km se voit attribuer une proximité de 0 (Fig 3.5).

0	0	0	0	0	0.004	0	0	0	0	0
0	0	0.004	0.008	0.013	0.016	0.013	0.008	0.004	0	0
0	0.004	0.011	0.027	0.050	0.063	0.050	0.027	0.011	0.004	0
0	0.008	0.027	0.08	0.181	0.251	0.181	0.08	0.027	0.008	0
0	0.013	0.050	0.181	0.564	1	0.564	0.181	0.050	0.013	0
0.004	0.016	0.063	0.251	1	P	1	0.251	0.063	0.016	0.004
0	0.013	0.050	0.181	0.564	1	0.564	0.181	0.050	0.013	0
0	0.008	0.027	0.08	0.181	0.251	0.181	0.08	0.027	0.008	0
0	0.004	0.011	0.027	0.050	0.063	0.050	0.027	0.011	0.004	0
0	0	0.004	0.008	0.013	0.016	0.013	0.008	0.004	0	0
0	0	0	0	0	0.004	0	0	0	0	0

Figure 3.5. Valeur de la proximité attribuée à chaque point de grille (de 40 km par 40 km) en fonction de la distance au point P calculée à partir de la courbe de la figure 3.4.

L'utilisation de cette fonction implique que le climat d'un point de grille situé à une distance supérieure à 200 km n'influencera pas le climat du point P. Cette hypothèse est erronée car il est absurde de considérer que l'influence d'une calotte de glace se limite à son voisinage immédiat. Notamment, les changements de dynamique atmosphérique liés à une calotte en formation sont susceptibles de générer d'importantes variations de température et de précipitation à grande échelle. Cependant, le choix de cette hypothèse est assumé pour plusieurs raisons :

1. Pour une calotte de petite taille, les variations de température restent faibles à une distance supérieure à 200 – 400 kms (Fig. 3.6)
2. La nature même du couplage asynchrone par matrice limite la réalité physique de l'interpolation des champs de température et surtout des champs de précipitation entre deux états climatiques. Quelque soit le type d'interpolation choisi, celui-ci reste une approximation.

CHAPITRE III

3. La procédure présentée ici est relativement lourde en termes de temps de calcul comparée à une interpolation linéaire classique ; donc choisir une distance plus faible permet de réduire ce temps machine.

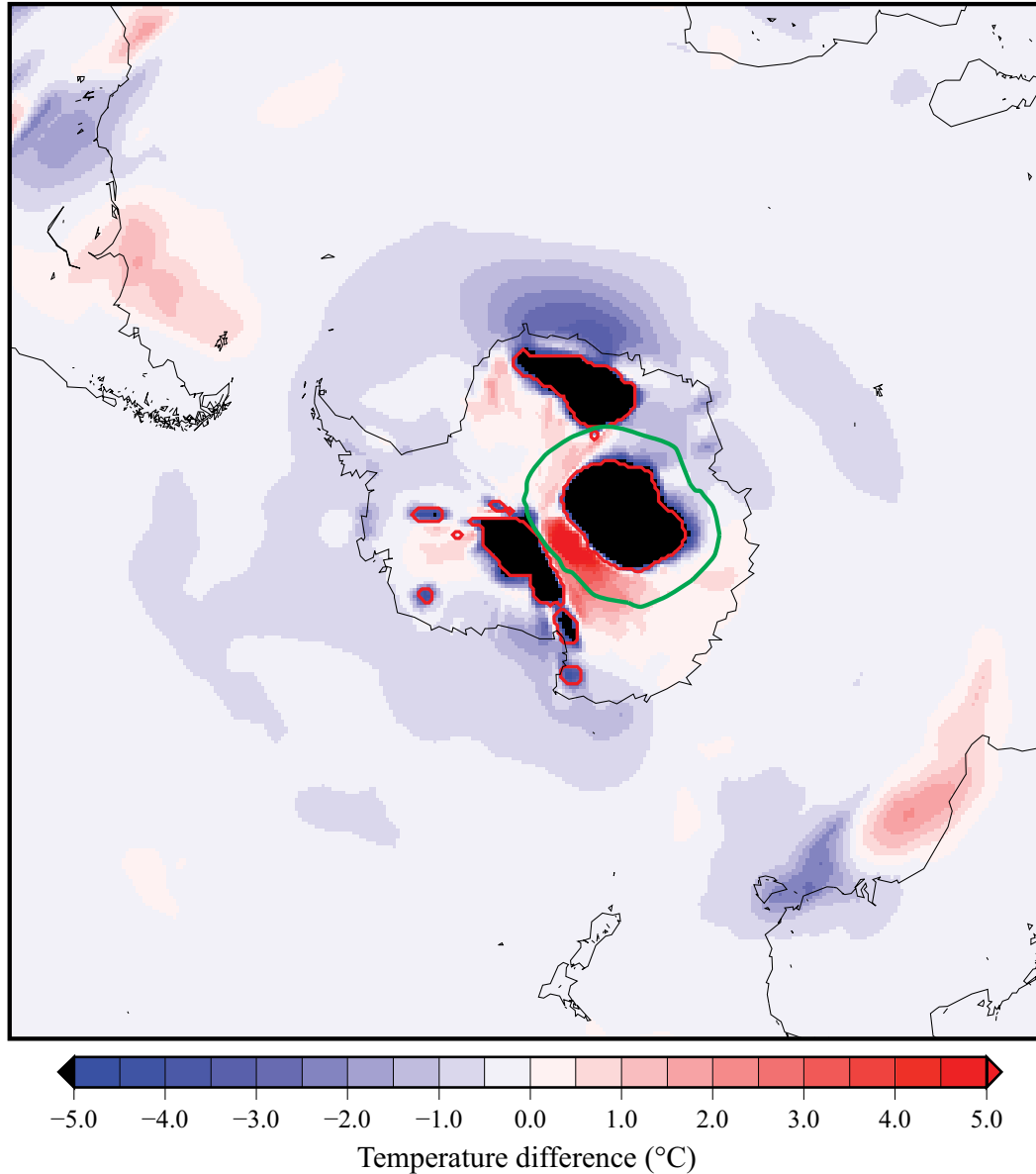


Figure 3.6. Différence de température induite par la croissance d'une calotte de glace à CO₂ constant (980 ppm). Les zones de glaces pérennes (représentées par les contours rouges) donnent lieu à un refroidissement très important, lié à l'albédo et à la topographie de la calotte. On note qu'à plus de 200 – 400 kms (le contour vert représente la zone distante de 400 kms par rapport à la calotte principale située sur les montagnes Gamburtsev), les variations de température restent faibles (< 1 à 2°C).

CHAPITRE III

Enfin, il faut insister sur le fait que cette méthode ne prétend pas représenter exactement la réalité « physique » de la croissance d'une calotte de glace. Il faudrait pour cela réaliser un couplage synchrone d'un modèle de climat très haute résolution avec un modèle de calotte de glace non-approximé (e.g., les modèles dits « full – Stokes »), ce qui n'est pas possible à l'heure actuelle. Cependant, comme montré dans l'article de la section suivante, cette méthode d'interpolation permet de simuler de façon plus réaliste la croissance de la calotte de glace Antarctique à la transition EO.

Une valeur de proximité « totale » peut donc être calculée en fixant la distance à 200 kms. Elle est égale à la somme des valeurs de proximité de tous les points de grille situés à une distance inférieure ou égale à 200 kms du point P. Selon le nombre de points englacés dans ce même voisinage du point P, on peut alors définir le K_{NL} tel que :

$$K_{NL} = \frac{\sum \text{Proximités des points englacés}}{\sum \text{Proximités de tous les points}} = \frac{\sum \text{Proximités des points englacés}}{\text{Proximité "totale"}}$$

On obtient donc un K_{NL} pour chaque point de grille, qui peut alors être utilisé pour obtenir, point de grille par point de grille, un forçage de GRISLI, selon la dimension « surface de calotte ». En repérant chaque point par ses coordonnées i et j , on a donc la relation :

$$T_{i,j} = K_{NL\ i,j} * T_{1\ i,j} + (1 - K_{NL\ i,j}) * T_{2\ i,j}$$

Dans la pratique, en supposant que l'on possède deux valeurs de CO_2 différentes, pour lesquelles on possède deux surfaces de calotte de glace différentes, pour lesquelles on possède deux jeux de paramètres orbitaux (donc deux insolation différentes), ce qui donne une matrice 2x2x2, l'ordre des interpolations est le suivant :

1. Linéaire selon la dimension « insolation »
2. Non-linéaire selon la dimension « surface de calotte »
3. Logarithmique selon la dimension « CO_2 »

A la fin de cette procédure d'interpolation, un forçage unique de température et de précipitations est donc obtenu à partir des 8 états climatiques initiaux. Ce forçage, utilisé ensuite par GRISLI et recalculé à chaque pas de temps de celui-ci, intègre les variations temporelles de l'insolation, de la calotte de glace et du CO_2 .

CHAPITRE III

L'article présenté maintenant est la première démonstration de l'application d'une méthode de couplage climat – calotte de type asynchrone par matrice décrite dans Pollard (2010) sur une longue échelle de temps. L'implémentation d'une procédure d'interpolation non-linéaire dont le coefficient varie selon le point de grille considéré est également novatrice et permet de reproduire, avec des forçages cohérents, une évolution du volume de glace lors de la transition Eocène-Oligocène en très bon accord avec les données.

3. Article publié dans *Paleoceanography*



Paleoceanography

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2013PA002593

Key Points:

- Transient simulations of the ice evolution at the Eocene-Oligocene transition (34–33.5 Myr)
- Good agreement between results and data revealing a two-stepped transition
- Simulations explore the impact of CO₂ and orbital parameters on the ice sheet

Correspondence to:

J.-B. Ladant,
jean-baptiste.ladant@scea.ipsl.fr

Citation:

Ladant, J.-B., Y. Donnadieu, V. Lefebvre, and C. Dumas (2014), The respective role of atmospheric carbon dioxide and orbital parameters on ice sheet evolution at the Eocene-Oligocene transition, *Paleoceanography*, 29, doi:10.1002/2013PA002593.

Received 4 DEC 2013

Accepted 6 AUG 2014

Accepted article online 11 AUG 2014

The respective role of atmospheric carbon dioxide and orbital parameters on ice sheet evolution at the Eocene-Oligocene transition

Jean-Baptiste Ladant¹, Yannick Donnadieu¹, Vincent Lefebvre¹, and Christophe Dumas¹

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, Gif-sur-Yvette, France

Abstract The continental scale initiation of the Antarctic ice sheet at the Eocene-Oligocene boundary (Eocene-Oligocene transition (EOT), 34 Ma) is associated with a global reorganization of the climate. If data studies have assessed the precise timing and magnitudes of the ice steps, modeling studies have been unable to reproduce a transient ice evolution during the Eocene-Oligocene transition in agreement with the data. Here we simulate this transition using general circulation models coupled to an ice sheet model. Our simulations reveal a threshold for continental scale glaciation of 900 ppm, 100 to 150 ppm higher than previous studies. This result supports the existence of ephemeral ice sheets during the middle Eocene, as similar CO₂ levels (900–1000 ppm) have been reached episodically during this period. Transient runs show that the ice growth is accurately timed with EOT-1 and Oi-1, the two $\delta^{18}\text{O}$ excursions occurring during the transition. We show that CO₂ and orbital variations are crucial in initiating these steps, with EOT-1 corresponding to the occurrence of low summer insolation, whereas Oi-1 is controlled by a major CO₂ drop. The two $\delta^{18}\text{O}$ steps record both ice growth and temperature, representing some 10–30 m eustatic sea level fall and 2–4°C cooling at EOT-1 and 70 ± 20 m and 0–2°C for Oi-1. The simulated magnitude of the ice steps (10 m for EOT-1 and 63 m for Oi-1) and the overall cooling at various locations show a good agreement with the data, which supports our results concerning this critical transition.

1. Introduction

At the Eocene-Oligocene transition (34–33.5 Ma), a continental scale ice sheet started to develop over Antarctica with climatic consequences at a global scale. It has been suggested that ephemeral (1 Myr) ice sheets might have already been present over Antarctica during the middle Eocene [Browning *et al.*, 1996; Dawber and Tripathi, 2011; Miller *et al.*, 2005; Pekar *et al.*, 2005; Tripathi *et al.*, 2005], but this issue still lacks strong evidence and is therefore widely debated. Conversely, several bodies of evidence arising from oxygen isotope excursions, temperature reconstructions, and stratigraphic records support a continental scale ice growth occurring at the Eocene-Oligocene transition (EOT). Benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ records show an overall 1.5‰ two-step increase during the EOT [Bohaty *et al.*, 2012; Zachos *et al.*, 2001]. This evolution has been widely recorded in sediments from many different locations [Coxall *et al.*, 2005; Katz *et al.*, 2008; Lear *et al.*, 2008; Pusz *et al.*, 2011; Scher *et al.*, 2011] as well as in sea level reconstructions showing large-amplitude falls [Houben *et al.*, 2012; Katz *et al.*, 2008; Miller *et al.*, 2009]. These data studies hence demonstrated that the first $\delta^{18}\text{O}$ step (“EOT-1” or the “precursor” event) is due to a global cooling with a modest ice growth component, whereas the second step (“Oi-1”) mainly represents the major ice growth leading to a continental scale ice sheet over Antarctica [Miller *et al.*, 2009].

The reasons for this greenhouse-icehouse transition have long been debated, mainly between the “tectonic-oceanic” hypothesis and the CO₂ hypothesis. The first one states that the opening of the southern passages (the Drake and Tasman seaways) has permitted the development of the Antarctic Circumpolar Current (ACC), hence isolating Antarctica from warmer tropical transport of waters [Kennett, 1977; Kennett and Exon, 2004]. As a result, the cooling due to oceanographic changes would have enabled the growth of considerable ice volume. The second hypothesis suggests that the crucial factor in the late Eocene ice expansion is the atmospheric CO₂ partial pressure drawdown. It is supported by independent proxies showing a fall of pCO₂ from concentrations largely above 1000 ppm during the Eocene to levels below 800 ppm at the EOT [Beerling and Royer, 2011; Pagani *et al.*, 2005; Pagani *et al.*, 2011; Pearson *et al.*, 2009]. Modeling studies also support a first-order control of the pCO₂ compared to the effects of the tectonic-oceanic reorganization.

DeConto and Pollard [2003b] have shown that the decrease in atmospheric CO₂-levels occurring at the Eocene-Oligocene boundary has a far larger effect on the growth of the Antarctic ice sheet than the potential change in oceanic heat transport arising from the opening of the Drake Passage. More recently, *Lefebvre et al.* [2012] have shown that for pCO₂ typical of the EOT, only a very weak ACC develops, suggesting that the ACC was a consequence, having a positive feedback on the cooling of Antarctica, rather than the main cause of the initiation of large-scale ice sheets.

While the primary effect of the atmospheric CO₂ has been emphasized several times these previous years, few numerical simulations have focused on the accurate timing of the Antarctica ice sheet build up. *Tigheelaar et al.* [2011] used a box model to reproduce the two-step $\delta^{18}\text{O}$ signal when forced by a decreasing atmospheric CO₂ concentration. They found that the first step represents a deep-sea cooling recording a meridional overturning circulation shift, while the second step embodies rapid and massive Antarctic glaciation. However, the change in meridional overturning circulation invoked in their analysis leads to an increase in ice volume occurring in only one step, whereas the data indicate a two-step ice growth, with a modest ice component contributing to the first excursion (EOT-1) in $\delta^{18}\text{O}$ records [*Houben et al.*, 2012]. Previously, *Pollard and DeConto* [2005] ran 10 Myr simulations across the EOT to investigate the hysteresis induced by the Antarctic ice sheet buildup and decay. When decreasing the CO₂ across the transition, their model simulates a two-step increase in ice volume; the shape of which is very similar to proxy records. Nevertheless, the timing (and amplitude) of the transition was not the main focus of their paper. Indeed, they used idealized orbital variations, which prevented them from going into further details concerning the exact timing of the transition. In addition, the way they accounted for ice sheet feedback deserves improvements, as they did not take into account the ice-albedo feedback on long-term runs.

Here we use a set of asynchronously coupled models to bring new insights on the initiation of the Antarctic ice sheet following a method whose framework has been suggested by *Pollard* [2010] and which is based on the original works of *DeConto and Pollard* [2003a, 2003b] and *Pollard and DeConto* [2005]. One of the main improvements from these studies lies in the use of the astronomically reconstructed insolation of *Laskar et al.* [2004] instead of using idealized orbital parameter variations corresponding to idealized sinusoidal periods of 20, 40, and 80 kyr for precession, obliquity, and eccentricity variations, respectively [*DeConto and Pollard*, 2003a; *Horton and Poulsen*, 2009]. The method consists in running an ice sheet model with interpolated forcings derived from equilibrated climatic snapshots representing different climatic states over Antarctica. By taking into account both the height-mass balance and the ice-albedo feedback, our results suggest that the CO₂ threshold that enable the initiation of large-scale glaciation is 100–150 ppm higher than what was previously thought [*DeConto and Pollard*, 2003a]. This higher value provides support to the possible existence of substantial ice sheets throughout the Eocene [*Miller et al.*, 2005] and remains close to the upper bound of the threshold range derived from the intermodel comparison of *Gasson et al.* [2014]. We develop a method of interpolation enabling us to reproduce the shape of the Eocene-Oligocene transition. Our results display a timing of the steps at 33.9 and 33.7 Myr very well correlated with astronomically dated oxygen isotopes records. Besides, the magnitude of these two steps is in agreement with a first modest ice increase during EOT-1 (10 to 25 m of equivalent sea level) and a second major growth during Oi-1 (50 to 80 m). In addition, the simulated ocean temperature cooling of 1.5 to 4°C produced by our model is also consistent with reconstructed oceanic cooling recorded at both low- and high-latitudes sites.

2. Models and Methods

2.1. Models

It is currently infeasible to use a general circulation model (GCM) fully coupled to an ice sheet model (ISM) owing to the time that would be needed to simulate hundreds of thousands of years. The only way to simulate ice sheet variations on long time scales (few tens of kiloyears or more) involves asynchronous coupling between a GCM and an ISM. A review of these techniques has been extensively presented by *Pollard* [2010]. The most straightforward is the asynchronous method that consists of running the ISM continuously while updating the climate forcing by running the GCM approximately every thousand years with the updated ice sheet configuration and the updated current state of other time-variable parameters. *Herrington and Poulsen* [2011] have recently applied this method to the expansion of the Laurentide ice sheet

after the last interglacial and have shown the importance of the time interval between two GCM updates. As our purpose is to simulate the whole Eocene-Oligocene transition, which lasts several hundreds of thousands of years, the limitations in computing time prevent us from using this method. Instead, we have used a matrix method in which several climatic snapshots, spanning a range of possibilities for the ice sheet area, the CO₂, and the orbital variations, are gathered to create an interpolated climatic forcing to drive the ISM [Pollard, 2010]. Preliminary versions of this method have already been applied to the Eocene-Oligocene transition in Antarctica [DeConto and Pollard, 2003a, 2003b; Pollard and DeConto, 2005]. A more sophisticated version refining these pioneering studies is developed here.

Here we set up a 3-D matrix, which contains several climatic snapshots varying according to three metrics: the Earth's orbital parameters, the ice sheet area, and the atmospheric pCO₂. The climatic fields will be interpolated according to time variations of (1) the insolation over Antarctica, (2) the ice sheet area, and (3) the atmospheric CO₂ levels. In this study, the oceanic cooling produced by our model at the EOT is used for a data-model comparison exercise. This requires the use of a coupled ocean-atmosphere model to simulate the temperature of the deep ocean. The coupled ocean-atmosphere model has to be very efficient in terms of computational time, given the number of climatic snapshots we need to build our 3-D matrix. These snapshots are hence created using the fully coupled mixed-resolution atmosphere-ocean GCM FOAM (Fast Ocean Atmosphere Model). The atmospheric component of FOAM is the Parallel Community Climate Model version 3—University of Wisconsin, which is mainly constituted of the parallel version of NCAR's Community Climate Model, version 2 (CCM2) model with modified physics routines so that the atmospheric physics is equivalent to the CCM3 model. The atmospheric component has 18 vertical levels with the R15 spectral resolution (7.5° in longitude × 4.5° in latitude). The ocean component is the Ocean Model version 3, a finite difference, z coordinate model that is dynamically similar to the GFDL Modular Ocean Model (MOM) and is optimized for distributed memory-parallel platforms [Jacob, 1997]. It has 24 vertical levels, with 12 in the upper 1000 m, and a 128 × 128 resolution (2.8° × 1.4°) on a regular polar grid. The sea ice model uses the thermodynamics of NCAR's CSM Sea Ice Model version 2.2.6. It is implemented together with the CCM2 land model by the coupler that links the ocean and the atmospheric components. The FOAM model has been thoroughly used to simulate past climates [Donnadieu et al., 2009; Lefebvre et al., 2012; Poulsen and Jacob, 2004].

Since the coarse resolution of the atmospheric component of FOAM does not enable the direct use of the temperature and precipitation fields as inputs for our ice sheet model GRISLI (Grenoble Ice Shelves and Land Ice model), the GCM-ISM coupling is achieved in two steps. We couple FOAM with the LMDZ (Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom) model by forcing LMDZ with sea surface temperature (SST) averaged over the last 100 years of equilibrated FOAM simulations, all other boundary conditions being kept identical. Temperature and precipitation fields averaged on the last 5 years of equilibrated 20 yearlong LMDZ simulations are then stored in our climatic matrix in order to force the GRISLI ISM. LMDZ constitutes the atmospheric component of the IPSL (Institut Pierre-Simon Laplace) coupled model. It uses a longitude-latitude-staggered Arakawa C-grid to discretize the dynamical equations and ensure the conservation of both enstrophy and angular momentum [Hourdin et al., 2006]. The version we use here has 39 vertical levels and runs on a 96 × 95 resolution (3.75° × 1.9°). GRISLI is a time-dependent 3-D ice sheet model, accounting for thermomechanical coupling between flow and temperature, that has been developed and validated over Antarctica by Ritz et al. [2001]. The model runs at 40 km × 40 km resolution and simulates the dynamics of grounded and floating ice but also ice shelves and ice stream regions. GRISLI also models the depression and rebound of bedrock elevations with a time constant of 3 kyr.

2.2. Method Description and Boundary Conditions

The climatic snapshots are created by running FOAM to equilibrium for 2000 years with the early Oligocene paleogeography used by Lefebvre et al. [2012] at the exception of the reconstructed Antarctic topography. The paleogeography follows Scotese [2001] with subsequent changes in the Tethys [Barrier and Vrielynck, 2008] and central American [Iturralde-Vinent and MacPhee, 1999] seaways, while the paleobathymetry is established following Bice et al. [1998]. In this reconstructed geography, the Drake and Tasman gateways are open. Australia is closer to Antarctica than in present-day configuration, while South America is very close to its modern position. The Panama seaway is open, and the Tethys connects the Indian and Atlantic oceans; the latter being more constricted than today (Figure 1). The Antarctic topographic reconstruction

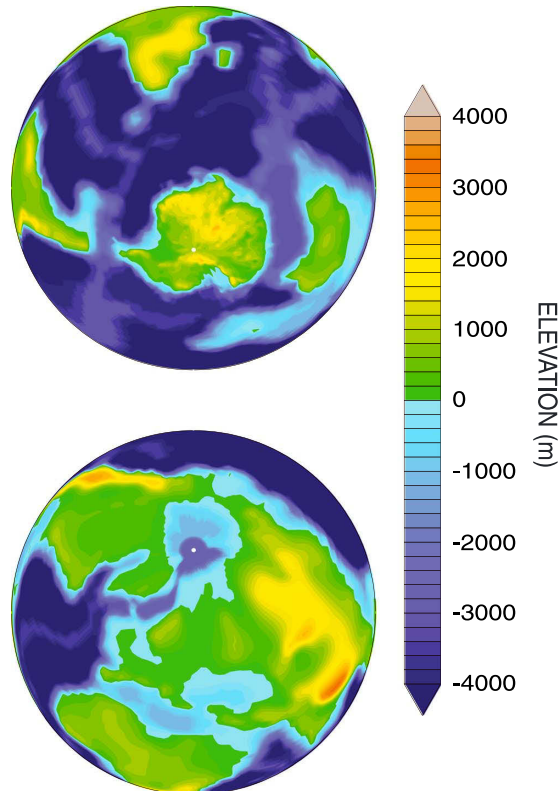


Figure 1. Early Oligocene paleogeography.

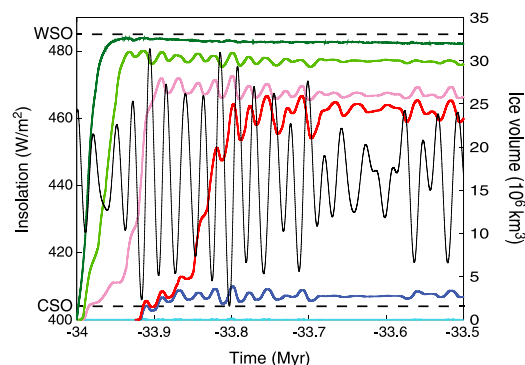


Figure 2. Antarctic ice sheet evolution at the EOT for different $p\text{CO}_2$. The colored curves represent the evolution of the ice volume versus time with CO_2 levels of 980 ppm (cyan), 925 ppm (blue), 900 ppm (red), 840 ppm (violet), 700 ppm (green), and 560 ppm (dark green). The black curve is the variation of the austral summer (December-January-February) insolation at 65°S (available at <http://www.imcce.fr/Equipes/ASD/insola/earth/earth.html>). The dashed black lines represent the summer insolation at 65°S produced by the warm and cold summer orbit.

is taken from the larger estimate of *Wilson et al.* [2012]. This reconstruction does account for the history of the erosion over Antarctica and results in a larger land area than the isostatically adjusted ice-free present Antarctic topography used in most previous modeling studies [e.g., *DeConto and Pollard*, 2003a, 2003b], with the notable exceptions of *Wilson et al.* [2013] and *Stocchi et al.* [2013]. Other boundary conditions that differ from modern day include the atmospheric CO_2 levels, the orbital parameters, and the solar constant; the latter one being reduced to 1361 W m^{-2} . In this study, we use the atmospheric CO_2 levels ranging from $2 \times \text{PAL}$ (preindustrial atmospheric levels, 280 ppm) to $4 \times \text{PAL}$: 560, 700, 840, 980, and 1120 ppm. With the assumption that Antarctic summer temperature is the crucial factor on the sustainability of ice sheets [*DeConto and Pollard*, 2003a], we use two opposed orbital configurations. These configurations either produce a warm summer orbit (WSO; eccentricity = 0.05, obliquity = 24.5° , and perihelion in January [*DeConto et al.*, 2007]) or a cold summer orbit (CSO; eccentricity = 0.05, obliquity = 24.5° , and perihelion in July) over Antarctica. We then compute the mean summer insolation at 65°S between 34 and 33.5 Myr from the astronomical reconstructions of *Laskar et al.* [2004] (Figure 2, in black). For the sake of simplicity, we assume a linear relationship between climate and orbital parameters.

For each CO_2 concentration, we prescribe three ice sheet sizes derived from preliminary runs (Table 1) except at 1120 ppm, where the climate over Antarctica is too warm to enable the growth of an ice sheet, even in the CSO case. With the temperature and precipitation fields from the GCM results, we build a climatic matrix consisting of $2 \text{ (orbits)} \times 4 \text{ (three ice sheet sizes + ice free Antarctica)} \times 5 \text{ (CO}_2\text{) climatologies}$. At each ISM time step (1 year), we interpolate the most appropriate climatologies to force the

Table 1. Approximated Ice Volume of the Prescribed Ice Sheets Used to Build our Matrix

CO ₂ (ppm)	Approximated Ice Volume (10 ⁶ km ³)
560	10
	20
	33
700	8
	18
	28
840	6
	13
	24
980	3
	7
	11

ISM according to the current value of orbital parameters, ice sheet area, and CO₂ concentration. The whole triple interpolation calculation is done in three steps. First, a linear interpolation is realized according to the variations of the mean summer insolation at 65°S computed from the astronomical calculations (Figure 2). Second, a nonlinear interpolation (see below) is realized according to the ice sheet area. Third, a logarithmic interpolation is done according to the CO₂ variations. This method enables us to iteratively take into account, at each time step, not only the height mass balance feedback but also the strong ice-albedo feedback. In this study, the lapse rate correction is set at 5°C/km.

The interpolation with the ice sheet area metric is done following a new method that we have specifically

developed. Indeed, classical linear interpolation may create artificially cold areas, favoring a very rapid ice growth and therefore possibly biasing the ice evolution. For instance, let us consider the linear interpolation between two ice sheet sizes of areas S_0 and S_1 (with $S_1 > S_0$) and climate forcings C_0 and C_1 , the ice sheet area being S_0 at the start of the interpolation. Once additional ice starts to accumulate, the current ice sheet area S is only slightly larger than S_0 , yet the climate forcing, determined by the linear interpolation relationship $C = R \times C_1 + (1 - R) \times C_0$ with $R = (S - S_0)/(S_1 - S_0)$, will impose interpolated conditions on the area corresponding to the S_1 ice sheet area, although the current size of the ice sheet is close to S_0 , leading to a physically unrealistic behavior: the growth of a low relief but very spread ice sheet within a very short time, with ice nucleating on areas whose initial mass balance is negative. To illustrate this feature, we have run a 100-year ISM simulation with orbital parameters, and CO₂ kept constant starting with an ice-free Antarctica and evolving toward a prescribed ice sheet. Figure 3 (left) shows the initial mass balance over a $2.5 \times \text{PAL}$ CO₂ ice-free Antarctica under CSO orbital conditions. Positive mass balance is restricted to high reliefs (Gamburtsev and Transantarctic Mountains and Dronning Maud Land), yet after 100 years of simulation, ice has nucleated on almost the whole continent, and the ice sheet is already of continental size, which is unrealistic on such short time scale (Figure 3, middle).

The nonlinear method we have elaborated to address this issue aims at representing the progressive ice sheet buildup under the assumption that a newly glaciated continental grid point will only affect climate locally. The idea is to calculate an interpolated climate forcing for each Antarctic grid point instead of basically interpolating the whole grid between the two surrounding snapshots (of areas S_0 and S_1 , as before with $S_1 > S_0$, and climates C_0 and C_1). For each grid point, the climate forcing is calculated by evaluating, within a

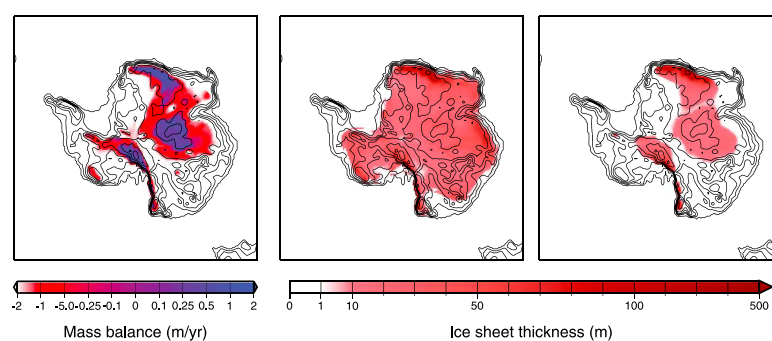


Figure 3. Comparison of the ice evolution for the linear and nonlinear methods of interpolation after 100 years of simulation. (left) Initial mass balance (ice free, $2.5 \times \text{PAL}$ CO₂, CSO conditions run). (middle) Ice thickness after 100 years for a linear interpolation. (right) The nonlinear method is shown.

Table 2. Maximum Ice Sheet Volume for Each pCO₂

CO ₂ (ppm)	Approximated Maximum Ice Volume (10 ⁶ km ³)	Maximum Ice State
560	32.5	Fully glaciated
700	31	Fully glaciated ^a
840	28	Largely glaciated ^b
900	26	Largely glaciated ^c
925	4	Three small ice sheets ^d
980	0.1	Two glaciers ^e
1120	0	Not applicable

^aExcept a small part of West Antarctica.^bExcept the majority of West Antarctica and Victoria Land.^cExcept West Antarctica and Victoria Land.^dLocated on the Gamburtsev Mountains, the Transantarctic Mountains, and the Dronning Maud Land.^eLocated on the Gamburtsev and Transantarctic Mountains.

certain radius, the proximity of the surrounding ice points with the grid point under scrutiny. Three possibilities might occur.

1. Within the radius, every point is glaciated. The ISM then uses the climate forcing of snapshot S_1 .
2. Within the radius, every point is ice free. The ISM then uses the climate forcing of snapshot S_0 .
3. Within the radius, there are both glaciated and ice-free points. A coefficient k representing the proximity of the number of glaciated points is calculated by giving a larger weight to

grid points close to the focused point. This coefficient is then used to linearly interpolate the climate between snapshots S_0 and S_1 :

$$C = k \times C_1 + (1 - k) \times C_0.$$

Repeating the previous experiment with the same initial and boundary conditions, we observe that after 100 years, ice has accumulated on a smaller area that is almost restricted to positive mass balance areas (Figure 3, right), and ice growth follows a step-by-step circular expansion, which seems more correct regarding the dynamical behavior of the ice. However, we want to underline that this new interpolation method, although physically more realistic than a simple linear interpolation, is not an attempt to accurately model the physics of the ice or its behavior and remains an ad hoc parameterization of climate snapshots to provide interpolated forcings to the ISM. By comparing temperature forcings from the snapshots, we have evaluated the distance to be roughly 200 to 300 km over which the effects of the ice sheet is small enough (i.e., $<1^\circ\text{C}$ change). To keep a reasonable computing speed, we have chosen 200 km as the radius of evaluation for the nonlinear method. Let us emphasize here that we acknowledge that temperature is not the only climatic variable modified by an ice sheet and that the latter will alter the climate over farther distances through atmospheric circulation changes. However, because the range of uncertainties in CO₂ reconstructions [Beerling and Royer, 2011], Antarctic topography [Gasson *et al.*, 2014; Wilson *et al.*, 2012], or in the matrix method [Pollard, 2010] are limitations to a more precise calibration, we have chosen to limit our study to this simple case.

3. Results

3.1. Constant CO₂ Simulations

The impact of the atmospheric CO₂ concentration on the initiation of a continental scale ice sheet is summarized in Table 2 and in Figures 2 and 4. At $3.5 \times \text{PAL}$, ephemeral ice is present over Antarctica. Only the highest elevations of Antarctica (the Gamburtsev and the Transantarctic Mountains) are periodically covered with very small isolated ice caps during low-insolation times (Figures 2 and 4 and Table 2). Once the climate gets slightly warmer due to orbital parameter variations, the ice melts and vanishes. At $3 \times \text{PAL}$, the glaciation is initiated as soon as the first summer insolation minimum is crossed. Contrary to the simulation at $3.5 \times \text{PAL}$, the ice feedback combined to the lower pCO₂ are strong enough to initiate the continental scale glaciation with only one large ice sheet covering the majority of Antarctica (Figure 4). West Antarctica remains mostly ice free as well as Victoria Land (on the western shores of the modern Ross ice shelf). The total ice volume reaches up to $28 \times 10^6 \text{ km}^3$, 105% of modern Antarctic ice volume ($\approx 27 \times 10^6 \text{ km}^3$ [Fretwell *et al.*, 2013]). At $2.5 \times \text{PAL}$ and $2 \times \text{PAL}$, the whole continent is covered with ice (Figure 4), except for a small part of West Antarctica at $2.5 \times \text{PAL}$. For the latter CO₂ concentration, the ice volume is $31 \times 10^6 \text{ km}^3$, while at $2 \times \text{PAL}$, the volume reaches $32.5 \times 10^6 \text{ km}^3$, respectively, 115 and 120% of modern Antarctic ice volume. These values are close to recent modeling estimates [Wilson *et al.*, 2013].

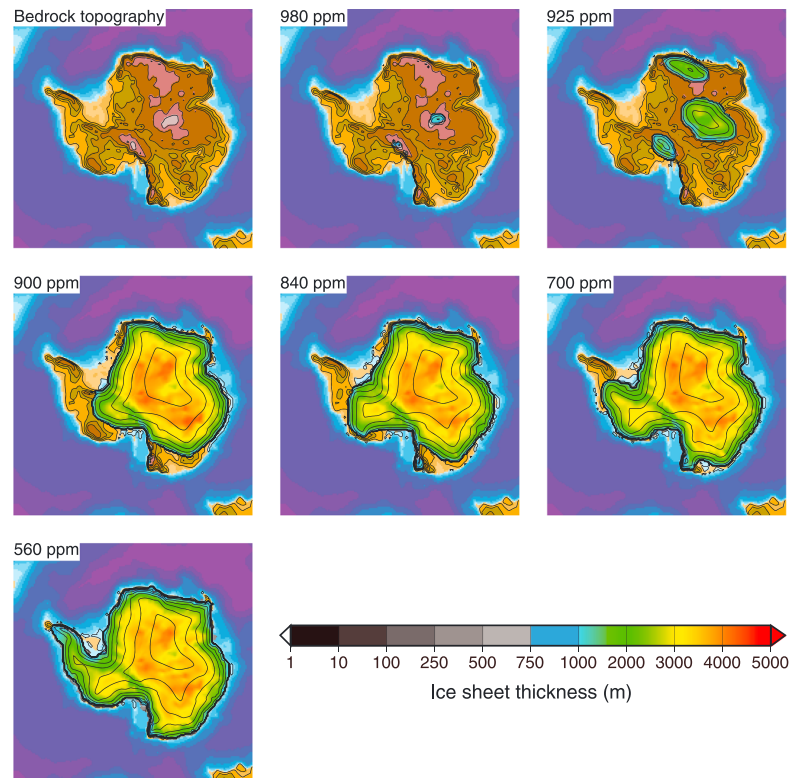


Figure 4. Maximum ice sheet volume attained during the constant CO_2 simulations (see also Figure 2). The corresponding values are given in Table 2.

To refine our estimate of the CO_2 threshold required to initiate a large-scale glaciation, we have carried out two additional simulations with, respectively, 900 and 925 ppm (Figures 2 and 4 and Table 2). At 925 ppm, a very small ice sheet starts to develop following the very strong insolation minimum before 33.9 Ma. It responds dynamically to orbital variations, but as the relatively high CO_2 restricts the ice sheet to high elevations, the amplitude of variations remains low. On the contrary, at 900 ppm, the CO_2 is low enough to produce, via the height-mass balance and ice-albedo feedback, a jump toward a continental scale ice sheet. At first, the snowline only intersects the highest elevations of Antarctica when the summer insolation drops low enough. During the following maximum, the local ice-albedo feedback prevents the melt of the majority of the small ice sheet, which can therefore expand during the following insolation minimum. If at 925 ppm, the CO_2 is always too high for the snowline to cross the high mountain plateaus of Antarctica, at 900 ppm, an insolation minimum enables this threshold to be crossed, which results in a very rapid growth of the ice sheet due to the height-mass balance and ice-albedo feedback [see also, e.g., Pollard and DeConto, 2005], leading to a large-scale ice sheet. Once a continental scale is reached, the ice sheet responds dynamically to orbital variations, with larger amplitudes than at 925 ppm because the ice sheet has expanded over large low-elevation areas.

Our new interpolation method results in a modeled CO_2 threshold for large-scale glaciation over Antarctica of approximately 900–925 ppm. This value is significantly higher (≈ 100 – 150 ppm) than previous estimates of continental scale glaciation threshold [DeConto and Pollard, 2003a] and likely reflects the combined effect of the height-mass balance and the strong ice-albedo feedback; the latter being, for the first time to our knowledge, accounted for such long-term ice sheet variations. The reasons that can be invoked to explain this difference encompass (a) the effects of our coupling method; (b) the sensitivity of climate models,

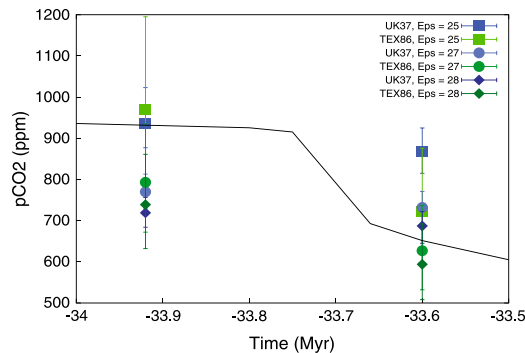


Figure 5. CO₂ data and forcing used in our EOT simulation. Data are from Pagani *et al.* [2011]. Blue-like colors refer to CO₂ derived from alkenones constrained with U_{37}' and green-like colors with TEX₈₆. Estimated pCO₂ concentrations are shown with error bars for different plausible carbon isotope fractionation values (squares: $\epsilon_f = 25\text{‰}$, circles: $\epsilon_f = 27\text{‰}$, and diamonds: $\epsilon_f = 28\text{‰}$).

especially to CO₂; and (c) the differences in the ISM itself, which have been shown to impact the ice sheet growth [Gasson *et al.*, 2014]. This threshold is consistent with the Cenozoic evolution of pCO₂ [Beerling and Royer, 2011; Pagani *et al.*, 2005] and intercomparison modeling studies [Gasson *et al.*, 2014]. We also suggest that under lower summer insolation periods than those found between 34 and 33.5 Ma, small to intermediate (10–30 m of equivalent sea level) stable ice sheets could have occurred at CO₂ levels close to or even higher than 1000 ppm. Such low summer insolation occurred many times during the middle Eocene, with values reaching, for instance, 386 W m⁻² at 41.5 Ma or 394 W m⁻² at 38.6 Ma, compared to the minimum value of 404 W m⁻² during the EOT (Figure 2).

Hence, even if further work, accounting for a middle Eocene paleogeography, is required to investigate the possible existence of small to intermediate ice sheets during this period [Dawber and Tripathi, 2011; Miller *et al.*, 2005; Pekar *et al.*, 2005], we can expect that our model will support this case with the combination of approximately 1000 ppm CO₂ concentration and low summer insolation.

3.2. Transient Simulation Over the Eocene-Oligocene Transition

The next step is to extend our interpolation method to use the most recent reconstructions of atmospheric CO₂ variations [Pagani *et al.*, 2011]. Acknowledging the nonnegligible uncertainties associated with these reconstructions, we have chosen to force our model with a decreasing CO₂ function the variations of which are arbitrary, due to the lack of higher-resolution data, but are in agreement with the range of values available (Figure 5). Starting with an initial ice-free Antarctica, an atmospheric CO₂ concentration equal to 925 ppm and the real insolation forcing computed from the study of Laskar *et al.* [2004], we let the ice sheet model run for 500 kyr over the transition. As shown in Figure 6, the model is able to reproduce the two-step transition in a way that is consistent with data both in timing and amplitude. Our simulated ice volume presents a two-step increase separated by a 150–200 kyr plateau. The two steps of the growth simulated by the model are timed at 33.9 and 33.7 Ma and last approximately 50 kyr each. Our ice volume time evolution is well correlated with $\delta^{18}\text{O}$ records [Coxall and Wilson, 2011; Coxall *et al.*, 2005], the chronology of which is based on the same astronomically calculated variations of the Earth's orbit [Laskar *et al.*, 2004]. Furthermore, data suggest that the first step represents a cooling of about 2–4°C with a small ice volume component, while the second step records a huge ice growth [Katz *et al.*, 2008; Lear *et al.*, 2008; Pusz *et al.*, 2011]. Scher *et al.* [2011] also support this interpretation as they do not record any significant ice-rafted debris (IRD) at Site 738 (Kerguelen Plateau) during the first $\delta^{18}\text{O}$ increase (EOT-1), indicating a modest ice sheet. On the contrary, they record an accumulation of IRD peaks during the second excursion (Oi-1), showing that a continental scale ice sheet has developed and reached the ocean. Our simulation presents the same behavior with an increase of roughly $4 \times 10^6 \text{ km}^3$ ($\approx 10 \text{ m}$ sea level equivalent considering only the density change between seawater and ice; Table 3) for EOT-1, leading to three small ice sheets located on the high elevations of Antarctica, and a more than $25 \times 10^6 \text{ km}^3$ increase for Oi-1 ($\approx 63 \text{ m}$ sea level equivalent; Table 3), completely covering Antarctica with ice. Between these two steps, the ice sheet responds dynamically to orbital changes in agreement with the variability seen in proxy records and previous modeling studies. However, after the major increase, the simulated ice sheet is much less sensitive to orbital variations because of the coupled effect of greatly reduced summer insolation variations and low CO₂ concentrations.

Our matrix method shows the prominent effect of CO₂ and orbital parameters on ice sheet variability. Ice growth always occurs close to a summer insolation minimum during which enough ice has accumulated to

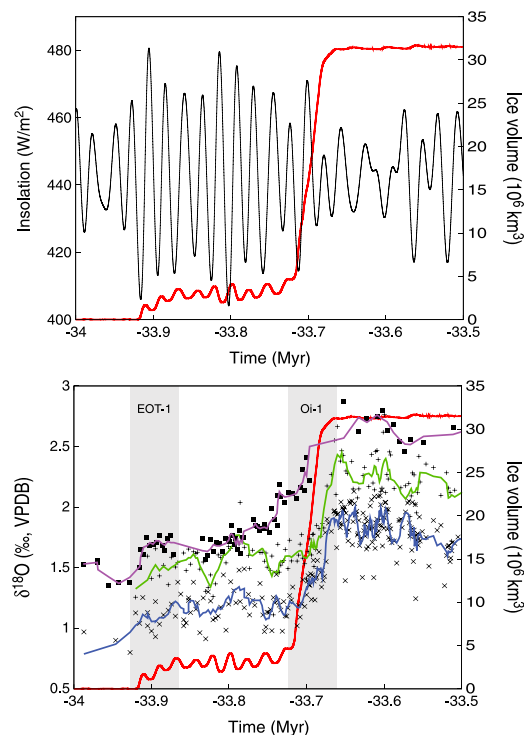


Figure 6. (top) Ice evolution over Antarctica during the EOT compared with insolation variations and (bottom) benthic foraminiferal records. The red curve is the simulated ice growth starting with no ice under a decreasing CO_2 forcing (see Figure 5). Figure 6 (bottom) *Cibicidoides* spp. (tilted crosses) and *O. umbonatus* (straight crosses) records from ODP Site 1218 [Coxall and Wilson, 2011] with five-point running means (blue and green curves) and *Cibicidoides* spp. record (black squares) from ODP Site 738 [Scher et al., 2011] with three-point running mean (purple curve). Differences in the absolute values of $\delta^{18}\text{O}$ are either due to differences in foraminiferal species or to different drill cores. Note the very well correlated timing between the ice growth periods and the oxygen isotope excursions.

survive the following summer insolation maximum. However, the atmospheric CO_2 concentration remains the main forcing that limits the ice expansion. In Figure 6, the strongest insolation minima are timed at 33.9 Myr and 33.8 Myr; yet only a modest amount of ice accumulates because the CO_2 level is too high. Conversely, a less severe insolation minimum close to 33.7 Myr is sufficient to initiate the major step toward continental ice growth because of the simultaneous decrease in atmospheric CO_2 . More generally, the runs with constant CO_2 show that the impact of orbital parameters is really critical for CO_2 levels close to the continental scale glaciation threshold. Above the threshold (925 ppm), the ice sheet responds to orbital variations; however, the higher CO_2 levels dampen its variability because ice is restricted to high elevation areas. When the atmospheric CO_2 concentration decreases (900 ppm run), the amplitude of the ice growth and retreat becomes larger until the crossing of the continental scale glaciation threshold, which results in a rapid, nonlinear growth due to height-mass balance and ice-albedo feedback. When the threshold is crossed (3, 2.5, and $2 \times \text{PAL}$ runs), the atmospheric CO_2 concentration is low enough to permit large scale glaciation, and the variability decreases as well because of the cold conditions initiated by the ice sheet feedback. Furthermore, it is interesting to note that in our simulations, the prolonged absence of warm summers is not correlated to major simulated ice growth, as Coxall et al. [2005] previously suggested. We find

instead that major ice growth is correlated with cold summers followed by warm summers, whereas the absence of cold and warm summers (e.g., 33.65–33.6 Ma) only has a limited impact on ice sheet variability.

Table 3. Ice Increase, Eustatic Sea Level (SL) Drop, and δ_w Increase for an Averaged Isotopic Composition of the Ice of -35‰ or -50‰ Across the EOT^a

	Ice Increase (10^6 km^3)	Eustatic SL Drop (m)	δ_w Increase (‰) With -35‰ Ice	δ_w Increase (‰) With -50‰ Ice
EOT-1	≈ 4	≈ 10	0.10	0.14
Oi-1	≈ 25	≈ 63	0.62	0.89

^aThe Eocene ocean area is taken as $365 \times 10^{12} \text{ m}^2$ [Wilson et al., 2013], and the calculation of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ increase is done using the formula

$$\delta_w = ((\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} \times V_{\text{tocean}}) - (\delta_{\text{ice}} \times V_{\text{toice}})) / (V_{\text{tocean}} - V_{\text{toice}}) - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$$

with the assumption that an ice-free world ocean has a mean $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of -1.2‰ and a volume of $1.39 \times 10^9 \text{ km}^3$ [Shackleton and Kennett, 1975].

4. Discussion

To provide comparisons with the data and other modeling studies, we estimate the δ_w increase in the ocean associated with each step (Table 3) based on an averaged isotopic composition of glacial ice of either -35 or -50‰ , the latter value corresponding to the mean Antarctic ice sheet modern value [Shackleton and Kennett, 1975]. Ice sheets in a warmer world may have been less isotopically depleted than modern ones [DeConto *et al.*, 2008; Lear *et al.*, 2008]; the -35‰ value does consequently account for these potential changes. The isotopic ratio of oxygen within marine organism shells is dependent both on the temperature of waters into which these organisms have calcified and on the ice volume that impacts the mean seawater $\delta^{18}\text{O}$. Despite the uncertainties still associated with the disentanglement of these two $\delta^{18}\text{O}$ components and those associated with stratigraphic records due to poor constraints on margins, many studies have attempted to give estimates of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ change in the ocean and in sea level variations.

Pekar *et al.* [2002] derive a 54 ± 10 m for the Oi-1 step while Houben *et al.* [2012] give values of 20 m for EOT-1 and 50–60 m for Oi-1, in agreement with the 75 m estimate of Pekar and Christie-Blick [2008]. Other studies give estimates of as much as 25 m for EOT-1 [Katz *et al.*, 2008; Miller *et al.*, 2009] and 80 ± 25 m for Oi-1 [Miller *et al.*, 2009]. Stocchi *et al.* [2013] have simulated an equivalent sea level drop of 69 m for the whole transition using a glacial hydroisostatic adjustment model forced by an Antarctic ISM. A close estimate of 80–90 m is also given by Wilson *et al.* [2013]. Based on $\delta^{18}\text{O}$ records from Kerguelen Plateau sites, Bohaty *et al.* [2012] give an estimated early Oligocene ice volume comprised between 15.5 and $33 \times 10^6 \text{ km}^3$ (approximately 42–90 m eustatic sea level) for their most plausible scenario. From their compilation of sites, the average seawater $\delta^{18}\text{O}$ increase over the transition reaches $0.6\text{‰} \pm 0.15\text{‰}$. Similarly, from Tanzanian planktonic foraminiferal records, Lear *et al.* [2008] infer a 0.7‰ $\delta^{18}\text{O}$ variation associated with EOT-1 among which 0.2‰ is associated with ice volume and the other 0.5‰ with cooling. They estimated the change in seawater $\delta^{18}\text{O}$ during the Oi-1 event to reach 0.4‰ , yielding a total increase of 0.6‰ over the transition. The latter value is also consistent with the estimates of Peck *et al.* [2010] from Ocean Drilling Program (ODP) Site 1263. Lear *et al.* [2008] also provide ice volume estimations for the EO transition, comprised between 16.9 and $28.4 \times 10^6 \text{ km}^3$ depending on the average isotopic composition of the ice. This is tantamount to a eustatic sea level fall of 46–78 m. Katz *et al.* [2008] record a 0.4‰ seawater $\delta^{18}\text{O}$ increase at EOT-1 from three locations—Saint Stephens Quarry (SSQ) in Alabama and ODP Sites 522 and 1218—but no evidence of sea level drop in the SSQ stratigraphic records possibly due to a local hiatus. According to their study, Oi-1 is marked by a 1‰ increase in benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ from which up to 0.6‰ would be attributable to the ice volume component. More recently, Puszt *et al.* [2011] recorded a 0.5‰ deep water foraminiferal increase associated with EOT-1 at ODP Sites 1090 and 1265, divided between a 2°C cooling and little if any ice growth (<10 m). They also found a 1‰ benthic $\delta^{18}\text{O}$ increase for Oi-1 to which they attributed a 0.75‰ ice volume component (≈ 70 m eustatic sea level fall).

Mean estimates taking into account all the data presented above yield a total eustatic sea level fall of 40–120 m divided between a 10–30 m fall for EOT-1 and a 40–105 m for Oi-1. The total seawater $\delta^{18}\text{O}$ increase is comprised between 0.6 and 1‰ , with a larger increase for Oi-1 (0.4 – 0.75‰) compared to EOT-1 (0.1 – 0.4‰). Our modeling results reveal an increase in seawater $\delta^{18}\text{O}$ comprised between 0.10‰ and 0.14‰ for EOT-1 and 0.62 – 0.89‰ for Oi-1, depending on the average isotopic composition of the ice (Table 3). This is in good agreement with data from many locations and notably with the recent records of Puszt *et al.* [2011], which are corrected for changes in the carbonate saturation state, the latter being induced by the large-scale drop in the carbonate compensation depth occurring at the EOT [Coxall *et al.*, 2005]. These corrected records also produce the closest estimates to our sea level drop results, which give 10 m for EOT-1 and 63 m for Oi-1, yielding a total sea level drop of 70–75 m. Moreover, this amplitude of sea level fall is in quite good agreement with the other records and independent estimates from other Ice Sheet Model simulations [e.g., Stocchi *et al.*, 2013], supporting the plausibility of our reconstructed scenario for the Eocene–Oligocene transition.

However, the remaining discrepancies between our modeling results and data records may be explained by a still debated isotopic composition of ancient ice [DeConto *et al.*, 2008; Lear *et al.*, 2008], uncertainties associated with each proxy, and short-term variations of the atmospheric CO_2 concentration. The latter might indeed be a good candidate to explain these differences, with possible rises and falls affecting the amplitude of the steps. Up to now, however, this hypothesis still lacks evidence, as the latest studies [Pagani *et al.*, 2011; Pearson *et al.*, 2009] do not resolve pCO_2 variations at less than at least a 100 kyr time scale.

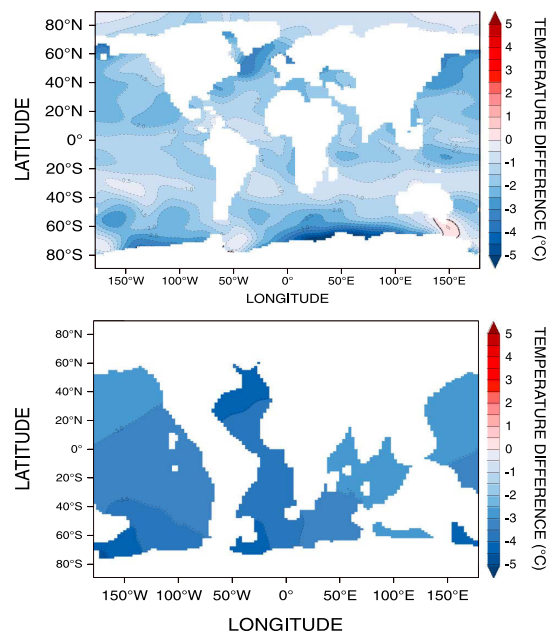


Figure 7. (top) SST (0 to 120 m) and (bottom) deep-sea temperature (2700 to 3500 m) anomalies across the EOT. See also Table 4.

A substantial ocean cooling occurs as well during the EOT. Both surface water and deep ocean recorded cooling of up to several degrees [Liu *et al.*, 2009; Pusz *et al.*, 2011]. For high-latitude sea surface temperatures, using alkenone unsaturation and tetraether indexes, Liu *et al.* [2009] derive an average 5°C cooling, larger than the Mg/Ca-based reconstructions of Bohaty *et al.* [2012], who report a 2 to 3°C drop in Southern Ocean thermocline waters. Low-latitude sites also reveal a substantial SST cooling, from 2.5°C in Tanzanian planktonic records [Lear *et al.*, 2008] to 3 to 6°C in the Gulf of Mexico [Wade *et al.*, 2011]. In order to further corroborate our results with the available data, we compare recorded sea surface cooling at several sites with the simulated cooling calculated with our model (Figure 7 and Table 4) for the whole transition. Our results are in rather good agreement for both high- and low-latitude sites. The simulated SST cooling in the Kerguelen Plateau area reaches 2.5°C, which falls exactly within the uncertainties of

Bohaty *et al.* [2012]. Off the paleocoast of Tanzania, the cooling attains a slightly smaller 1.5°C compared to the 2.5°C inferred by Lear *et al.* [2008]. However, our simulated cooling is underestimated in both high-latitude southern and northern Atlantic compared to U_{37}^K and TEX₈₆-based SST reconstructions [Liu *et al.*, 2009]. Our results are nonetheless consistent considering potential uncertainties in paleotemperature proxies. By linearly combining the temperature of the most appropriate snapshots before and after each step, we also tentatively separate the sea surface temperature signal associated with each step to compare with data, providing estimates for both EOT-1 and Oi-1. Results however are largely underestimated, especially for EOT-1 (Table 4).

In the deep ocean, Katz *et al.* [2008] propose a 2.5°C cooling for EOT-1 followed by a 2°C cooling during Oi-1. As shown by Pusz *et al.* [2011], the carbonate saturation state may certainly have affected

Table 4. Multisite Data-Reconstructed Oceanic Cooling for Deep Sea and Surface Waters During the EOT^a

	Surface Water Cooling (°C)			Deep Sea Cooling (°C)		
	EOT-1	Oi-1	Overall	EOT-1	Oi-1	Overall
Data (model)	2.5 ^b (0.2) 3–4 ^c (0.5)	<0.5 ^b (0.4) 2 ^{c,h}	4–5 ^d (2.1) 2.5 ^b (1.5) 2–3 ^e (2.5)	2–2.5 ^f (0.1) 2–2.5 ^g (0.2)	1.5 ^f (2) 2 ^g (2)	3–4 ^f (3.9) 4–5 ^g (3.8)

^aThe simulated cooling calculated by the model at the same locations as the data is shown into brackets. Please refer to the corresponding papers for exact locations of the data sites. Note that the sum of the simulated cooling during EOT-1 and Oi-1 is not equal to the overall simulated cooling during the transition. Indeed, our overall cooling takes into account the whole prescribed drop in CO₂, whereas calculations for EOT-1 and Oi-1 only include the 50 kyr of each step and thus do only account for roughly half the amplitude of the CO₂ fall.

^bLear *et al.* [2008].

^cWade *et al.* [2011].

^dLiu *et al.* [2009].

^eBohaty *et al.* [2012].

^fPusz *et al.* [2011].

^gKatz *et al.* [2008].

^hThis value is uncertain due to hiatuses and to the resolution of the TEX₈₆ record (see Wade *et al.* [2011]).

deep-sea records, resulting, at Sites 1090 and 1265, in a slightly smaller 2°C and 1.5°C cooling for EOT-1 and Oi-1, respectively. We have also estimated the cooling (both overall and step-by-step) simulated by the model and compared to data (Figure 7 and Table 4). Our simulated deep-sea cooling fits very well with available data when considering the whole E-O transition. We simulate a deep-ocean cooling of approximately 4°C, whereas from South Atlantic [Katz *et al.*, 2008; Pusz *et al.*, 2011] and Pacific [Katz *et al.*, 2008] sites, the data record a 3–5°C drop in deep-sea temperatures. The tentative separation between cooling occurring at EOT-1 and Oi-1 gives, as with SSTs, underestimations of the deep-sea cooling associated with EOT-1 (Table 4).

The causes of the discrepancies between the simulated cooling associated with each step and the recorded cooling reconstructed from data are beyond the scope of this study. The modeling of the exact cooling associated with each step could indeed easily motivate a study of its own. As an example, oceanic current reorganizations are likely to have impacted the temperature of the ocean worldwide, especially in the late Eocene when Antarctica became progressively isolated [e.g., Stickley *et al.*, 2004]. However, the changes associated with such current reorganizations are not the focus of the present study, but some studies have investigated this process in the past decade [e.g., Huber *et al.*, 2004; Sijp and England, 2004; Sijp *et al.*, 2011]. Another possibility is a major drop of the atmospheric CO₂ concentration, from levels higher than 1000 ppm to levels close to the glaciation threshold, occurring concomitantly with EOT-1. This large drop could account for the substantial ocean cooling observed in the marine records but is up to now not supported by CO₂ proxies. However, the uncertainties associated with CO₂ proxies [e.g., Beerling and Royer, 2011] remain large and mostly unknown, which makes this hypothesis reasonable.

To sum up, our estimates of sea level fall, $\delta^{18}\text{O}$ excursions, and both overall deep-sea and sea surface temperature cooling are in good agreement with the available data from various locations across the Earth. As such, this supports our modeling result of the ice sheet volume evolution during the EOT, which is, to date, the only ice sheet modeling reconstruction that reproduces the behavior of the ice sheet at the EOT consistently with data.

5. Conclusion

For the first time, a data-driven (CO₂ and summer insolation) ice sheet model forced by climatic snapshots covering different ice sheet sizes, orbital parameters, and atmospheric CO₂ concentrations is able to simulate the ice evolution through the EOT and to reproduce the timing and the magnitude of the two steps. Simulations under constant atmospheric CO₂ reveal the substantial impact of the combination of the ice feedback (height-mass balance and albedo) and the insolation, which gives a large-scale glaciation threshold of about 900 ppm more than 100–150 ppm higher than previously thought [DeConto and Pollard, 2003a]. In agreement with CO₂ reconstructions [Pagani *et al.*, 2005], this value also strongly supports the existence of small to intermediate ice sheets during the Eocene. Transient simulations of 500 kyr across the transition reproduce well the two-step ice increase seen in the data [Coxall and Wilson, 2011; Coxall *et al.*, 2005]. At 33.9 Ma, a favorable low summer insolation cycle initiates the glaciation under a relatively high CO₂ concentration. Because of the latter, only a small ice sheet, restricted to the higher elevations of Antarctica, can develop and respond dynamically to orbital variations. Once a CO₂ threshold is crossed (around 33.7 Ma), the ice sheet responds very rapidly and nonlinearly to the height-mass balance and ice-albedo feedback, which results in a huge increase in the volume of ice over Antarctica. While the atmospheric CO₂ continues to decrease, the ice sheet reaches a full-scale state. The local cooling effect associated with this enormous volume of ice is so strong that further variations in insolation have a completely negligible effect on the ice sheet. Comparisons of our results with $\delta^{18}\text{O}$ records using a chronology based on the same orbital reconstructions reveal a very good correlation in terms of age. The estimates of sea level falls and $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ increases for both steps are also consistent with the data [Houben *et al.*, 2012; Pusz *et al.*, 2011] as well as the estimates of the cooling during the transition [Bohaty *et al.*, 2012; Pusz *et al.*, 2011]. Our results highlight the role of orbital parameters in initiating the steps of the transition but show that the main driver remains the concentration in atmospheric CO₂. Carbon dioxide reconstructions at the EOT being up to now still scarce, low resolution, and subject to high uncertainties, there is a real need for more studies to provide better constraints (at time scales of tens of kiloyears) on this crucial component of one of the major climatic changes of the Cenozoic.

Acknowledgments

We are very grateful to Heiko Pälike for his editorial handling and to two anonymous reviewers for their very constructive comments that greatly enhanced the quality of this manuscript. We thank Gilles Ramstein and Pierre Sepulchre for insightful discussions and Helen Coxall and Aimee Pusz for providing some of their data. We thank the CEA/CCRT for providing access to the HPC resources of TGCC under the allocation 2014-012212 made by GENCI. This research was funded by CEA PhD grant CFR and ANR COLORS project.

References

- Barrier, E., and B. Vrielynck (2008), *Palaeotectonic Maps of the Middle East*, Commission for the Geologic Map of the World, Paris.
- Beerling, D. J., and D. L. Royer (2011), Convergent Cenozoic CO₂ history, *Nat. Geosci.*, 4(7), 418–420, doi:10.1038/ngeo1186.
- Bice, K., E. Barron, and W. Peterson (1998), Reconstruction of realistic Early Eocene paleobathymetry and ocean GCM sensitivity to specified ocean basin configuration, in *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*, pp. 212–226, Oxford Univ. Press, New York.
- Bohaty, S. M., J. C. Zachos, and M. L. Delaney (2012), Foraminiferal Mg/Ca evidence for Southern Ocean cooling across the Eocene-Oligocene transition, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 317–318, 251–261, doi:10.1016/j.epsl.2011.11.037.
- Browning, J. V., K. G. Miller, and D. K. Pak (1996), Global implications of lower to middle Eocene sequence boundaries on the New Jersey coastal plain: The icehouse cometh, *Geology*, 24(7), 639–642.
- Coxall, H. K., and P. A. Wilson (2011), Early Oligocene glaciation and productivity in the eastern equatorial Pacific: Insights into global carbon cycling, *Paleoceanography*, 26, PA2221, doi:10.1029/2010PA002021.
- Coxall, H. K., P. A. Wilson, H. Pälike, C. H. Lear, and J. Backman (2005), Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean, *Nature*, 433(7021), 53–57, doi:10.1038/nature03185.
- Dawber, C. F., and A. K. Tripati (2011), Constraints on glaciation in the middle Eocene (46–37 Ma) from Ocean Drilling Program (ODP) Site 1209 in the tropical Pacific Ocean, *Paleoceanography*, 26, PA2208, doi:10.1029/2010PA002037.
- DeConto, R. M., and D. Pollard (2003a), A coupled climate–ice sheet modeling approach to the Early Cenozoic history of the Antarctic ice sheet, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 198(1–2), 39–52, doi:10.1016/s0031-0182(03)00393-6.
- DeConto, R. M., and D. Pollard (2003b), Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂, *Nature*, 421, 245–249, doi:10.1038/nature01290.
- DeConto, R. M., D. Pollard, P. A. Wilson, H. Pälike, C. H. Lear, and M. Pagani (2008), Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation, *Nature*, 455(7213), 652–656, doi:10.1038/nature07337.
- DeConto, R., D. Pollard, and D. Harwood (2007), Sea ice feedback and Cenozoic evolution of Antarctic climate and ice sheets, *Paleoceanography*, 22, PA3214, doi:10.1029/2006PA001350.
- Donnadieu, Y., Y. Goddard, and N. Bouttes (2009), Exploring the climatic impact of the continental vegetation on the Mesozoic atmospheric CO₂ and climate history, *Clim. Past*, 5, 85–96, doi:10.5194/cp-5-85-2009.
- Fretwell, P., H. D. Pritchard, D. G. Vaughan, J. Bamber, N. Barrand, R. Bell, C. Bianchi, R. Bingham, D. Blankenship, and G. Casassa (2013), Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *Cryosphere*, 7(1), 375–393, doi:10.5194/tc-7-375-2013.
- Gasson, E., et al. (2014), Uncertainties in the modelled CO₂ threshold for Antarctic glaciation, *Clim. Past*, 10(2), 451–466, doi:10.5194/cp-10-451-2014.
- Herrington, A. R., and C. J. Poulsen (2011), Terminating the last interglacial: The role of ice sheet–climate feedbacks in a GCM asynchronously coupled to an ice sheet model, *J. Clim.*, 25(6), 1871–1882, doi:10.1175/jcli-d-11-00218.1.
- Horton, D. E., and C. J. Poulsen (2009), Paradox of late Paleozoic glacioeustasy, *Geology*, 37(8), 715–718, doi:10.1130/g30016a.1.
- Houben, A. J. P., C. A. van Mourik, A. Montanari, R. Coccioni, and H. Brinkhuis (2012), The Eocene–Oligocene transition: Changes in sea level, temperature or both?, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 335–336, 75–83, doi:10.1016/j.palaeo.2011.04.008.
- Hourdin, F., I. Musat, S. Bony, P. Braconnot, F. Codron, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, M.-A. Filiberti, P. Friedlingstein, and J.-Y. Grandpeix (2006), The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection, *Clim. Dyn.*, 27(7–8), 787–813, doi:10.1007/s00382-006-0158-0.
- Huber, M., H. Brinkhuis, C. E. Stickley, K. Döös, A. Sluijs, J. Warnaar, S. A. Schellenberg, and G. L. Williams (2004), Eocene circulation of the Southern Ocean: Was Antarctica kept warm by subtropical waters?, *Paleoceanography*, 19, PA4026, doi:10.1029/2004PA001014.
- Iturralde-Vinent, M. A., and R. D. E. MacPhee (1999), Paleogeography of the Caribbean region: Implications for Cenozoic biogeography, *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, 238, 1–95.
- Jacob, R. (1997), *Low Frequency Variability in a Simulated Atmosphere Ocean System*, Univ. of Wisconsin-Madison, Madison, Wis.
- Katz, M. E., K. G. Miller, J. D. Wright, B. S. Wade, J. V. Browning, B. S. Cramer, and Y. Rosenthal (2008), Stepwise transition from the Eocene greenhouse to the Oligocene icehouse, *Nat. Geosci.*, 1(5), 329–334, doi:10.1038/ngeo179.
- Kennett, J. P. (1977), Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography, *J. Geophys. Res.*, 82(27), 3843–3860, doi:10.1029/JC082i027p03843.
- Kennett, J. P., and N. F. Exon (2004), Paleogeographic evolution of the Tasmanian Seaway and its climatic implications, *Geophys. Monogr. Ser.*, 151, 345–367, doi:10.1029/151GM19.
- Laskar, J., P. Robutel, F. Joutel, M. Gastineau, A. C. M. Correia, and B. Levrard (2004), A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth, *Astron. Astrophys.*, 428, 261–285.
- Lear, C. H., T. R. Bailey, P. N. Pearson, H. K. Coxall, and Y. Rosenthal (2008), Cooling and ice growth across the Eocene–Oligocene transition, *Geology*, 36(3), 251–254, doi:10.1130/g24584a.1.
- Lefebvre, V., Y. Donnadieu, P. Sepulchre, D. Swingedouw, and Z.-S. Zhang (2012), Deciphering the role of southern gateways and carbon dioxide on the onset of the Antarctic Circumpolar Current, *Paleoceanography*, 27, PA4201, doi:10.1029/2012PA002345.
- Liu, Z., M. Pagani, D. Zinniker, R. DeConto, M. Huber, H. Brinkhuis, S. R. Shah, R. M. Leckie, and A. Pearson (2009), Global cooling during the Eocene–Oligocene climate transition, *Science*, 323, 1187–1190, doi:10.1126/science.1166368.
- Miller, K. G., J. D. Wright, and J. V. Browning (2005), Visions of ice sheets in a greenhouse world, *Mar. Geol.*, 217(3–4), 215–231, doi:10.1016/j.margeo.2005.02.007.
- Miller, K. G., J. D. Wright, M. E. Katz, B. S. Wade, J. V. Browning, B. S. Cramer, and Y. Rosenthal (2009), Climate threshold at the Eocene–Oligocene transition: Antarctic ice sheet influence on ocean circulation, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 452, 169–178, doi:10.1130/2009.2452(11).
- Pagani, M., J. Zachos, K. H. Freeman, B. Tappin, and S. Bohaty (2005), Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene, *Science*, 309(5734), 600–603, doi:10.1126/science.1110063.
- Pagani, M., M. Huber, Z. Liu, S. M. Bohaty, J. Henderiks, W. Sijp, S. Krishnan, and R. M. DeConto (2011), The role of carbon dioxide during the onset of Antarctic glaciation, *Science*, 334(6060), 1261–1264, doi:10.1126/science.1203909.
- Pearson, P. N., G. L. Foster, and B. S. Wade (2009), Atmospheric carbon dioxide through the Eocene–Oligocene climate transition, *Nature*, 461(7267), 1110–1113, doi:10.1038/nature08447.
- Peck, V. L., J. Yu, S. Kender, and C. R. Riesselman (2010), Shifting ocean carbonate chemistry during the Eocene–Oligocene climate transition: Implications for deep-ocean Mg/Ca paleothermometry, *Paleoceanography*, 25, PA4219, doi:10.1029/2009PA001906.
- Pekar, S. F., and N. Christie-Blick (2008), Resolving apparent conflicts between oceanographic and Antarctic climate records and evidence for a decrease in pCO₂ during the Oligocene through early Miocene (34–16 Ma), *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 260(1–2), 41–49, doi:10.1016/j.palaeo.2007.08.019.

- Pekar, S. F., N. Christie-Blick, M. A. Kominz, and K. G. Miller (2002), Calibration between eustatic estimates from backstripping and oxygen isotopic records for the Oligocene, *Geology*, *30*(10), 903–906, doi:10.1130/0091-7613.
- Pekar, S. F., A. Hucks, M. Fuller, and S. Li (2005), Glacioeustatic changes in the early and middle Eocene (51–42 Ma): Shallow-water stratigraphy from ODP Leg 189 Site 1171 (South Tasman Rise) and deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ records, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *117*(7–8), 1081–1093, doi:10.1130/b25486.1.
- Pollard, D. (2010), A retrospective look at coupled ice sheet–climate modeling, *Clim. Change*, *100*(1), 173–194, doi:10.1007/s10584-010-9830-9.
- Pollard, D., and R. M. DeConto (2005), Hysteresis in Cenozoic Antarctic ice-sheet variations, *Global Planet. Change*, *45*(1–3), 9–21, doi:10.1016/j.gloplacha.2004.09.011.
- Poulsen, C., and R. Jacob (2004), Factors that inhibit snowball Earth simulation, *Paleoceanography*, *19*, PA4021, doi:10.1029/2004PA001056.
- Pusz, A. E., R. C. Thunell, and K. G. Miller (2011), Deep water temperature, carbonate ion, and ice volume changes across the Eocene–Oligocene climate transition, *Paleoceanography*, *26*, PA2205, doi:10.1029/2010PA001950.
- Ritz, C., V. Rommelaere, and C. Dumas (2001), Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years: Implications for altitude changes in the Vostok region, *J. Geophys. Res.*, *106*(D23), 31,943–31,964, doi:10.1029/2001JD900232.
- Scher, H. D., S. M. Bohaty, J. C. Zachos, and M. L. Delaney (2011), Two-stepping into the icehouse: East Antarctic weathering during progressive ice-sheet expansion at the Eocene–Oligocene transition, *Geology*, *39*(4), 383–386, doi:10.1130/g31726.1.
- Scotese, C. (2001), *Digital Paleogeographic Map Archive on CD-ROM*, PALEOMAP Project, Arlington, Tex.
- Shackleton, N., and J. Kennett (1975), Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, *29*, 743–755.
- Sijp, W. P., and M. H. England (2004), Effect of the Drake Passage throughflow on global climate, *J. Phys. Oceanogr.*, *34*(5), 1254–1266, doi:10.1175/1520-0485(2004)034.
- Sijp, W. P., M. H. England, and M. Huber (2011), Effect of the deepening of the Tasman Gateway on the global ocean, *Paleoceanography*, *26*, PA4207, doi:10.1029/2011PA002143.
- Stickley, C. E., H. Brinkhuis, S. A. Schellenberg, A. Sluijs, U. Röhl, M. Fuller, M. Grauert, M. Huber, J. Warnaar, and G. L. Williams (2004), Timing and nature of the deepening of the Tasmanian Gateway, *Paleoceanography*, *19*, PA4027, doi:10.1029/2004PA001022.
- Stocchi, P., et al. (2013), Relative sea-level rise around East Antarctica during Oligocene glaciation, *Nat. Geosci.*, *6*, 380–384, doi:10.1038/ngeo1783.
- Tigheelaar, M., A. von der Heydt, and H. Dijkstra (2011), A new mechanism for the two-step $\delta^{18}\text{O}$ signal at the Eocene–Oligocene boundary, *Clim. Past*, *7*, 235–247, doi:10.5194/cp-7-235-2011.
- Tripathi, A., J. Backman, H. Elderfield, and P. Ferretti (2005), Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes, *Nature*, *436*(7049), 341–346, doi:10.1038/nature03874.
- Wade, B. S., A. J. P. Houben, W. Quaijtaal, S. Schouten, Y. Rosenthal, K. G. Miller, M. E. Katz, J. D. Wright, and H. Brinkhuis (2011), Multiproxy record of abrupt sea-surface cooling across the Eocene–Oligocene transition in the Gulf of Mexico, *Geology*, *40*(2), 159–162, doi:10.1130/g32577.1.
- Wilson, D. S., S. S. R. Jamieson, P. J. Barrett, G. Leitchenkov, K. Gohl, and R. D. Larer (2012), Antarctic topography at the Eocene–Oligocene boundary, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *335*–336, 24–34, doi:10.1016/j.palaeo.2011.05.028.
- Wilson, D. S., D. Pollard, R. M. DeConto, S. S. Jamieson, and B. P. Luyendyk (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, doi:10.1002/grl.50797.
- Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, and K. Billups (2001), Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present, *Science*, *292*(5517), 686–693, doi:10.1126/science.1059412.

4. Discussion complémentaire

Un aspect mentionné mais peu abordé dans le détail est la relative absence de contraintes concernant les valeurs absolues de CO₂ dans l'atmosphère ainsi que ses variations au cours de la transition. Quelques tests de sensibilité ont été réalisés afin de quantifier l'impact de ces incertitudes sur l'évolution de la calotte de glace.

Le scénario de CO₂ présenté dans le papier est celui générant une évolution du volume de glace de la calotte Antarctique en meilleur accord avec les données. Il est de plus cohérent avec les rares estimations de CO₂ disponibles mais les incertitudes temporelles et sur la valeur absolue de ces estimations sont assez fortes. Dans la suite, cinq simulations supplémentaires sont donc présentées, avec un scénario de CO₂ qui varie par rapport à celui imposé dans le papier (Fig. 3.7). Les valeurs absolues de CO₂ sont soit augmentées (cas a) soit diminuées (cas b) de 100 ppm, soit décalées temporellement de plus (cas c) ou moins (cas d) 100 kyrs. Le cas e est simplement une décroissance linéaire du CO₂ entre les valeurs de départ et de fin utilisées dans la simulation de l'article.

Les cas a et b montrent que la croissance d'une calotte de grande extension est liée au franchissement d'un seuil d'environ 900 ppm. L'impact des paramètres orbitaux est critique pour des valeurs de CO₂ proches mais supérieures à ce seuil puisque l'occurrence de minima d'insolation permet le développement de petites calottes de glace sur les hauteurs de l'Antarctique (courbes bleues sur les cas a et b) tandis qu'une pCO₂ trop ou trop peu élevée a respectivement pour conséquence l'absence de formation de petites calottes malgré les minima d'insolation (cas a, premiers 300 kyrs) ou le développement d'une calotte de très grande dimension quelque soit l'insolation (cas b, premiers 80 kyrs). Ces deux cas montrent que la plage de valeurs absolues possibles pour la pCO₂ au cours de la transition Eocène-Oligocène est assez faible et que cette étude permet donc d'apporter une contrainte supplémentaire sur les concentrations de CO₂ atteintes au cours de la transition.

Les cas c et d montrent que le développement de la calotte totale (c'est-à-dire recouvrant tout le continent Antarctique) est généré par la chute des niveaux de CO₂, l'influence des paramètres orbitaux étant négligeable. Si la chute de la pCO₂ a lieu 100 kyrs avant ou après, la calotte totale se forme de façon concomitante à cette chute. Ceci permet de mieux contraindre les variations de CO₂ au cours de la transition. En effet, comme expliqué au début de ce chapitre, la datation précise des excursions de $\delta^{18}\text{O}$ dans les études de Coxall et

CHAPITRE III

al. (2005) et Coxall and Wilson (2011) par rapport au forçage orbital de Laskar et al. (2004) donne des dates de 33.9 Ma pour EOT-1 et de 33.7 Ma pour Oi-1. L'utilisation des mêmes variations orbitales dans notre étude permet de contraindre la chute de la $p\text{CO}_2$ autour de 33.7 Ma, ce qui provoque la glaciation repérée dans les données de $\delta^{18}\text{O}$.

Le cas e montre l'impact sur la calotte Antarctique d'une simple décroissance linéaire de la $p\text{CO}_2$. En effet, il n'y a pas lieu, compte tenu des incertitudes sur ses mesures, de considérer *a priori* une variation de la $p\text{CO}_2$ telle que celle envisagé dans l'étude. Cependant, ce test de sensibilité indique que la chute de CO_2 est nécessairement corrélée temporellement à l'événement Oi-1 et qu'une variation brutale de la $p\text{CO}_2$ est requise pour expliquer l'englacement de l'Antarctique à l'Eocène-Oligocène.

D'autre part, il existe également une absence de contraintes sur la paramétrisation de la méthode de couplage. Deux simulations ont donc été lancées pour évaluer cette incertitude (Fig 3.8). La distance sur laquelle la proximité est calculée a été augmentée à 400 kms (6^e cas) et la fonction de proximité a été remplacée par une fonction de décroissance linéaire (7^e cas). Les résultats de ces deux tests supplémentaires montrent que la méthode de couplage est relativement robuste vis-à-vis des principaux paramètres. Notons qu'il est possible que cette paramétrisation se révèle différente ou que la méthode soit beaucoup plus sensible à des modifications de ces paramètres si la résolution du modèle GRISLI (pour rappel, de 40 km par 40 km dans notre étude) était améliorée ou si cette méthode est appliquée, par exemple, aux calottes de glace de l'Hémisphère Nord.

Du fait de cette double incertitude sur la paramétrisation et le CO_2 , des applications supplémentaires de cette méthode sont nécessaires afin de mieux contraindre la paramétrisation. L'idéal serait bien évidemment de pouvoir modéliser la dernière glaciation, pour laquelle les variations de CO_2 sont extrêmement bien résolues. Malheureusement, outre la taille de la Laurentide et de la Fennoscandie qui requerrait un nombre élevé de simulations GCM pour modéliser les différentes surfaces de calotte, la question reste ouverte quant à savoir quelle calotte s'est formée en premier (Beghin et al., 2015). L'incertitude sur le CO_2 serait alors « transformée » en incertitude sur les surfaces de calotte. Cependant, une application de cette méthode à l'initiation de la calotte de glace Groenlandaise au Pliocène entre 3.3 et 2.7 Ma est en cours (thèse Ning Tan).

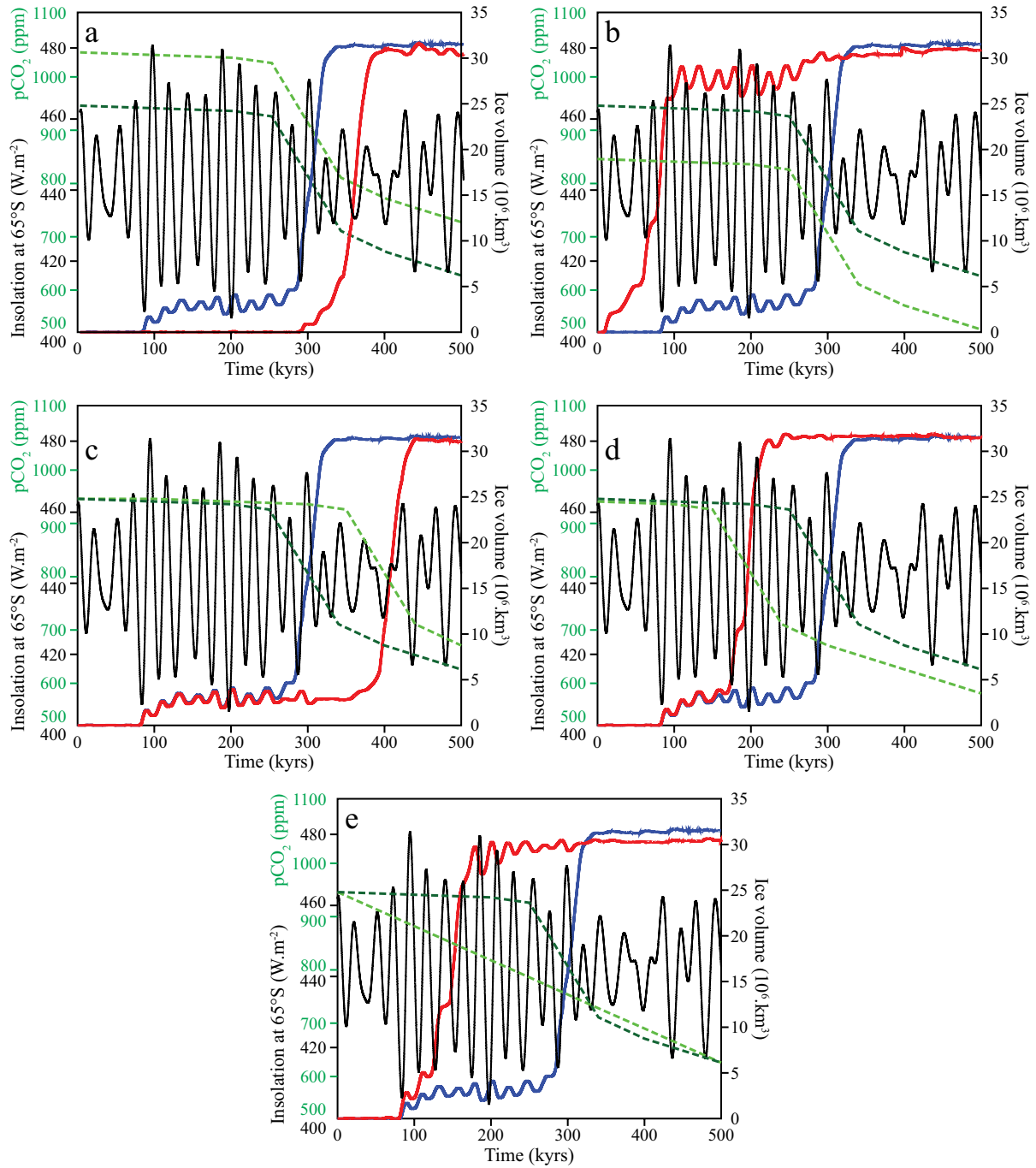


Figure 3.7. Tests de sensibilité à la variation de la $p\text{CO}_2$. Pour chaque figure, la courbe de CO_2 présentée dans l'article est en bleue et la courbe test en rouge ; la fonction de CO_2 de l'article est en vert foncé, la fonction test en vert clair ; l'insolation d'été moyenne à 65°S est en noir. (a) Fonction de CO_2 de l'article + 100 ppm. (b) Fonction de CO_2 de l'article - 100 ppm. (c) Fonction de CO_2 de l'article + 100 kyr. (d) Fonction de CO_2 de l'article - 100 kyr. (e) Fonction de CO_2 décroissant linéairement entre 925 et 605 ppm au cours de la transition.

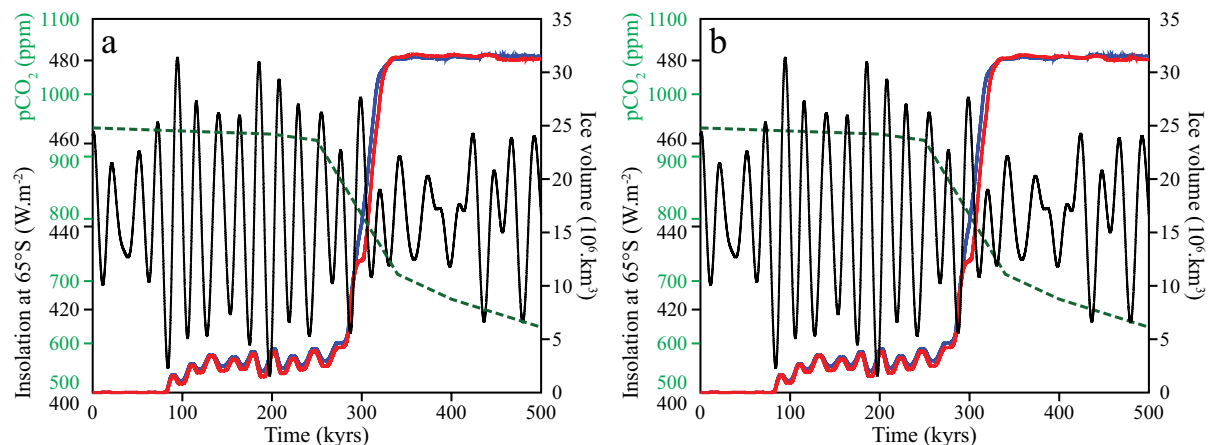


Figure 3.8. Tests de sensibilité à certains paramètres de la méthode de couplage. Pour chaque figure, la courbe de CO₂ présentée dans l'article est en bleue et la courbe test en rouge ; la courbe de CO₂ de l'article est en vert foncé et l'insolation d'été moyenne en noir. (a) Distance de proximité augmentée à 400 kms au lieu de 200 kms. (b) Fonction de proximité (Fig. 3.4) linéaire au lieu d'exponentielle.

Depuis la publication de cet article, de nouvelles études ont traité de la transition EO. Notamment, Heureux and Rickaby (2015) ont publié une nouvelle estimation des concentrations en CO₂ dans l'atmosphère au cours de la transition EO à partir de matière organique sédimentaires provenant de diatomées. Ce nouvel enregistrement montre également une chute de CO₂ au cours de la transition EO avec des concentrations globalement en accord avec les précédentes études, ce qui souligne une fois encore l'incertitude associée avec la reconstruction de valeurs absolues de CO₂. Les auteures insistent sur l'avance de phase temporelle de la chute de CO₂ par rapport à l'évènement glaciaire majeure Oi-1 ainsi que sur le rebond, c'est-à-dire le retour à des concentrations pré-transition, à la suite de la glaciation. Ces conclusions concordent avec les résultats de l'étude de Pearson et al. (2009). Au contraire, les simulations présentées dans l'article ainsi que les tests de sensibilité ci-dessus démontrent clairement que l'étape majeure de la glaciation Antarctique est concomitante à la chute en CO₂. La faible résolution et les incertitudes temporelles ou liées à leur méthode de reconstruction du CO₂ peuvent être mises en avant pour expliquer cette contradiction, de même que les incertitudes liées aux modèles et à la méthode d'interpolation. Cela montre néanmoins que des études supplémentaires de données et de modélisation sont nécessaires pour déchiffrer la complexité de cette transition glaciaire.

A la fin de la transition EO, les dernières reconstructions de CO₂ identifient une remontée de sa concentration dans l'atmosphère (Pearson et al., 2009; Pagani et al., 2011;

CHAPITRE III

Heureux and Rickaby, 2015), qui n'est pas prise en compte dans notre scénario de chute du CO₂. Cette remontée pourrait avoir permis la fonte d'une partie de la calotte et les subséquentes variations de CO₂ pourraient expliquer la variabilité de la calotte glaciaire à l'Oligocène et au Miocène (Pollard and DeConto, 2005; Francis et al., 2008, et références). Préalablement à l'étude présentée ci-dessus, nous avons lancé quelques simulations basiques avec un Antarctique complètement englacé et des taux de CO₂ de 1120, 1680, 2240 et 2800 ppm. Ces simulations prenaient en compte une variation idéalisée de l'orbite terrestre avec une alternance (d'une période de 40 kyrs représentant l'obliquité) entre maximum et minimum d'insolation. Pour ces quatre simulations, la calotte perd en extension mais gagne en volume à cause de l'augmentation de CO₂ permettant un cycle hydrologique légèrement plus intense. Néanmoins, il n'y a qu'à 2800 ppm que l'extension de la calotte se réduit « notablement » (~ 10% par rapport à ~ 2% à 1120 ppm). Ce résultat est plutôt surprenant puisque une réduction notable de la surface de la calotte nécessite environ dix fois les concentrations préindustrielles et presque trois fois les niveaux atteints lors de l'augmentation de CO₂ à la fin de la transition ; démontrant ainsi une très forte stabilité de la calotte Antarctique, qui semble en contradiction avec la variabilité glaciaire du Cénozoïque. Ceci illustre la difficulté qu'ont les modèles de calotte de glace pour simuler une déglaciation sous des niveaux de CO₂ relativement faibles. En effet, des résultats similaires ont été trouvés par d'autres groupes (communication personnelle de David Pollard). Cependant, un mécanisme intéressant a très récemment été proposé par Pollard et al. (2015) pour expliquer ces larges variations de volume de glace au cours du Cénozoïque en dépit de niveaux de CO₂ plutôt modestes. Ils proposent qu'à cause des conditions plus chaudes présentes au cours de l'Oligocène et du Miocène, un retrait massif de la ligne d'échouage (la jonction entre la calotte posée sur le continent et la calotte flottante) pourrait réduire le volume de la calotte Antarctique d'environ 20% (~ 20 m par rapport à ~ 80m au total). Ce retrait serait dû à des défauts de structure de la calotte au niveau de la ligne d'échouage, défauts amplifiés par un processus de fracture hydraulique remplissant les crevasses de la calotte par des eaux de fonte et affaiblissant la colonne de glace, ce qui entraînerait la perte d'immenses masses de calotte. Cette hypothèse séduisante est pour le moment extrêmement paramétrisée et reste donc à être confirmée.

Une autre limitation de notre étude porte sur la prise en compte de la végétation. Les reconstructions palynologiques et à partir de pollens indiquent que des forêts sempervirentes de feuillus et de conifères dominaient sur l'Antarctique à la fin du Paléocène avant une

CHAPITRE III

diminution de la diversité au cours de l'Eocène et de l'Oligocène et la domination, dans les zones non englacées, de végétation de type tundra au Miocène (Thorn and DeConto, 2006). La glaciation EO se produit donc dans la phase de transition vers une végétation de type tundra, si bien que peu d'informations sont disponibles sur la végétation dominante à cette période (Liakka et al., 2014). De la tundra parsemé de petites forêts (notamment plusieurs espèces de *Nothofagus*) et de fougères associées à des mousses est actuellement la meilleure estimation de la végétation présente sur l'Antarctique au moment de la glaciation EO (Francis et al., 2008; Liakka et al., 2014). Dans les simulations présentées dans l'article, seule une végétation de type tundra est présente sur l'Antarctique. Liakka et al. (2014) ont montré que les types de végétation prescrits sur l'Antarctique avaient un impact sur les niveaux de CO₂ requis pour initier la glaciation car la présence d'une végétation dominée par les forêts entraîne une réduction de l'albédo de surface donc un réchauffement. Leurs résultats suggèrent donc que la transition vers une domination d'une végétation de type tundra a précédé la glaciation EO.

QUELQUES CONSÉQUENCES DU CHANGEMENT CLIMATIQUE DE LA FIN DE L'EOCÈNE

Introduction.....	136
1. Mise en place du Courant Circumpolaire Antarctique.....	137
1.1. Considérations historiques et géologiques.....	137
1.2. Mise en évidence du développement de l'ACC.....	138
2. Article publié dans <i>Climate of the Past</i>	144
3. Discussion complémentaire	154
4. Mousson asiatique en modélisation	159
4.1. Qu'est-ce que la mousson ?	159
4.2. Qu'impliquent les nouvelles données de terrain documentées dans ce travail.....	160
4.3. Modéliser la mousson au cours du Cénozoïque.....	163
5. Cadre de l'étude numérique	167
6. Article publié dans <i>Nature</i>	170
7. Discussion complémentaire	184

Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter quelques rétroactions liées au changement climatique de la fin de l'Eocène, et plus particulièrement de la transition EO. En premier lieu, l'impact de la calotte de glace Antarctique en formation sur la circulation océanique locale est étudié, cherchant notamment à comprendre si cette formation a pu favoriser le développement du Courant Circumpolaire Antarctique (ACC) dont l'époque de mise en place reste débattue. L'article « Links between CO₂, glaciation and water flow : reconciling the Cenozoic history of the Antarctic Circumpolar Current », paru dans *Climate of the Past*, et cosigné par Jean-Baptiste Ladant, Yannick Donnadieu et Christophe Dumas, traite de cette question. D'autre part, nous avons eu l'opportunité de collaborer avec des géologues et sédimentologues pour une étude portant sur les moussons asiatiques au cours de l'Eocène et publiée dans la revue *Nature*, sous le titre « Asian Monsoons in a late Eocene greenhouse world ». Depuis quelques années, de nombreuses études semblent montrer que l'apparition de la mousson asiatique au cours du Cénozoïque n'est pas uniquement liée à la surrection du plateau tibétain et que la mise en place des premières moussons aurait pu avoir lieu bien avant. La découverte de nouvelles données de terrain datant de la fin de l'Eocène montrant une mousson asiatique intense, confirmée par des simulations numériques, aux conditions aux limites appropriées, que nous avons réalisées, a permis de reculer d'environ 20 millions d'années la date de mise en place du système de moussons asiatiques.

1. Mise en place du Courant Circumpolaire Antarctique

1.1. Considérations historiques et géologiques

Il a été vu au chapitre III qu'une des deux hypothèses majeures qui ont émergées afin d'expliquer la glaciation EO est la mise en place de l'ACC, entraînant un refroidissement du continent Antarctique permettant le stockage pérenne de glace (Kennett, 1977). Si cette hypothèse a par la suite été écartée au profit d'une chute de la concentration de CO₂, elle est à l'origine des recherches sur les conditions nécessaires au développement de ce qui représente de nos jours le courant océanique le plus important à la surface du globe, avec un débit d'environ 135 Sv (1 Sv = 10⁶ m³/s) au niveau du passage de Drake entre l'Amérique du Sud et l'Antarctique (Rintoul et al., 2001). À titre de comparaison, le débit maximal de l'Amazone est environ 650 fois plus faible et celui de tous les fleuves du monde réunis environ 130 fois plus faible.

L'ACC est donc un courant marin qui circule sans entraves autour de l'Antarctique dans une direction Ouest-Est sous l'influence des très forts vents d'Ouest de l'Hémisphère Sud, connus sous le nom de *Quarantièmes Rugissants (Roaring Forties)* et *Cinquantièmes Hurlants (Furious Fifties)*. C'est une composante cruciale de la circulation océanique puisque l'ACC relie les trois principaux océans (Pacifique, Atlantique, Indien) et permet les échanges interocéaniques d'eau, de chaleur, de sel, sur toute la colonne d'eau. Il est généralement considéré que l'ACC fut « découvert » par Edmund Halley (1656 – 1742, par ailleurs, célèbre astronome dont une comète porte aujourd'hui le nom) au cours de son expédition à bord du *Paramour* (aussi orthographié *Paramore*) en 1699-1700 lors de laquelle il parcourt l'Océan Atlantique du Nord au Sud. Si d'autres marins célèbres tels que Cook, Bellingshausen ou Ross ont également décrit ce courant, il est resté relativement peu étudié jusqu'à l'avènement de l'océanographie moderne. Actuellement, malgré de nombreuses avancées dans la compréhension des interactions entre les différents mécanismes régissant la dynamique particulière de ce courant, il n'existe toujours pas de théorie complète à propos de son fonctionnement dynamique.

Il y a environ 125 millions d'années, au cours du Crétacé, l'Antarctique atteint approximativement sa position actuelle au niveau du pôle Sud. Y sont encore liés les actuels continents africain et sud-américain ainsi que les sous-continent indien et australien. A la fin

du Crétacé, l'Inde s'est détachée, de même que l'Afrique. L'Australie est encore liée au continent Antarctique, et il semble que ce soit resté le cas jusqu'à la fin de l'Eocène (Stickley et al., 2004). En revanche, le passage de Drake, nommé ainsi d'après Francis Drake, navigateur anglais du XVI^e siècle qui effectua la seconde circumnavigation de la Terre entre 1577 et 1580, possède une histoire géologique très complexe. Depuis le Crétacé, il semble que cette région soit assez active tectoniquement (König and Jokat, 2006) et il n'est pas à exclure que des passages océaniques entre l'Amérique du Sud et l'Antarctique aient pu se former puis se refermer durant le Crétacé Supérieur. À la différence du Crétacé, l'évolution géologique du passage de Drake depuis l'Eocène a suscité de nombreuses études (Barker and Burrell, 1977; Lawver and Gahagan, 2003; Livermore et al., 2005; Eagles et al., 2006; Livermore et al., 2007; Lagabriele et al., 2009; Eagles and Jokat, 2014). En résumé, les dernières études suggèrent un début d'ouverture du passage vers 50 Ma (Eagles and Jokat, 2014) suivi d'une période durant laquelle la bathymétrie reste peu profonde mais s'ouvre progressivement à une circulation océanique dans le sens Pacifique-Atlantique (Diester-Haass and Zahn, 1996; Scher and Martin, 2006). La largeur du passage et la bathymétrie s'accroissent durant la fin de l'Eocène (e.g., Eagles and Jokat, 2014). Lors de la transition Eocène-Oligocène, le passage de Drake est donc ouvert et atteint peut-être environ 2000 m de fond par endroits (Eagles et al., 2006). Il faut cependant noter que, du fait de la complexité géologique du passage, ces considérations (largeur du passage, bathymétrie) restent assez incertaines, notamment à la transition EO.

Par la suite, au cours de l'Oligocène, la complexité reste de mise puisqu'il a été avancé qu'entre 29 et 22 Ma, le passage de Drake se referme (Lagabriele et al., 2009) avant finalement de s'ouvrir pour de bon à une circulation profonde donnant naissance à un ACC comparable à celui actuel (Livermore et al., 2007) au début du Miocène.

1.2. Mise en évidence du développement de l'ACC

Bien évidemment, l'ouverture des passages océaniques de l'Océan Austral au cours de l'Eocène est à même de modifier profondément la circulation océanique (Sijp and England, 2004, 2005; Katz et al., 2011; Borrelli et al., 2014).

CHAPITRE IV

En 1977 paraissent deux études qui datent le développement de l'ACC avec 10 millions d'années d'écart. Comme nous l'avons vu, Kennett (1977) le place approximativement à la transition EO (34-30 Ma) invoquant son rôle dans la glaciation tandis que Barker and Burrell (1977) le placent proche de la transition Oligocène-Miocène (OM, 23 Ma). Actuellement et bien que cela représente une probable et outrancière simplification, ces deux « écoles » existent toujours : les tenants d'une initiation aux alentours la transition EO et ceux d'une initiation proche de la transition OM.

A partir de données de terrain, l'hypothèse d'un développement à l'EO a notamment été avancée par Latimer and Filippelli (2002) en se basant sur des changements de composition de sédiments détritiques. Diekmann et al. (2004) interprètent la forte augmentation de productivité siliceuse entre 37.5 et 33.5 Ma dans l'Atlantique Sud-Est (ODP Site 1090) comme la conséquence de réorganisations paléocéanographiques liées à des changements tectoniques. Selon les auteurs, la mise en place de l'ACC entraîne un déplacement vers l'Antarctique de cette zone de productivité siliceuse intense à partir de 33.5 Ma, ce qui expliquerait la baisse de productivité siliceuse observée au site 1090 au début de l'Oligocène. Ils notent également une baisse de l'accumulation sédimentaire entre 33.4 et 30.2 Ma, indiquant une intensification des courants de fond et constituant une preuve supplémentaire de la mise en place de l'ACC. Ces observations sont en accord avec les résultats de plusieurs études proposant une connexion profonde à travers le passage de Drake dès 34 – 30 Ma (Lawver and Gahagan, 2003; Livermore et al., 2005; Eagles et al., 2006).

L'hypothèse d'un lien entre ACC et glaciation a cependant été critiquée par Barker and Thomas (2004), qui pointent la tentation de voir un lien de causalité entre événements paléoclimatiques, géologiques, océaniques datés d'âge similaire (« *The smoking gun of synchronicity* », Barker and Thomas (2004)). D'autres études postulent en effet que la mise en place de l'ACC est plus tardive. Lyle et al. (2007) utilisent des sédiments recouverts dans le Pacifique Sud qui portent les marques du développement d'un courant intense et profond autour de 25-23 Ma. Travaillant sur des données isotopiques provenant du passage de Tasmanie ainsi que sur les dimensions de particules de limon (*sortable silt*), qui donnent des indices sur l'intensité du courant, Pfuhl and McCave (2005) proposent un âge similaire. L'hypothèse d'un établissement à la transition OM peut également s'appuyer sur les résultats de Lagabriele et al. (2009) qui démontrent une fermeture au moins partielle du passage de Drake durant l'Oligocène, inhibant ainsi un hypothétique ACC.

Cette discussion est résumée avec plus de détails dans le papier de revue de Barker et al. (2007b). Les auteurs insistent sur la nécessité de nouvelles études afin de mieux

contraindre le développement de l'ACC, tout en faisant remarquer qu'il serait préférable de distinguer la mise en place d'un « shallow » ACC, c'est-à-dire une circulation circumpolaire de surface/subsurface et peut-être d'eaux intermédiaires, de celle d'un « deep » ACC, concernant toute la colonne d'eau. Barker et co-auteurs insistent également sur la plausibilité, sous certaines hypothèses, de tous les âges de mise en place de l'ACC compilés dans leur étude. Les dernières études montrent en effet que dès l'Eocène Moyen (~ 40 Ma), une circulation de surface/subsurface existe à travers le passage de Drake (Scher and Martin, 2006) puis que l'ACC se forme graduellement à partir de l'ouverture du passage de Tasmanie (Stickley et al., 2004) au cours de l'Oligocène (Katz et al., 2011; Borrelli et al., 2014, voir aussi Fig. 4.1).

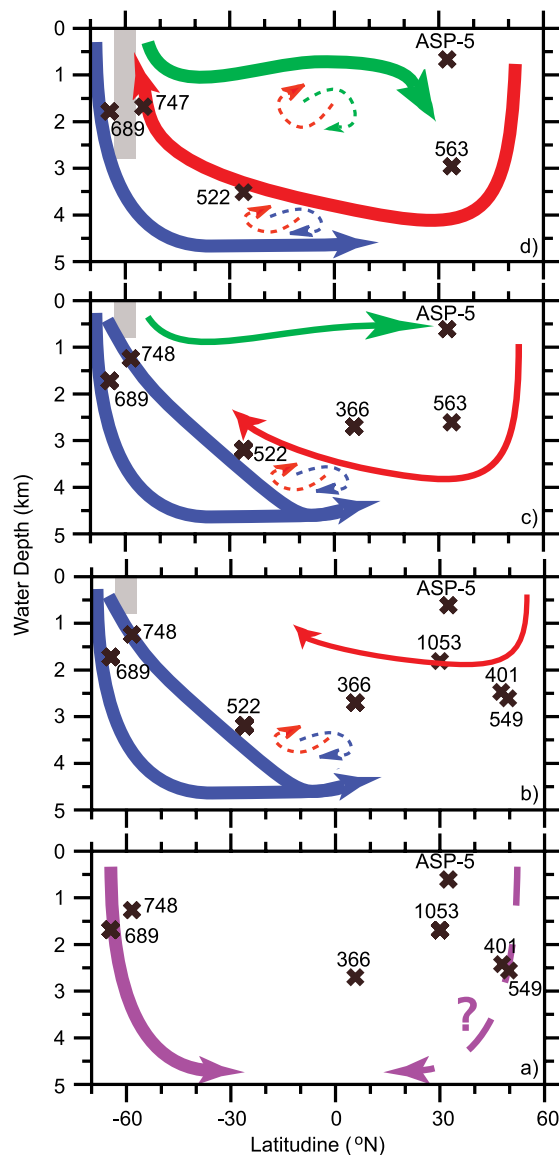


Figure 4.1. Schéma décrivant les différentes phases du développement de l'ACC comme reconstruites à partir de comparaisons multi-sites d'isotopes stables de foraminifères benthiques. Les croix noires représentent les paléop profondeurs des différents sites ODP (repérés par le numéro) utilisées dans la comparaison. a) Pas d'ACC, représentatif de l'Eocène Moyen avec des passages océaniques fermés. b) et c) « Shallow » ACC, représentatifs de la fin de l'Eocène (b) et du début de l'Oligocène (c), et une circulation océanique qui prend petit à petit ses caractéristiques actuelles. d) « Deep » ACC, similaire à l'actuel, de même que la circulation océanique. Figure modifiée d'après Borrelli et al. (2014).

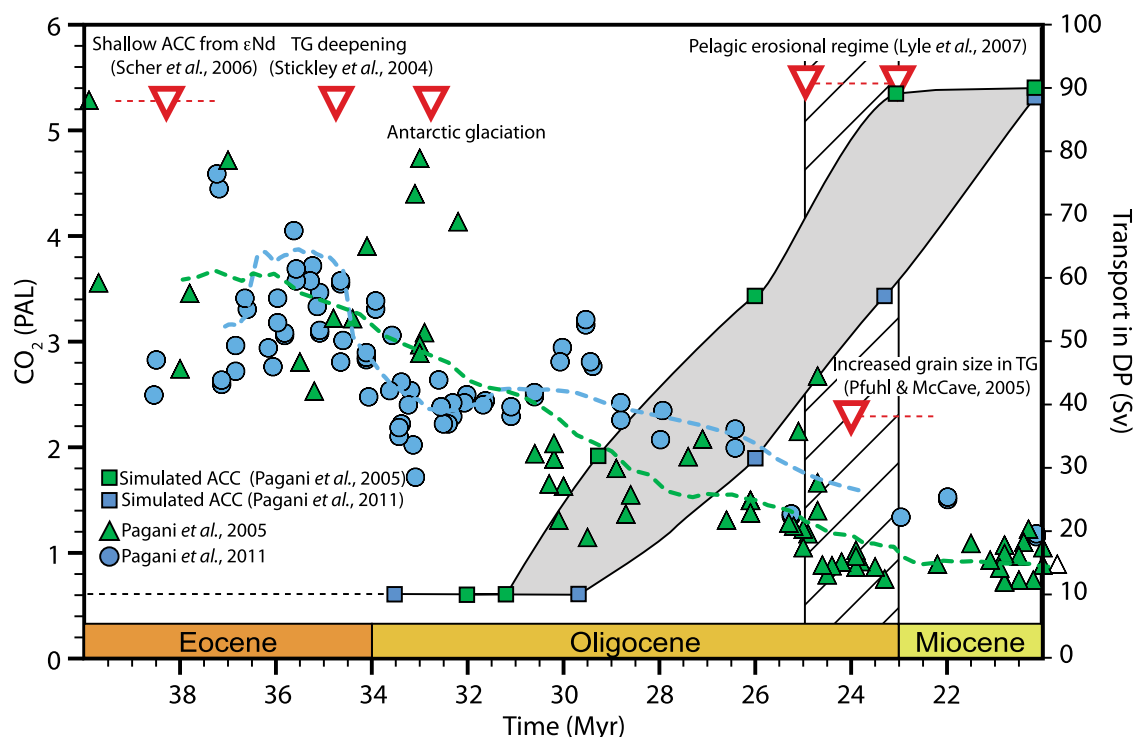


Figure 4.2. Evolution de la concentration en CO_2 atmosphérique et du transport à travers le passage de Drake entre l'Eocène et le Miocène. Les triangles rouges représentent les principaux évènements océaniques et géodynamiques et l'aire grisée représente l'incertitude temporelle sur l'augmentation de l'ACC par rapport aux données de CO_2 . Figure modifiée d'après Lefebvre et al. (2012).

Beaucoup d'études de modélisation se sont également intéressées à l'ouverture des passages océaniques de l'Hémisphère Sud mais la grande majorité s'intéresse à l'impact sur le climat Antarctique et/ou global (e.g., Toggweiler and Bjornsson, 2000; Huber et al., 2004; Sijp and England, 2004; Huber and Nof, 2006) et non spécifiquement à la mise en place de l'ACC. Parmi ces dernières, Lefebvre et al. (2012) démontrent une sensibilité importante de l'ACC aux concentrations en CO_2 atmosphérique, avec un courant de faible intensité lorsque la concentration en CO_2 est élevée et un courant fort pour des CO_2 plus faibles. Ils montrent que le refroidissement local généré par une chute de la $p\text{CO}_2$ entraîne une augmentation de l'extension de glace de mer¹ et des formations d'eaux saumâtres associées dont la conséquence est d'intensifier l'ACC. La mise en relation de leurs simulations avec les

¹ Note : La glace de mer est de l'eau extrêmement pure car le processus de solidification de l'eau de mer expulse les molécules autres que H_2O . Ainsi, l'eau de mer au voisinage de glace de mer en formation devient particulièrement salée puisque le sel expulsé s'y mélange. Ces eaux sont appelées saumâtres.

données de CO₂ pour l'Eocène et l'Oligocène propose qu'un ACC mature, c'est-à-dire d'intensité comparable à l'actuel, n'a pu se développer qu'à partir de la fin de l'Oligocène (Fig. 4.2), en accord avec les données de Lyle et al. (2007) et de Pfuhl and McCave (2005).

Ce développement à partir de la fin de l'Oligocène est aussi mis en avant par Hill et al. (2013). Leurs résultats numériques indiquent que les changements tectoniques au cours de l'Oligocène, notamment le mouvement septentrional de l'Australie et l'élargissement du passage Indonésien entre l'Asie et l'Australie (Fig. 4.3), ont permis l'intensification de l'ACC.

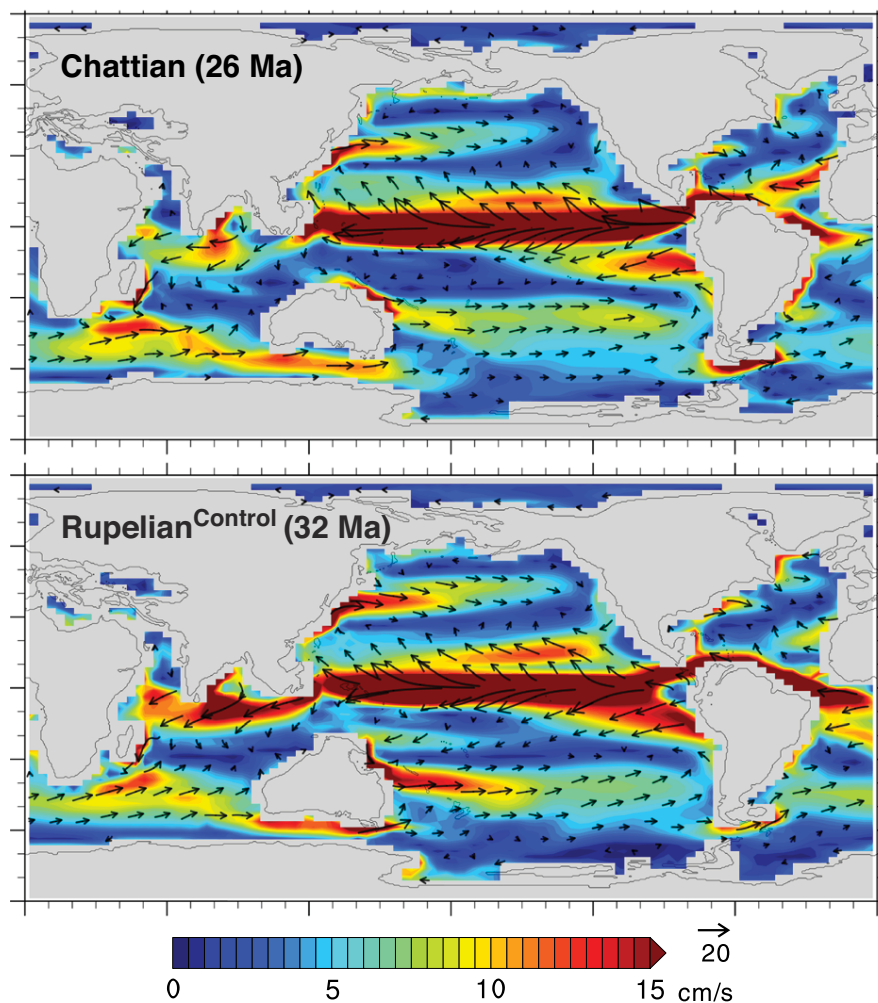


Figure 4.3. Courants de surface pour deux paléogéographies de Hill et al. (2013), caractéristiques de la fin de l'Eocène/début de l'Oligocène (Rupelian) et de la fin de l'Oligocène (Chattian). Noter les changements tectoniques, en particulier le mouvement septentrional de l'Australie et l'élargissement du passage Indonésien au Chattian. Modifié d'après Hill et al. (2013).

CHAPITRE IV

Ces études montrent que l'intensité du courant circumpolaire peut être considérablement modifiée par des contraintes tectoniques mais aussi par des processus générant un refroidissement ou un réchauffement, au moins local, des hautes latitudes de l'Hémisphère Sud. Si l'étude de Lefebvre et al. (2012) met en avant la baisse du CO₂ au cours du Cénozoïque, l'évènement glaciaire majeur à la transition EO peut également mener à un refroidissement local autour de l'Antarctique et modifier profondément la circulation océanique (Goldner et al., 2014). L'étude présentée dans la section suivante a donc deux objectifs majeurs :

1. Le refroidissement local autour de l'Antarctique survenant en réponse à la glaciation permet-il au courant circumpolaire Antarctique de s'intensifier ?
2. Si oui, quel mécanisme(s) est (sont) mis en jeu ? Lefebvre et al. (2012) ont proposé un mécanisme basé sur l'augmentation de glace de mer avec la baisse de CO₂. Le même mécanisme est-il à l'œuvre ici ?
3. Peut-on proposer une chronologie possible pour l'évolution de l'ACC au cours du Cénozoïque, mettant en lien, plutôt qu'en opposition, les différents résultats de modélisation et de données obtenus antérieurement ?

2. Article publié dans *Climate of the Past*

Clim. Past, 10, 1957–1966, 2014
 www.clim-past.net/10/1957/2014/
 doi:10.5194/cp-10-1957-2014
 © Author(s) 2014. CC Attribution 3.0 License.



Links between CO₂, glaciation and water flow: reconciling the Cenozoic history of the Antarctic Circumpolar Current

J.-B. Ladant, Y. Donnadieu, and C. Dumas

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, CEA Saclay, Gif-sur-Yvette, France

Correspondence to: J.-B. Ladant (jean-baptiste.ladant@lscce.ipsl.fr)

Received: 25 April 2014 – Published in Clim. Past Discuss.: 22 May 2014

Revised: 5 September 2014 – Accepted: 19 September 2014 – Published: 14 November 2014

Abstract. The timing of the onset of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) is a crucial event of the Cenozoic because of its cooling and isolating effect over Antarctica. It is intimately related to the glaciations occurring throughout the Cenozoic from the Eocene–Oligocene (EO) transition (≈ 34 Ma) to the middle Miocene glaciations (≈ 13.9 Ma). However, the exact timing of the onset remains debated, with evidence for a late Eocene setup contradicting other data pointing to an occurrence closer to the Oligocene–Miocene (OM) boundary. In this study, we show the potential impact of the Antarctic ice sheet on the initiation of a strong proto-ACC at the EO boundary. Our results reveal that the regional cooling effect of the ice sheet increases sea ice formation, which disrupts the meridional density gradient in the Southern Ocean and leads to the onset of a circumpolar current and its progressive strengthening. We also suggest that subsequent variations in atmospheric CO₂, ice sheet volumes and tectonic reorganizations may have affected the ACC intensity after the Eocene–Oligocene transition. This allows us to build a hypothesis for the Cenozoic evolution of the Antarctic Circumpolar Current that may provide an explanation for the second initiation of the ACC at the Oligocene–Miocene boundary while reconciling evidence supporting both early Oligocene and early Miocene onset of the ACC.

1 Introduction

As the largest of all currents, the Antarctic Circumpolar Current (ACC) has been studied for decades because of its non-negligible role in major climatic changes of the Cenozoic, notably at the Eocene–Oligocene transition (Kennett, 1977). If the opening of the Tasman Passage between Australia

and Antarctica is relatively well constrained with progressive deepening between 35 and 30 Ma (Stickley et al., 2004), there are still numerous uncertainties in the timing of the opening of Drake Passage (Barker and Burrell, 1977; Lawver and Gahagan, 2003; Livermore et al., 2007; Scher and Martin, 2006), with earliest estimates pointing toward the early Eocene (Eagles and Jokat, 2014; Eagles et al., 2006). Consequently, the evolution of the ACC through time between the Eocene and the Miocene remains unclear. Some studies have proposed an onset in the earliest Oligocene (Florindo and Roberts, 2005; Katz et al., 2011), while other evidence tends to point to initiation in the late Oligocene or early Miocene (Lyle et al., 2007; Pfuhr and McCave, 2005; Scher and Martin, 2008). In a modeling approach, Toggweiler and Bjornsson (2000) found that the opening of Drake Passage had a cooling effect over southern high latitudes, but DeConto and Pollard (2003b) showed that possible changes in ocean heat transport due to gateways opening only had a limited impact on the Eocene–Oligocene Antarctic glaciation. This opinion was subsequently corroborated by Huber and Nof (2006). More recently, Hill et al. (2013) have argued that paleogeographic constraints prevented ACC initiation until the late Oligocene, while Lefebvre et al. (2012) investigated the effect of a decrease in atmospheric CO₂ concentration on the onset of the ACC and found that this current was not triggered by CO₂ typical of the late Eocene, hence delaying the current's initiation to the late Oligocene under colder climatic conditions.

Here, we study the impact of the Antarctic ice sheet (AIS) growth at the Eocene–Oligocene boundary on the potential initiation of the ACC. The AIS has the potential to provide regionally colder conditions which could drive the ACC initiation or reinforcement in the same way as the decrease in

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

atmospheric CO₂ (Lefebvre et al., 2012) or tectonic forcings (Hill et al., 2013; Sijp et al., 2011). We propose that the combined variations of the atmospheric CO₂ level, of the Antarctic ice sheet size and of the tectonic evolution of the Southern Ocean from the Eocene to the Miocene may have modulated the intensity of the circumpolar current, making the issue of a unique onset of the ACC more complex and probably obsolete.

2 Models and experiments

In this study, we use the mixed-resolution general circulation model (GCM) FOAM (Fast Ocean Atmosphere Model) to realize coupled runs investigating the ice sheet growth effect on the oceanic circulation around Antarctica at the Eocene–Oligocene boundary. The atmospheric component runs on a 4.5° by 7.5° grid with 18 vertical levels. It is a modified version of the parallelized NCAR's CCM2 (Community Climate Model v2) model so that the atmospheric physics is equivalent to CCM3. The highly efficient ocean component is dynamically similar to the Modular Ocean Model of GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) (Jacob, 1997). It runs on a 1.4° by 2.8° grid with 12 of the 24 vertical levels in the upper 1000 m. The sea ice model uses the thermodynamics of NCAR's CSIM (Community Sea Ice Model) 2.2.6. FOAM has been used to successfully simulate present-day climate (e.g., Zhang et al., 2005) as well as paleoclimates (Chaboureaud et al., 2012; Dera and Donnadieu, 2012; Poulsen et al., 2003).

In this paper, we aim to decipher the impact of a growing ice sheet on the Southern Ocean circulation and particularly whether it impacts a potential circumpolar current. Recent studies have shown that the continental-scale threshold for the Eocene–Oligocene Antarctic ice sheet is close to 700–900 ppm (DeConto and Pollard, 2003a; Gasson et al., 2014). We therefore set up GCM runs with atmospheric CO₂ concentrations of 560 ppm (2× preindustrial atmospheric levels – hereafter PAL), 840 ppm (3× PAL) and 1140 ppm (4× PAL), the latter being close to pre-transition CO₂ levels (Pagani et al., 2011). From unpublished runs following the methodology described in Ladant et al. (2014), we have prescribed different ice sheet sizes over Antarctica (Fig. 1), which were chosen to cover a broad range of ice volume. Note that for the 560 ppm simulations, we did not prescribe any small ice sheet over Antarctica as the CO₂ levels are well below the threshold for a large-scale glaciation. Similarly, the maximum ice sheet size at 1120 ppm is small compared to the large maximum ice sheet size prescribed at 840 ppm or the full ice sheet prescribed at 560 ppm. This is because small ephemeral glaciation may have existed during the Eocene under CO₂ concentrations higher than 1000 ppm (Tripathi et al., 2005) but they did not reach the Antarctic coastline (Miller et al., 2005), justifying the ice sheet sizes we use here (Fig. 1). The corresponding approximate ice volume prescribed for each ice sheet simulation can be found in Table 1.

Table 1. Water transport through the Drake and Tasman gateways for each simulation.

CO ₂ (ppm)	Ice sheet size (approximate ice volume in 10 ⁶ km ³)	Flow intensity at Drake Passage (Sv)	Flow intensity at the Tasman Passage (Sv)
1120	Ice free	6	10
	Very small (3.5)	9	14
	Small (6)	10	15
840	Ice free	8	11
	Small (6)	14	18
	Medium (11)	29	38
	Large (16)	35	46
560	Ice free	8	13
	Large (15)	42	49
	Full (25)	54	59

The paleogeography used here is modified after the early Oligocene paleogeography used by Lefebvre et al. (2012). Both southern passages are opened with a mean depth of 1600 m, in agreement with already intermediate to deep gateways around 34–33 Ma (Eagles et al., 2006; Stickley et al., 2004), and the topography of Antarctica is obtained by isostatically removing the present-day ice sheet (Fig. 1). The solar constant is reduced to 1361 W m⁻² and the Earth orbit has the following parameters (DeConto et al., 2007): eccentricity = 0.05; obliquity = 24.5°; perihelion in January. Other boundary conditions are kept at modern values. Simulations are averaged over the last 50 years of equilibrated 2000-year-long runs, without any flux corrections or spinup procedure in the deep ocean; during the last 100 years of model integration, the globally averaged ocean temperature drift is < 0.1°C century⁻¹. In the following, given the coarse atmospheric resolution of FOAM, we acknowledge that results concerning potential atmospheric changes should be treated with caution. We hope to be in position to replicate those results in the near future with a higher-resolution model such as IPSL-CM5 (Institut Pierre-Simon Laplace - Climate Model 5) (Kageyama et al., 2013). In spite of this limitation, FOAM remains a very efficient tool, both in terms of computational time, which enables us to test a broad range of initial conditions, and in terms of the results obtained in the Southern Ocean in the control simulation described in Lefebvre et al. (2012). This simulation yields realistic results when compared to observations and IPCC-AR4 (Intergovernmental Panel on Climate Change - 4th Assessment Report)-coupled simulations with 113 Sv at Drake Passage and 136 Sv at the Tasman Passage for the entire water column.

3 Results

Consistent with Lefebvre et al. (2012), the intensity of the ice-free Antarctic water flow at the Drake and Tasman passages in our simulations reaches very low values for the high

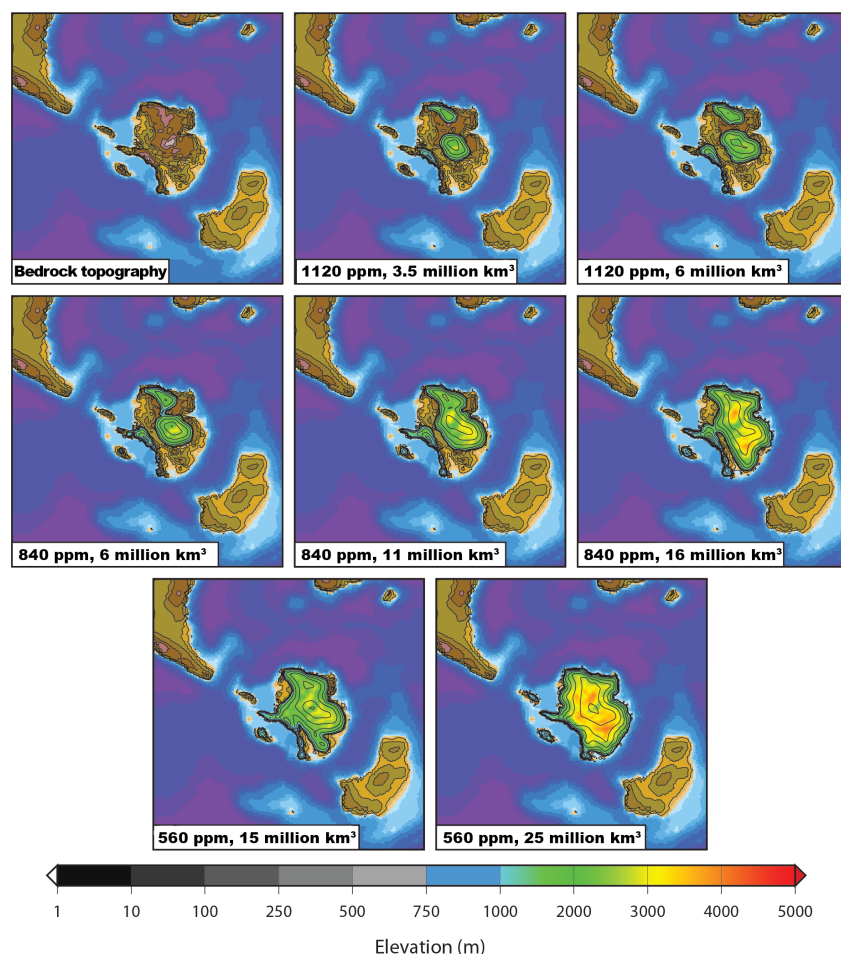


Figure 1. Bedrock topography of Antarctica and the different ice sheets prescribed at 1120, 840 and 560 ppm. Note that the different ice sheets are derived from unpublished runs for each CO₂ value, which results in a different ice sheet shape and height for each CO₂ value. The 6 million km³ ice sheet at 1120 ppm is, hence, different from the 6 million km³ ice sheet at 840 ppm. Yet, because ice expands very similarly regardless of the atmospheric $p\text{CO}_2$, both 6 million km³ ice sheets are similar in shape and height. The ice sheet volume is given to ease comparisons with Table 1 of the paper.

atmospheric CO₂ concentrations typical of the late Eocene (Table 1). Interestingly, for both 2 and 3 times PAL, the ice sheet effect on the flow intensity is clear, whereas the presence of ice at 4 times PAL only has a very weak effect. Indeed, at 1120 ppm of CO₂, the water transport remains close to 10 Sv both at the Drake and Tasman passages, regardless of the amount of ice present over the continent (Table 1). At 3 times PAL, there is a gradual water transport increase as the ice sheet grows. This growth results in an increase in the zonal flow intensity, which doubles at each ice growth except in the case of the last ice sheet size. At 2 times PAL, the increase is even stronger for the two prescribed ice sheets. From an initial 8 Sv (also at Drake Passage), the transport

reaches 42 Sv with a large ice sheet and 54 Sv for the full ice sheet. In all simulations, the trend in the evolution of the flow intensity calculated across the Tasman Passage is similar to the one described at Drake Passage, likely reflecting the onset of a continuous circumpolar current.

Profound changes in ocean circulation occur between the ice-free experiments and the ice sheet runs (Fig. 2). We will focus on the 560 ppm simulations, the average CO₂ threshold required to grow a full Antarctic ice sheet (Gasson et al., 2014). In the initial ice-free run, there is no strong continuous circumpolar flow around Antarctica. Some weak eastward transport of water occurs at the Drake and Tasman gateways (Table 1). After crossing the Tasman Passage, surface waters

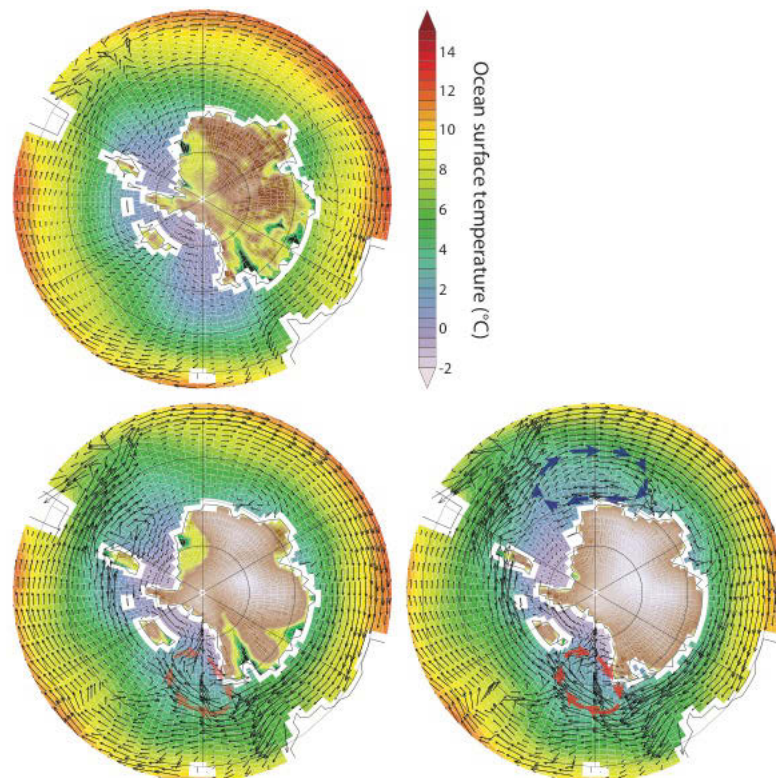


Figure 2. Surface (upper 75 m) ocean currents' reorganization and temperature associated with the growth of the Antarctic ice sheet at 560 ppm; ice-free Antarctica (top), with a large ice sheet (bottom left) or a full ice sheet (bottom right). Proto-Ross and Weddell gyres are indicated in red and blue, respectively. Note the strengthening of the proto-Ross Gyre in the full ice sheet case, indicated by a deeper shade of red in the bottom right image.

are deflected northward to join the South Pacific gyre, as previously noted by Hill et al. (2013). Only a small part of this proto-Humboldt Current effectively crosses Drake Passage. The progressive buildup of the Antarctic ice sheet reinforces the flow through the Drake and Tasman passages and enables the formation of a rather strong continuous circumpolar current. As a consequence, a proto-Ross Gyre forms in the South Pacific Ocean, as well as a proto-Weddell Gyre in the South Atlantic Ocean, once a fully grown ice sheet is established. With the full ice sheet, the proto-Ross Gyre is also reinforced along with the flow intensity around Antarctica (Fig. 2). The formation of these gyres also makes the case for a reorganization of oceanic currents – following the ice sheet buildup – into an early analogue of the modern ACC.

The vertical structure of water transport provides further support for this hypothesis. Zonal fluxes of water at cross-sectional areas located at the Drake and Tasman gateways (Fig. 3) reveal that the progressive ice sheet growth and subsequent feedbacks enable a circulation of waters around Antarctica that is similar to – although weaker than – the

modern circulation. When no ice is present on the continent, there are only very weak eastward fluxes across the gateways. When an ice sheet of large size has grown, water transport through the Drake and Tasman passages increases dramatically and the water starts to be significantly advected eastward on the whole water column. With the full ice sheet, transport intensity increases all around Antarctica to reach up to half of preindustrial intensity at the Drake and Tasman passages (Table 1).

The main driving mechanism of the ACC has been subject to intense debate these past decades. Munk and Palmen (1951) were the first to propose that bottom topography could balance the eastward wind stress, while Stommel (1957) invoked wind stress curl through Sverdrup transport. Other studies have demonstrated the large impact of winds (e.g., Gnanadesikan and Hallberg 2000) and of buoyancy forcing (e.g., Gent et al. 2001). Therefore, it is likely that the ACC is driven by a complex balance between wind forcing, thermohaline-driven circulation and bottom topography (Cai and Baines, 1996).

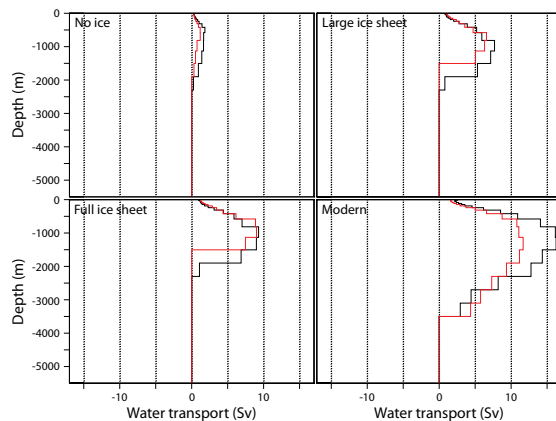


Figure 3. Zonal eastward water transport through cross-sectional areas located at the Drake (red) and Tasman passages (black) for the 560 ppm simulations for (a) ice-free Antarctica; (b) Antarctica with a large ice sheet; (c) Antarctica with a full ice sheet; and (d) for the modern Antarctica of the control simulation (Lefebvre et al., 2012).

Here, we do not investigate the changes related to bottom topography, and we are limited in our analysis of the wind-related changes because the atmospheric resolution of FOAM is too coarse to draw firm conclusions (7.5° in longitude by 4.5° in latitude). Nevertheless, when ice expands at 560 ppm, the westerlies (i.e., the main atmospheric driver of the ACC) strengthen and the latitudinal position of the maximum wind stress migrates poleward slightly (Fig. 4). This trend is yet to be confirmed using models with a higher atmospheric resolution, but stronger westerlies would result in a stronger circumpolar current. Additionally, close to Antarctica, the wind structure changes significantly due to the ice sheet buildup because of the links between katabatic winds and polar easterlies (Goodrick et al., 1998; Parish et al., 1994). In our simulations, the easterlies blowing around Antarctica are strengthened due to the stronger katabatic winds associated with the growing ice sheet. Again, although the atmospheric resolution of FOAM limits the extent of this analysis, the wind-related changes point to a reinforcement of the intensity of the circumpolar current linked to the ice sheet.

Moreover, the initiation of the Antarctic ice sheet has been shown to greatly enhance regional sea ice formation (DeConto et al., 2007; Goldner et al., 2014). Sea ice can impact the thermohaline circulation because its formation process releases massive amounts of salt that creates cold and very salty waters known as brines. Here, we mainly attribute the development of this proto-ACC to the increase in sea ice caused by Antarctic glaciation. Fig. 5 shows the winter sea ice extension for the 560 ppm ice-free and full ice sheet simulations. The percentage of gain or loss in sea ice shows that

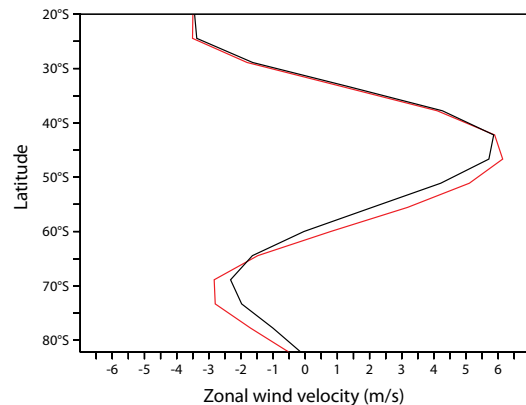


Figure 4. Zonally averaged wind velocity between 80° S and 20° S for the 560 ppm ice-free simulation (black curve) and with a large ice sheet (red curve).

sea ice increases all around the continent (mean winter sea ice cover is extended by more than 75 %; see Fig. 5), notably in the modern location of the Ross and Ronne–Filchner ice shelves and in the Atlantic and Indian sectors of the Southern Ocean. In addition, the meridional density gradient increases notably between the full ice sheet simulation and the ice-free run (Fig. 6), with the ocean structure changing from a well-stratified state to steeper isopycnals reflecting a much more destratified state, especially between 80° S and 55° S. By separating the relative contributions of temperature and salinity to the density changes, we show that the salinity is the primary factor explaining the density difference (Fig. 7). Therefore, we suggest that the increased sea formation drives an enhanced creation of cold and salty waters through brine rejection (see also Lefebvre et al., 2012). The steeper meridional density gradient then reinforces the thermohaline circulation and, consequently, the circumpolar current (Gent et al., 2001; Hogg, 2010).

In any case, although the detailed explanation of the incredibly complex relationship between every component impacting the physics of the ACC has witnessed spectacular steps forward these past decades, a satisfactory and complete theory is still lacking. The aims of this paper are certainly not to provide such a theory but rather to show that the ice sheet effects on the Southern Ocean structure should not be neglected but considered as a primary driver of the evolution of the ACC through the Cenozoic. Indeed, due to enhanced thermohaline circulation related to sea ice increase (Gent et al., 2001) and possible reinforcement and poleward displacement of the westerlies, the Antarctic ice sheet has the potential to modulate the intensity of the circumpolar current, as have tectonics (e.g., Sijp et al., 2011; Hill et al., 2013) or atmospheric CO₂ (Lefebvre et al., 2012).

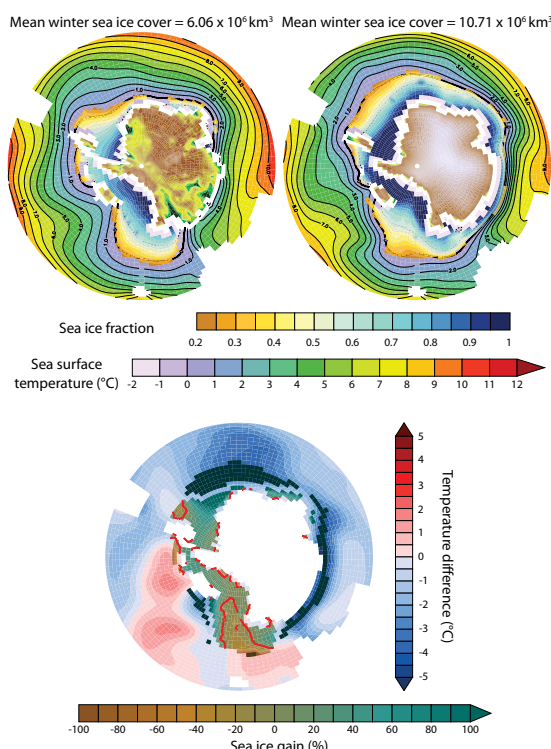


Figure 5. Sea ice extent (top), mean winter sea ice cover for the 560 ppm ice-free (left) and full ice sheet (right) simulations, and (bottom) percentage of gain/loss of sea ice overlaying SSTs (sea surface temperatures) anomaly (560 ppm full ice sheet minus 560 ppm ice-free case). Dark green color indicates areas where sea ice appeared due to colder conditions (e.g., in the South Atlantic and Indian Ocean), and dark brown color indicates areas where sea ice disappeared. The red contour is the zero line of the percentage of sea ice gain.

4 Discussion

Our results highlight the effects of the Antarctic glaciation on a proto-ACC mainly through extended sea ice formation. Transport through the Drake and Tasman passages in our 560 ppm full ice sheet simulation is similar to the 560 ppm Rupelian (i.e., late Eocene/early Oligocene paleogeography with a glaciated Antarctica) control simulation of Hill et al. (2013). Interestingly, they do not attribute this transport to the development of a proto-ACC. Their conclusion is easily conceivable as the flow through the Drake and Tasman passages in their simulations is already similar prior to the Antarctic glaciation (see Hill et al., 2013; Rupelian control vs. Rupelian noAIS simulation). Indeed, contrary to other studies (DeConto et al., 2007; Goldner et al., 2014) and the present one, they do not find a significant sea ice increase in-

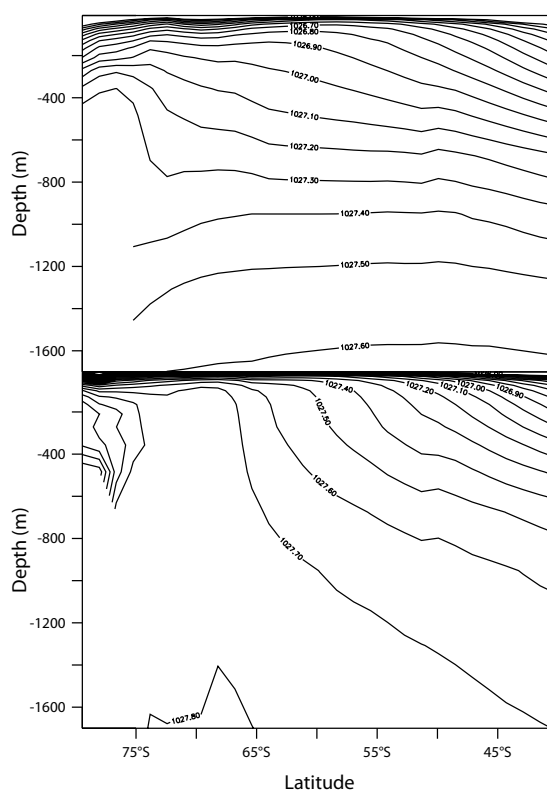


Figure 6. Zonally averaged seawater density profile for the 560 ppm (top) ice-free and (bottom) full ice sheet simulations.

duced by the Antarctic glaciation, which, in our results, is the main driver of the onset and further strengthening of a proto-ACC. Many studies have now shown that the existence of the ACC was not required to trigger Antarctic glaciation and that the prominent driver was likely to be the abrupt decrease in atmospheric CO₂ (DeConto and Pollard, 2003b; Huber et al., 2004; Sijp et al., 2011). In our simulation, the glaciation triggers the development of a rather strong circumpolar current, which supports the initiation of a proto-ACC as soon as the late Eocene/early Oligocene as a feedback to the buildup of the Antarctic ice sheet induced by CO₂ fall.

Our results are in agreement with numerous existing records. Scher and Martin (2006) have proposed that the increase in ϵ_{Nd} values at ODP (Ocean Drilling Program) sites 1090 and 689 (in the Atlantic sector of the Southern Ocean) at around 41 Ma reflects an influx of Pacific shallow waters into the Atlantic (also noted by Diester-Haass and Zahn, 1996), requiring a shallow to intermediate Drake Passage (Eagles et al., 2006; Lagabrielle et al., 2009). Though the flux through Drake Passage is low (around 10 Sv), our ice-free simulations are consistent with a Pacific-to-Atlantic

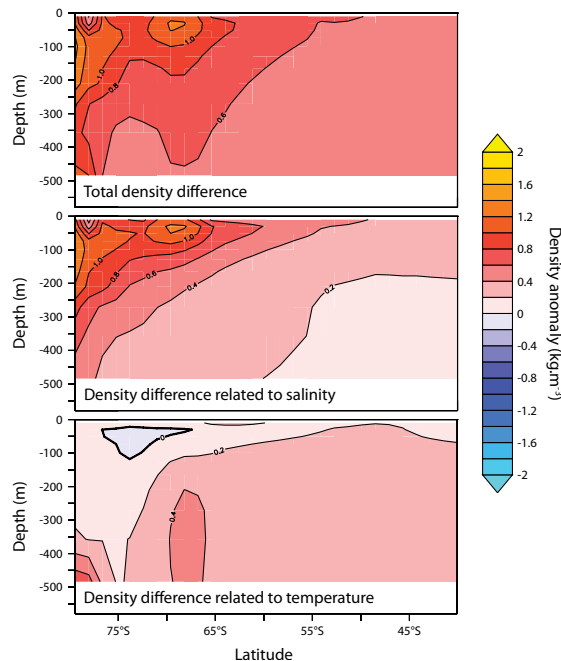


Figure 7. Total density anomaly (top) and density anomaly related to (middle) salinity and (bottom) temperature between the 560 ppm full-ice and ice-free cases. To compute the part of the total density related to salinity and temperature, we linearize the density equation (Lefebvre et al., 2012): $\Delta\rho_L = \Delta\rho_S + \Delta\rho_T$, with $\Delta\rho_T = \alpha\Delta T$ and $\Delta\rho_S = \beta\Delta S$ (α is the thermal expansion and β the haline contraction). Total ($\Delta\rho$) minus linearized ($\Delta\rho_L$) density leads to a very small difference (not shown).

water path as soon as Drake Passage opened, regardless of the CO₂ concentration.

Major Southern Hemisphere tectonic reorganizations occur close to the Eocene–Oligocene boundary, with the opening and progressive deepening of the Tasman Gateway (Lawver and Gahagan, 2003; Stickley et al., 2004) and the deepening of Drake Passage (Eagles et al., 2006; Lawver and Gahagan, 2003; Livermore et al., 2007). In addition, the Antarctic glaciation cools the continent and the surrounding ocean, leading to an increase in sea ice formation (DeConto et al., 2007; Goldner et al., 2014; Houben et al., 2013). Our results support the development of a proto-ACC of moderate intensity following the buildup of the ice sheet, roughly coeval with the EO (Eocene–Oligocene) transition onset of the ACC suggested by, e.g., Latimer and Filippelli (2002), Diekmann et al. (2004) and more recently Borrelli et al. (2014).

Some studies propose a later onset of the ACC. For example, Pfuhl and McCave (2005) analyze sediment grain size from South Tasman Rise (ODP Leg 189) and, based on the size increase around 23.9 Ma, conclude that there

was an intensification of deep-water currents related to the deepening of Drake Passage and the initiation of the ACC. Lyle et al. (2007) use sediments from an upper Oligocene to Holocene piston core to place the onset of the ACC between 25 and 23 Ma. These findings are not necessarily at odds with the results of this study, which favors an earlier initiation of a proto-ACC. Indeed, this current, in our simulations, only reaches up to half of the modern day intensity, and, therefore, estimates of the onset of the ACC at the Oligocene–Miocene (OM) boundary might in fact represent another increase in the proto-ACC intensity (as well as possible modifications of the pathway) under tectonic reorganizations such as a further deepening of Drake Passage and progressive widening of the Tasman Gateway (e.g., Hill et al., 2013). An alternative solution is the possibility that the proto-ACC which was set in place in the late Eocene slows or shuts down during the Oligocene because of tectonic changes. Lagabriele et al. (2009) show that the connection between the Pacific and Atlantic Ocean at Drake Passage faced a constriction at its northern limit between approximately 29 and 22 Ma, likely impacting the ocean circulation. Therefore, the initiation of the ACC at the Oligocene–Miocene might just be a reappearance or a restrengthening of a prior proto-ACC.

Moreover, Lefebvre et al. (2012) report a strong sensitivity of the ACC to atmospheric carbon dioxide concentration. To test the possibility that subsequent variations in Oligocene–Miocene $p\text{CO}_2$ (Zhang et al., 2013) affected the intensity of the proto-ACC, we carried out another simulation with the same full ice sheet as in the 560 ppm simulation but with a CO₂ concentration of 1120 ppm. Although a full ice sheet case is likely not to be consistent with such high CO₂ concentrations, the hysteresis effect (due to height–mass balance and albedo feedbacks) associated with a full ice sheet substantially impacts the CO₂ concentration required to melt the ice sheet (Pollard and DeConto, 2005). Even if they do not properly take into account the albedo feedback, Pollard and DeConto (2005) show that at roughly 900 ppm, a large ice sheet over Antarctica is still present (their Fig. 2). As the albedo feedback is of primary importance in the CO₂ glaciation threshold (Ladant et al., 2014), we can infer that a large ice sheet may remain perennial even at 1120 ppm of CO₂. Interestingly, compared to the 560 ppm full ice sheet experiment, the proto-ACC transport decreases markedly by roughly a factor of 3 at both the Drake (from 54 to 17 Sv) and Tasman (from 59 to 22 Sv) passages because the rise in atmospheric CO₂ counterbalances the impact of the ice sheet by providing warmer conditions that limit the extension of sea ice formation.

We can then hypothesize that the coupled effect of ice sheet and CO₂ could have favored times of a fairly strong proto-ACC (e.g., at the EO transition) but the successive variations in atmospheric $p\text{CO}_2$ and possible subsequent melting of some parts of the Antarctic ice sheet might have provoked a return to a much weaker circumpolar current. Additionally, the complex tectonic evolution of Drake Passage

(Lagabriele et al., 2009) has surely impacted the proto-ACC intensity. The variations in atmospheric CO₂ concentration, Antarctic ice sheet extent and Southern Ocean tectonics are therefore crucial to understanding the evolution of the ACC through the Cenozoic. They can also be invoked to reconcile upholders of an EO initiation of the ACC (Borrelli et al., 2014; Diekmann et al., 2004; Latimer and Filippelli, 2002) and upholders of an OM initiation (Lyle et al., 2007; Pfuhr and McCave, 2005) by providing a mechanism for an EO strengthening of the circumpolar current as well as for an OM reinforcement. To our knowledge, no study has yet analyzed material spanning both the EO and the OM transitions in search for ACC initiation. Hence, future studies should work on resolving this issue to provide a continuous record of potential ACC imprints and help test our hypothesis concerning the ACC evolution.

5 Conclusions

Since Kennett's hypothesis of an ACC control on the major Antarctic glaciation at the EO transition, the timing of its initiation has been a matter of debate. Due to the complex tectonic evolution of the Drake and Tasman passages, reconstructing the full history of the Southern Ocean is still quite complicated. In this study, we show that the progressive growth of the ice sheet at the EO boundary leads to the initiation of a proto-ACC of up to half of modern-day transport. The main mechanism invoked to explain this rise involves increased sea ice formation around Antarctica consecutive to the glaciation (DeConto et al., 2007; Goldner et al., 2014), which modifies the meridional density gradient and leads to a stronger circumpolar current (Lefebvre et al., 2012). Possible changes related to the wind structure might also play a role, although the coarse atmospheric resolution of FOAM does not allow us to draw robust conclusions. These findings are in favor of an ACC onset close to the EO boundary but do not preclude studies invoking a later onset or reinforcement of the ACC. Indeed, we have shown that a rise in atmospheric CO₂ after the EO transition (Pearson et al., 2009) reduces the intensity of this proto-ACC. Additionally, possible waxing and waning of the ice sheet during the Oligocene seen in $\delta^{18}\text{O}$ (Wade and Pälike, 2004) and sea level records (Miller et al., 2005) as well as paleogeographic changes (Hill et al., 2013) and glacial-isostatic-adjustment-induced ocean changes due to the ice sheet buildup (Rugenstein et al., 2014) are also likely to have had a great influence on the intensity of this circumpolar flow. Possible shutdown or slowdown of the ACC between approximately 29 and 22 Ma has also been suggested due to the temporary constriction of Drake Passage (Lagabriele et al., 2009) and can be invoked to reconcile this apparent discrepancy in the timing of the ACC: after a period of shallow circulation in the middle to late Eocene (Scher and Martin, 2006), the first onset of the circumpolar current would have occurred close to the EO boundary (Borrelli et

al., 2014; Katz et al., 2011; Latimer and Filippelli, 2002) following Antarctic glaciation and before a period of possible variations in its intensity under changes in $p\text{CO}_2$, ice sheet size and tectonics; this development would have ended with a period of progressive slowdown (Lagabriele et al., 2009). The Oligocene–Miocene boundary would then mark the second onset of the ACC (Lyle et al., 2007; Pfuhr and McCave, 2005), predating the evolution towards its modern features (Dalziel et al., 2013; Heinrich et al., 2011).

Acknowledgements. We thank Yves Goddéris for editorial handling and suggestions that greatly improved this manuscript. Two anonymous reviewers are also acknowledged for relevant comments from which this paper benefited greatly. We are grateful to Vincent Lefebvre for his help with the simulations. Pierre Sepulchre and Didier Paillard are thanked for insightful discussions, and we also thank the CEA/CCRT for providing access to the HPC resources of TGCC under the allocation 2014-012212 made by GENCI. This research was funded by a CEA PhD grant CFR.

Edited by: Y. Godderis

References

- Barker, P. and Burrell, J.: The opening of Drake passage, *Mar. Geol.*, 25, 15–34, 1977.
- Borrelli, C., Cramer, B. S., and Katz, M. E.: Bipolar Atlantic deep-water circulation in the middle-late Eocene: Effects of Southern Ocean gateway openings, *Paleoceanography*, 29, 308–327, 2014.
- Cai, W. and Baines, P. G.: Interactions between thermohaline- and wind-driven circulations and their relevance to the dynamics of the Antarctic Circumpolar Current, in a coarse-resolution global ocean general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 101, 14073, doi:10.1029/96jc00669, 1996.
- Chaboureaud, A.-C., Donnadieu, Y., Sepulchre, P., Robin, C., Guillocheau, F., and Rohais, S.: The Aptian evaporites of the South Atlantic: a climatic paradox?, *Clim. Past*, 8, 1047–1058, doi:10.5194/cp-8-1047-2012, 2012.
- Dalziel, I. W. D., Lawver, L. A., Pearce, J. A., Barker, P. F., Hastie, A. R., Barfod, D. N., Schenke, H. W., and Davis, M. B.: A potential barrier to deep Antarctic circumpolar flow until the late Miocene?, *Geology*, 41, 947–950, 2013.
- DeConto, R. M. and Pollard, D.: A coupled climate–ice sheet modeling approach to the Early Cenozoic history of the Antarctic ice sheet, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198, 39–52, 2003a.
- DeConto, R. M. and Pollard, D.: Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂, *Nature*, 421, 245–249, 2003b.
- DeConto, R., Pollard, D., and Harwood, D.: Sea ice feedback and Cenozoic evolution of Antarctic climate and ice sheets, *Paleoceanography*, 22, PA3214, doi:10.1029/2006pa001350, 2007.
- Dera, G. and Donnadieu, Y.: Modeling evidences for global warming, Arctic seawater freshening, and sluggish oceanic circulation during the Early Toarcian anoxic event, *Paleoceanography*, 27, PA2211, doi:10.1029/2012pa002283, 2012.

- Diekmann, B., Kuhn, G., Gersonde, R., and Mackensen, A.: Middle Eocene to early Miocene environmental changes in the sub-Antarctic Southern Ocean: evidence from biogenic and terrigenous depositional patterns at ODP Site 1090, *Glob. Planet. Change*, 40, 295–313, 2004.
- Diester-Haass, L. and Zahn, R.: Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: History of water mass circulation and biological productivity, *Geology*, 24, 163–166, 1996.
- Eagles, G. and Jokat, W.: Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage, *Tectonophysics*, 611, 28–50, 2014.
- Eagles, G., Livermore, R., and Morris, P.: Small basins in the Scotia Sea: the Eocene Drake passage gateway, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 242, 343–353, 2006.
- Florindo, F. and Roberts, A. P.: Eocene-Oligocene magneto-biochronology of ODP Sites 689 and 690, Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117, 46–66, 2005.
- Gasson, E., Lunt, D. J., DeConto, R., Goldner, A., Heinemann, M., Huber, M., LeGrande, A. N., Pollard, D., Sagoo, N., Siddall, M., Winguth, A., and Valdes, P. J.: Uncertainties in the modelled CO₂ threshold for Antarctic glaciation, *Clim. Past*, 10, 451–466, doi:10.5194/cp-10-451-2014, 2014.
- Gent, P. R., Large, W. G., and Bryan, F. O.: What sets the mean transport through Drake Passage?, *J. Geophys. Res.*, 106, 2693–2712, 2001.
- Gnanadesikan, A. and Hallberg, R. W.: On the relationship of the Circumpolar Current to Southern Hemisphere winds in coarse-resolution ocean models, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 2013–2034, 2000.
- Goldner, A., Herold, N., and Huber, M.: Antarctic glaciation caused ocean circulation changes at the Eocene-Oligocene transition, *Nature*, 511, 574–577, 2014.
- Goodrick, S. L., McNider, R. T., and Schroeder, W. W.: On the interaction of the katabatic-land-sea wind system of Antarctica with the high-latitude Southern Ocean, in: *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, edited by: Jacobs, S. S. and Weiss, R. F., AGU, Washington, D.C., *Antarc. Res. Ser.*, 75, 51–65, doi:10.1029/AR075p0051, 1998.
- Heinrich, S., Zonneveld, K. A. F., Bickert, T., and Willems, H.: The Benguela upwelling related to the Miocene cooling events and the development of the Antarctic Circumpolar Current: Evidence from calcareous dinoflagellate cysts, *Paleoceanography*, 26, PA3209, doi:10.1029/2010pa002065, 2011.
- Hill, D. J., Haywood, A. M., Valdes, P. J., Francis, J. E., Lunt, D. J., Wade, B. S., and Bowman, V. C.: Paleogeographic controls on the onset of the Antarctic circumpolar current, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1–6, 2013.
- Hogg, A. M.: An Antarctic Circumpolar Current driven by surface buoyancy forcing, *Geophys. Res. Lett.*, 37, n/a–n/a, 2010.
- Houben, A. J. P., Bijl, P. K., Pross, J., Bohaty, S. M., Passchier, S., Stickley, C. E., Rohl, U., Sugisaki, S., Tauxe, L., van de Flierdt, T., Olney, M., Sangiorgi, F., Sluijs, A., Escutia, C., and Brinkhuis, H.: Reorganization of Southern Ocean Plankton Ecosystem at the Onset of Antarctic Glaciation, *Science*, 340, 341–344, 2013.
- Huber, M. and Nof, D.: The ocean circulation in the southern hemisphere and its climatic impacts in the Eocene, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231, 9–28, 2006.
- Huber, M., Brinkhuis, H., Stickley, C. E., Döös, K., Sluijs, A., Warnaar, J., Schellenberg, S. A., and Williams, G. L.: Eocene circulation of the Southern Ocean: Was Antarctica kept warm by subtropical waters?, *Paleoceanography*, 19, PA4026, doi:10.1029/2004pa001014, 2004.
- Jacob, R.: Low Frequency Variability in a Simulated Atmosphere Ocean System, PhD thesis, University of Wisconsin-Madison, Madison, Wisconsin, USA, 1997.
- Kageyama, M., Braconnot, P., Bopp, L., Caubel, A., Foujols, M.-A., Guilyardi, E., Khodri, M., Lloyd, J., Lombard, F., Mariotti, V., Marti, O., Roy, T., and Woillez, M.-N.: Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model – Part I: comparing IPSL_CM5A to IPSL_CM4, *Clim. Dynam.*, 40, 2447–2468, 2013.
- Katz, M. E., Cramer, B. S., Toggweiler, J. R., Esmay, G., Liu, C., Miller, K. G., Rosenthal, Y., Wade, B. S., and Wright, J. D.: Impact of Antarctic Circumpolar Current Development on Late Paleogene Ocean Structure, *Science*, 332, 1076–1079, 2011.
- Kennett, J. P.: Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography, *J. Geophys. Res.*, 82, 3843–3860, 1977.
- Ladant, J.-B., Donnadieu, Y., Lefebvre, V., and Dumas, C.: The respective role of atmospheric carbon dioxide and orbital parameters on ice sheet evolution at the Eocene-Oligocene transition, *Paleoceanography*, 8, 810–823, 2014.
- Lagabrielle, Y., Goddérès, Y., Donnadieu, Y., Malavieille, J., and Suarez, M.: The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 279, 197–211, 2009.
- Latimer, J. C. and Filippelli, G. M.: Eocene to Miocene terrigenous inputs and export production: Geochemical evidence from ODP Leg 177, Site 1090, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 182, 151–164, 2002.
- Lawver, L. A. and Gahagan, L. M.: Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198, 11–37, 2003.
- Lefebvre, V., Donnadieu, Y., Sepulchre, P., Swingedouw, D., and Zhang, Z.-S.: Deciphering the role of southern gateways and carbon dioxide on the onset of the Antarctic Circumpolar Current, *Paleoceanography*, 27, PA4201, doi:10.1029/2012pa002345, 2012.
- Livermore, R., Hillenbrand, C.-D., Meredith, M., and Eagles, G.: Drake Passage and Cenozoic climate: An open and shut case?, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q01005, doi:10.1029/2005GC001224, 2007.
- Lyle, M., Gibbs, S., Moore, T. C., and Rea, D. K.: Late Oligocene initiation of the Antarctic circumpolar current: evidence from the South Pacific, *Geology*, 35, 691–694, 2007.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christien-Blick, N., and Pekar, S. F.: The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change, *Science*, 310, 1293–1298, 2005.
- Munk, W. H. and Palmén, E.: Note on the Dynamics of the Antarctic Circumpolar Current 1, *Tellus*, 3, 53–55, 1951.
- Pagani, M., Huber, M., Liu, Z., Bohaty, S. M., Henderiks, J., Sijp, W., Krishnan, S., and DeConto, R. M.: The Role of Carbon Dioxide During the Onset of Antarctic Glaciation, *Science*, 334, 1261–1264, 2011.
- Parish, T. R., Bromwich, D. H., and Tzeng, R.-Y.: On the role of the Antarctic continent in forcing large-scale circulations in the high southern latitudes, *J. Atmos. Sci.*, 51, 3566–3579, 1994.

1966

J.-B. Ladant et al.: Links between CO₂, glaciation and water flow

- Pearson, P. N., Foster, G. L., and Wade, B. S.: Atmospheric carbon dioxide through the Eocene–Oligocene climate transition, *Nature*, 461, 1110–1113, 2009.
- Pfuhl, H. A. and McCave, I. N.: Evidence for late Oligocene establishment of the Antarctic Circumpolar Current, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, 715–728, 2005.
- Pollard, D. and DeConto, R. M.: Hysteresis in Cenozoic Antarctic ice-sheet variations, *Glob. Planet. Change*, 45, 9–21, 2005.
- Poulsen, C. J., Gendaszek, A. S., and Jacob, R. L.: Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum?, *Geology*, 31, 115–118, 2003.
- Rugenstein, M., Stocchi, P., von der Heydt, A., Dijkstra, H., and Brinkhuis, H.: Emplacement of Antarctic ice sheet mass affects circumpolar ocean flow, *Glob. Planet. Change*, 118, 16–24, 2014.
- Scher, H. D. and Martin, E. E.: Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage, *Science*, 312, 428–430, 2006.
- Scher, H. D. and Martin, E. E.: Oligocene deep water export from the North Atlantic and the development of the Antarctic Circumpolar Current examined with neodymium isotopes, *Paleoceanography*, 23, PA1205, doi:10.1029/2006PA001400, 2008.
- Sijp, W. P., England, M. H., and Huber, M.: Effect of the deepening of the Tasman Gateway on the global ocean, *Paleoceanography*, 26, PA4207, doi:10.1029/2011PA002143, 2011.
- Stickley, C. E., Brinkhuis, H., Schellenberg, S. A., Sluijs, A., Röhl, U., Fuller, M., Grauert, M., Huber, M., Warnaar, J., and Williams, G. L.: Timing and nature of the deepening of the Tasmanian Gateway, *Paleoceanography*, 19, PA4027, doi:10.1029/2004pa001022, 2004.
- Stommel, H.: A survey of ocean current theory, *Deep Sea Res.*, 4, 149–184, 1957.
- Toggweiler, J. and Bjornsson, H.: Drake Passage and palaeoclimate, *J. Quat. Sci.*, 15, 319–328, 2000.
- Tripathi, A., Backman, J., Elderfield, H., and Ferretti, P.: Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes, *Nature*, 436, 341–346, 2005.
- Wade, B. S. and Pälike, H.: Oligocene climate dynamics, *Paleoceanography*, 19, PA4019, doi:10.1029/2004PA001042, 2004.
- Zhang, Q., Yang, H., Zhong, Y., and Wang, D.: An idealized study of the impact of extratropical climate change on El Niño–Southern Oscillation, *Clim. Dynam.*, 25, 869–880, 2005.
- Zhang, Y. G., Pagani, M., Liu, Z., Bohaty, S. M., and DeConto, R. M.: A 40-million-year history of atmospheric CO₂, *Philosoph. Transact. Ser. A*, 371, doi:10.1098/rsta.2013.0096, 2013.

3. Discussion complémentaire

Nous avons démontré, dans l'article précédent, que la glaciation Antarctique génère une réorganisation climatique aux hautes latitudes de l'Hémisphère Sud favorisant un accroissement de l'extension de glace de mer. Par un mécanisme analogue à celui proposé par Lefebvre et al. (2012), mettant en jeu des changements de densité liés à la formation d'eaux saumâtres lors du processus de formation de la glace de mer, l'ACC se met en place et s'intensifie à mesure que le volume de glace s'accroît. Le lien entre glaciation Antarctique et augmentation de glace de mer a été noté par plusieurs études précédentes (e.g., DeConto et al., 2007; Goldner et al., 2014) et semble donc être un résultat plutôt robuste. Hill et al. (2013), en revanche, ne notent aucune différence significative entre l'intensité du courant dans leur simulation de l'étage stratigraphique du Rupélien (*Rupelian*, voir aussi Fig. 4.3) avec ou sans calotte de glace. On peut supposer que ce résultat provient de la très faible augmentation de glace de mer dans leur simulation avec calotte, qui est peut-être imputable à un biais dans le modèle HadCM3L utilisé par Hill et al. (2013). En effet, Gasson et al. (2014) montrent, dans le cadre d'une intercomparaison de modèles simulant la glaciation EO, que le modèle HadCM3L génère trop peu de précipitations et possède une trop forte saisonnalité, empêchant la formation d'une calotte de glace même avec un taux de CO₂ de 560 ppm (i.e. sous le seuil présumé de glaciation). Au contraire, les autres modèles étudiés permettent bien la formation d'une calotte de glace. L'absence d'impact de la glaciation sur l'ACC dans l'étude de Hill et al. (2013) est donc possiblement liée à ce biais. Dans notre étude, en se plaçant à un taux de CO₂ de 560 ppm, la mise en place de la glaciation provoque une intensification du courant de 8 à 54 Sv au niveau du passage de Drake et de 13 à 59 Sv au passage de Tasmanie. Cela reste environ inférieur de moitié aux transports d'eau simulés par le modèle FOAM pour l'ACC actuel, qui sont de 113 et 136 Sv aux passages de Drake et de Tasmanie respectivement (Lefebvre et al., 2012).

Outre la démonstration de l'importance de tenir compte de la calotte de glace lors de l'étude de changements océanographiques dans l'Océan Austral, également noté par Goldner et al. (2014), l'autre implication majeure de cet article est de proposer une chronologie de l'histoire de l'ACC réconciliant les différents travaux de modélisation et de données : après une période de circulation de surface/subsurface durant l'Eocène à partir de l'ouverture du passage de Drake, l'approfondissement de ce dernier conjugué à l'ouverture du passage de

CHAPITRE IV

Tasmanie à la circulation profonde aux alentours de la transition EO permet à un « proto-ACC » de se mettre en place. Ce courant, probablement renforcé par la glaciation EO et potentiellement par des variations de la concentration en CO₂ atmosphérique, permet d'expliquer les changements de circulation observés par certains auteurs dans le voisinage de la transition EO. Au cours de l'Oligocène, les variations du volume de glace en Antarctique ainsi que celles de CO₂ impactent l'intensité du courant circumpolaire. Durant l'Oligocène Supérieur, la fermeture, au moins partielle, du passage de Drake puis sa « réouverture » à la circulation profonde aux alentours de la transition OM est une explication séduisante aux données indiquant un développement à cette époque. Par la suite, le mouvement septentrional de l'Australie et de l'Amérique du Sud et l'approfondissement des passages permettent à un ACC « moderne » de se former.

Nous proposons donc que l'ACC ait pu se former puis disparaître puis réapparaître en fonction non seulement des conditions tectoniques mais également des conditions climatiques locales. Il n'y aurait donc pas eu un développement unique de l'ACC mais au contraire plusieurs phases d'intensification ou de diminution de l'intensité du courant au cours du Cénozoïque, les données ponctuelles interprétant probablement une seule phase à la fois. Néanmoins, il est évident que les contraintes tectoniques n'ont pas permis le développement d'un ACC d'intensité équivalente à l'actuel au cours de l'Oligocène. Ceci soulève la question suivante : au cours de l'Eocène et de l'Oligocène, la mise en place d'un courant circumpolaire sur toute la colonne d'eau mérite-t-elle l'appellation ACC malgré une intensité plus faible qu'à l'actuel due à des contraintes tectoniques ?

Il apparaît finalement nécessaire, comme noté par Barker et al. (2007b), que soient menées des études géologiques afin de contraindre précisément l'évolution des caractéristiques des passages océaniques. À ce propos, une étude, venant tout juste de paraître dans la revue *Nature*, propose 30 Ma comme date d'initiation pour l'ACC (Scher et al., 2015). Selon les auteurs, le mouvement septentrional de l'Australie au début de l'Oligocène permet au passage de Tasmanie d'être situé dans la zone d'influence des forts vents d'ouest de l'Hémisphère Sud à partir de 30 Ma. A partir de dents fossiles de poissons provenant de sites situés près du passage de Tasmanie et plus à l'est dans le Pacifique Sud, Scher et al. (2015) montrent que cette date marque aussi la transition, au niveau du passage de Tasmanie, entre des valeurs isotopiques en Néodyme similaire aux eaux du Pacifique et des valeurs isotopiques caractéristique de l'Océan Indien, argumentant en faveur d'une mise en place de l'ACC (Fig. 4.4).

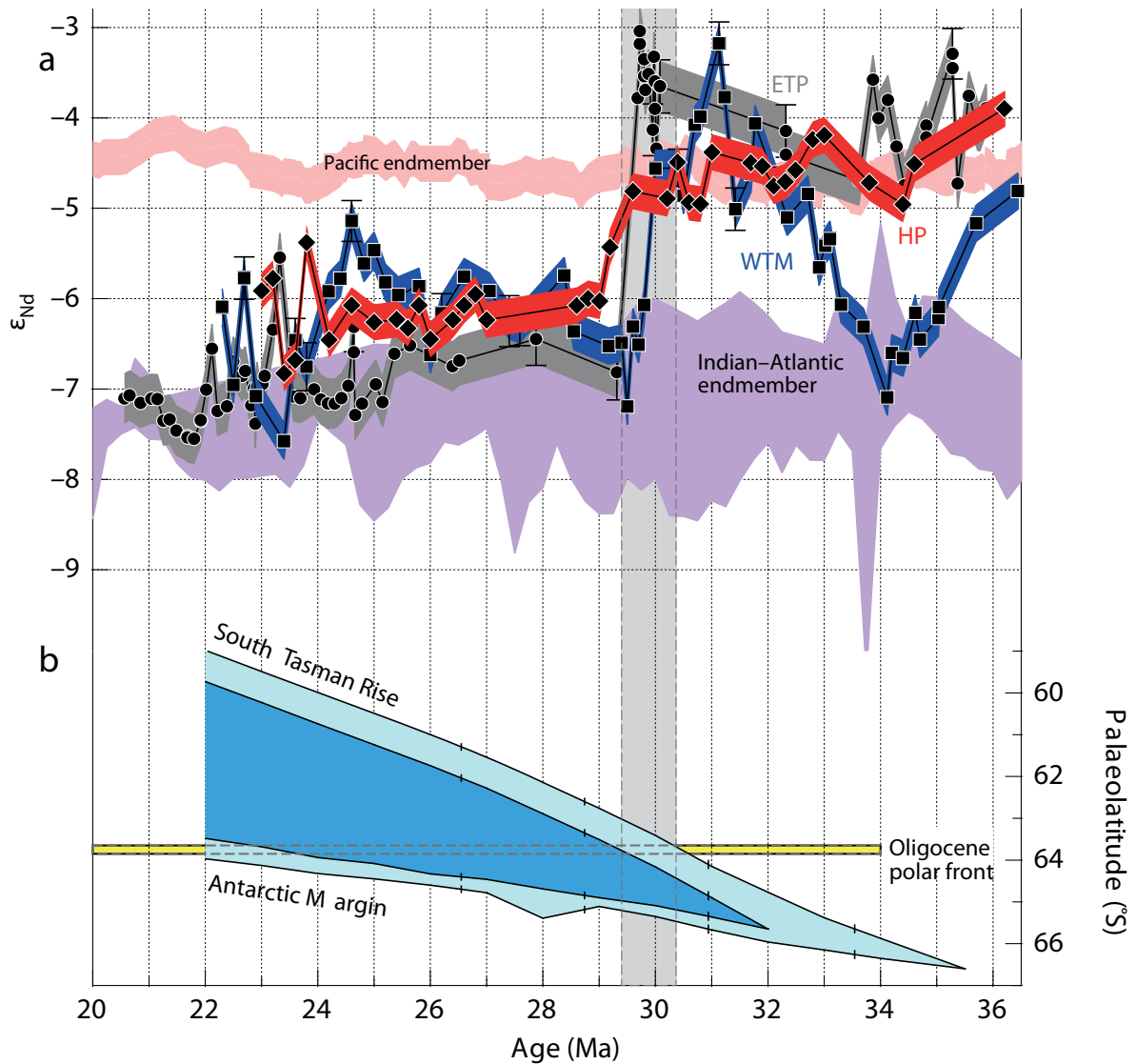


Figure 4.4. Enregistrements de Néodyme et paléogéographie du passage de Tasmanie. (a) Données de Néodyme provenant de dents de poissons fossilisées extraites de sédiments des sites ODP 1172 (East Tasman Plateau, ETP, en gris), 1168 (Western Tasmanian Margin, WTM, en bleu) et 1124 (Hikurangi Plateau, South Pacific, HP, en rouge). (b) Evolution des paléolatitudes des marges continentales. Le bleu clair représente la largeur estimée maximale du passage de Tasmanie et le bleu foncé la largeur estimée minimale. La position du front polaire à l'Oligocène, défini par Scher et al. (2015) comme la frontière entre les vents d'est polaires et les vents d'ouest des moyennes latitudes, est reconstruite à partir de micro-fossiles provenant de sédiments profonds. Plus de détails sont donnés dans Scher et al. (2015). Figure modifiée d'après Scher et al. (2015).

Enfin, une autre étude récente montre, avec une version idéalisée du modèle « eddy-resolving » du MIT (*Massachusetts Institute of Technology*), qu'un courant circumpolaire a pu se mettre en place dès le début de l'Eocène malgré un passage de Tasmanie fermé à cette

CHAPITRE IV

époque (Munday et al., 2015). Leurs résultats démontrent un rôle important du stress du vent, c'est-à-dire la force d'entraînement générée par la friction entre le vent et la surface de l'océan. Ceci met en lumière une limitation majeure de notre travail : l'impact atmosphérique, principalement du vent, sur l'ACC. En effet, le modèle FOAM possède une atmosphère basse résolution et donc peu adaptée à l'étude des changements atmosphériques, potentiellement importants, liés à la mise en place de la calotte.

Il est enfin intéressant de soulever un autre point. La figure 5 (en bas) de l'article montre l'anomalie de température liée à la mise en place de la glaciation totale en Antarctique à 560 ppm. Un refroidissement est observé dans les parties Atlantique et Indienne de l'Océan Austral tandis que des zones de réchauffement sont observées dans la partie Pacifique. Or les résultats de simulations similaires réalisées par d'autres groupes (e.g., Goldner et al., 2014; Kennedy et al., 2015) montrent des anomalies différentes les unes des autres en réponse à la glaciation Antarctique, comme montré sur la figure 4.5.

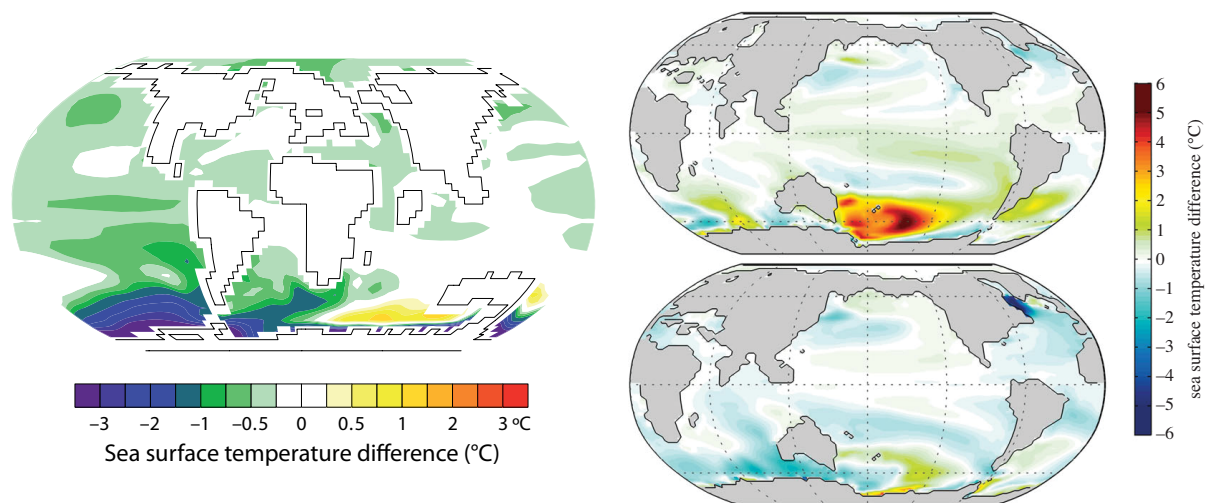


Figure 4.5. Anomalies de températures suite à l'englacement de l'Antarctique dans les simulations de Goldner et al. (2014), à gauche, et de Kennedy et al. (2015), à droite, pour l'étage géologique du Priabonien en haut et du Rupélien en bas. Il faut noter que les simulations de Goldner et al. (2014) sont réalisées avec un taux de CO₂ de 1120 ppm tandis que celles de Kennedy et al. (2015) ont un taux de CO₂ de 560 ppm.

Il est en effet possible d'observer des contrastes majeurs entre les résultats de ces différentes simulations, et ce même dans le cas où le même modèle est utilisé. Kennedy et al. (2015) montrent bien qu'à conditions initiales identiques à l'exception de légères

CHAPITRE IV

modifications paléogéographiques, permettant de représenter soit l'étage du Priabonien, soit celui du Rupélien, l'englacement de l'Antarctique génère une réponse climatique globale très variable (Fig. 4.5, à droite). En utilisant un autre modèle mais aussi une paléogéographie assez différente (l'Australie notamment, est encore rattachée à l'Antarctique) et un taux de CO₂ deux fois plus élevé, Goldner et al. (2014) obtiennent une réponse climatique à la glaciation là aussi bien différente de nos résultats ou de ceux de Kennedy et al. (2015) (Fig. 4.5, à gauche).

Nos résultats se rapprochent des simulations pour l'étage du Rupélien de Kennedy et al. (2015) en termes de répartition des différences de température autour de l'Antarctique (refroidissement dans les océans Atlantique Sud et Indien et zones de réchauffement dans le Pacifique Sud). Ceci est probablement dû au fait que la paléogéographie que nous avons utilisée dans l'article présenté ci-dessus est plus proche de la paléogéographie Rupélienne utilisée par Kennedy et al. (2015) que de celle du Priabonien. En effet, dans notre paléogéographie, les passages océaniques de Drake et de Tasmanie sont assez larges, en accord avec leur ouverture progressive entre la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène. L'impact climatique de la glaciation Antarctique à la fin de l'Eocène est donc sensible aux conditions aux limites, en particulier la paléogéographie, et il sera nécessaire à l'avenir d'être capable d'évaluer la robustesse de conséquences de cette glaciation d'une part entre les modèles mais également vis-à-vis des données.

4. Mousson asiatique en modélisation

Nous avons vu que le changement climatique de la fin de l'Eocène menait à la formation d'une immense calotte de glace sur l'Antarctique et que celle-ci pouvait avoir favorisé l'intensification de l'ACC. Les conséquences de ce changement sont maintenant étudiées dans le contexte des moussons asiatiques au cours de l'Eocène dans le cadre d'une étude mêlant données et modèles.

Un nombre important d'articles traite du système de mousson opérant de nos jours en Inde, en Chine et dans le Sud-Est Asiatique et l'Indonésie. De fait, un nombre tout aussi large de méthodes et d'indicateurs ont été proposés pour caractériser la mousson et son intensité. La description du mécanisme de la mousson est donc volontairement simplifiée. Puis, les implications des nouvelles données publiées dans le cadre de l'article sont détaillées, avant un rappel des principaux travaux de modélisation portant sur les moussons au cours du Cénozoïque et plus particulièrement de l'Eocène, basé essentiellement sur l'article de Huber and Goldner (2012).

4.1. Qu'est-ce que la mousson ?

Un climat de mousson se caractérise par une saison sèche (hivernale) et une saison humide (estivale) associées à un renversement de la direction des vents dominants de surface (Wang and Ding, 2006). Une définition récente et plus globale de la mousson est proposée par An et al. (2015) : « une variation saisonnière significative de la circulation atmosphérique à l'échelle planétaire engendrée par des changements saisonniers de systèmes de pression (dépressionnaires et anticycloniques) sous l'effet conjugué du forçage radiatif lié au cycle solaire annuel et d'interactions entre continent, océan et atmosphère » ; et ayant pour conséquence climatique directe cette saisonnalité intense des précipitations et des vents dominants. Je me contenterai d'ajouter ici que les causes dominantes générant la mousson sont encore débattus, certains avançant la migration saisonnière de la Zone de Convergence InterTropicale (plus connue sous l'acronyme anglophone ITCZ) sous l'effet des variations annuelles d'insolation (e.g., Gadgil, 2003), d'autres mettant en avant les contrastes de

réchauffement, liés aux capacités thermiques de l'eau et du sol, entre continent et océan qui créent un gradient de pression inter-équatorial (Webster and Fasullo, 2003). La mousson Asiatique (au sens large) actuelle est subdivisée en deux « catégories » de mousson, mettant en jeu des mécanismes différents : la mousson tropicale pour caractériser la mousson Indienne, celle du Sud-Est Asiatique et Indochinoise et la mousson subtropicale pour caractériser la mousson d'Asie de l'Est, principalement en Chine (Molnar et al., 2010; An et al., 2015). Cependant, en paléoclimatologie, il est plus compliqué de distinguer les deux à cause des incertitudes liées aux conditions aux limites (notamment topographique) et à cause du manque de données nécessaires pour distinguer clairement et de manière fiable les deux types de mousson. Les études paléoclimatologiques s'affranchissent en général de cette distinction, et pour rester simple, nous ne ferons pas non plus de différence entre les deux catégories et utiliserons le terme de mousson Indo-Asiatique (IAM, *Indo-Asian Monsoon*) introduit dans le papier de Huber and Goldner (2012).

4.2. Qu'impliquent les nouvelles données de terrain documentées dans ce travail ?

L'intensification de la mousson indo-asiatique a longtemps été corrélée à la surrection du plateau Tibétain à la fin du Miocène (Prell and Kutzbach, 1992; Molnar et al., 1993). Cependant, cette vision a évolué pendant les deux dernières décennies pour plusieurs raisons :

1. D'autres processus influent fortement sur l'intensité de la mousson, tels que la distribution terre-océan (e.g., Ramstein et al., 1997; Fluteau et al., 1999) ou la concentration en gaz à effet de serre (Cherchi et al., 2010).
2. La chronologie de la surrection du plateau Tibétain a été révisée et il apparaît maintenant clair que certaines parties du plateau atteignaient déjà des altitudes élevées à la fin de l'Eocène et peut-être même avant (Quade et al., 2011; Ding et al., 2014; Hoke et al., 2014).
3. Des études de terrain indiquent que la mousson asiatique pourrait exister dès 20-25 Ma, voire même encore plus tôt (Guo et al., 2002; Sun and Wang, 2005; Sun et al., 2010; Quan et al., 2012), bien qu'il n'existe que peu de données pour contraindre moussons anciennes (Huber and Goldner, 2012).

CHAPITRE IV

Ainsi, c'est essentiellement l'absence de données qui a principalement occulté la possibilité que la mousson asiatique existe depuis le Paléogène. Dans l'article présenté ci-dessous sont présentées deux études de terrain qui démontrent sans ambiguïté l'existence d'un climat de type mousson durant l'Eocène en Asie.

La première s'intéresse à la composition isotopique en oxygène de coquilles de gastéropodes et d'émail de dents fossilisées de mammifères provenant des formations sédimentaires de Pondaung (Eocène moyen) et de Yaw (fin de l'Eocène). Ces deux formations recouvrent donc la période s'étendant de 40 à 34 Ma environ et sont situées dans l'actuel Myanmar (voir Fig. 1 de l'article), au sud du plateau Tibétain et de la chaîne Himalayenne, dans la zone d'influence de la mousson. La paléolocation de ces sites est reconstruite comme étant plus au sud-ouest par rapport à leurs positions actuelles mais reste située dans le bassin d'avant-pays Himalayen. Dans cette zone, il est possible de quantifier l'intensité des précipitations de mousson à partir de la composition isotopique de l'eau de pluie, car les pluies de moussons sont appauvries en ^{18}O par rapport au ^{16}O tandis que durant la saison sèche d'hiver, les pluies peu fréquentes sont enrichies en ^{18}O . La déplétion en ^{18}O dépend de l'intensité des pluies et de leur contribution dans la composition de l'eau de source dans la baie du Bengale (où sont situés les sites d'études). Ainsi plus la mousson est intense, plus le $\delta^{18}\text{O}$ des pluies diminue (car l'eau est plus appauvrie en ^{18}O). La mesure du $\delta^{18}\text{O}$ dans les coquilles de gastéropodes et dans l'émail de dents fossilisées de mammifères permet d'obtenir un indicateur de l'intensité de la mousson à l'Eocène. Les résultats obtenus montrent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ bien plus faibles qu'aujourd'hui mais similaires aux valeurs trouvées pour la fin du Miocène, période qui voit une intensification (à défaut de la mise en place) de la mousson. Corrigés des effets liés à des températures plus élevées à l'Eocène, à l'absence de calottes de glace permanente sur Terre (estimée à une diminution globale d'environ 1‰ sur les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à l'actuel) et aux potentiels changements de source d'humidité, ces résultats montrent que des pluies d'intensité au moins comparable à l'actuel existaient à la fin de l'Eocène. De plus, la saisonnalité marquée retrouvée dans l'analyse isotopique des coquilles et de l'émail est similaire à celle observée actuellement sur de l'émail dentaire de mammifères et des coquilles de gastéropodes de la plaine du Gange. En conjonction avec d'autres indices montrant aussi une saisonnalité marquée, l'étude démontre qu'un régime de précipitations semblable au régime de mousson actuel était en place à l'Eocène.

CHAPITRE IV

La seconde étude concerne la formation sédimentaire de Mahalagou dans le bassin du Xining située à l'Ouest du plateau de Loess Chinois. Les sédiments, datés par magnétostratigraphie, ont été déposés à la fin de l'Eocène, entre 40 et 33 Ma, et sont constitués de mudstone rouge avec des couches de gypse intercalées déposées pendant des épisodes lacustres. L'étude de ces sédiments au microscope électronique à balayage (SEM, Scanning Electron Microscope) a montré que la distribution de la taille des grains composant ces sédiments était bimodale, ce qui suggère une déposition par transport éolien, c'est-à-dire par le vent, hypothèse renforcée par les caractéristiques de la texture des grains. Cette distribution bimodale est également caractéristique des dépôts du plateau de Loess datés de la fin du Miocène et du Quaternaire, dans lesquels la fraction grossière des grains est déposée par les vents de mousson d'hiver tandis que la fraction fine provient de la poussière transportée tout au long de l'année par les vents d'ouest. Ces résultats ont deux implications majeures :

1. Ces dépôts sont les plus anciens dépôts de poussières éoliennes retrouvés à ce jour en Asie, environ 15 Ma plus tôt que l'âge des précédents dépôts similaires.
2. Puisque la déposition de poussières éoliennes nécessite la présence d'une source désertique (pour fournir les particules de poussière) et de forts vents (pour transporter et déposer les poussières), les dépôts de poussières éoliennes ont été liés à la désertification de l'Asie centrale et la mise en place d'une mousson hivernale.

En outre, la présence de gypse de façon alternée dans les sédiments analysés indique l'apparition de phases lacustres donc plus humides avec une fréquence orbitale. Curieusement, les couches de gypse deviennent de moins en moins fréquentes à mesure que l'on s'approche de la fin de l'Eocène, puis disparaissent complètement au cours de la transition Eocène-Oligocène, marquant une aridification.

Ces deux études démontrent donc l'existence d'un climat de type mousson dès l'Eocène moyen autour de 40 Ma. Nous avons réalisé des simulations numériques pour investiguer si les conclusions envisagées par ces deux études étaient également validées d'un point de vue physique. Avant de présenter plus en détails les conditions aux limites de nos simulations, un bref rappel des principaux travaux de modélisation sur les moussons au cours du Cénozoïque est présenté.

4.3. Modéliser la mousson au cours du Cénozoïque

Les premiers travaux numériques avaient pour objectif de tester l'impact de l'orographie sur le climat (e.g., Kutzbach et al., 1989; Manabe and Broccoli, 1990; Prell and Kutzbach, 1992). Ces travaux, dont la plupart sont compilés dans *Tectonic Uplift and Climate Change* (Ruddiman, 1997), montrent que des variations d'orographie génèrent des changements climatiques considérables à l'échelle locale et globale. Par exemple, Broccoli and Manabe (1992) trouvent que la relative sécheresse que l'on rencontre dans les moyennes latitudes de l'Hémisphère Nord est essentiellement liée à l'orographie. Kutzbach et al. (1997), en faisant varier l'orographie à l'échelle globale et la pCO_2 , simulent un refroidissement dans les zones d'orogénèses et une intensification des précipitations et du ruissellement en Asie avec l'orographie (Fig. 4.6). Ajouté à l'augmentation de saisonnalité, notamment en été, démontrée par leurs résultats, les auteurs concluent à un renforcement de la mousson avec l'orographie. Prell and Kutzbach (1997) démontrent en outre que des variations d'insolation solaire, liées aux paramètres orbitaux terrestres, peuvent fortement affecter l'intensité de la mousson, avec une intensification marquée des précipitations et de la saisonnalité lors des maxima d'insolation sur l'Hémisphère Nord. Plus récemment, les simulations de Kitoh (2004), qui fait varier l'élévation des montagnes entre 0 % et 140 % (par pas de 20 %), montrent que la réponse climatique avec l'orographie est non-linéaire (voir aussi, Huber and Goldner, 2012).

Cependant, une limitation majeure de ces études est que la topographie/bathymétrie sous-jacente à leurs expériences est celle d'aujourd'hui. Or, la distribution terre/océan, ainsi que l'altitude des orogénèses, a fortement variée au cours du Cénozoïque. Les premières simulations prenant en compte une topographie réaliste pour le Cénozoïque sont celles de Ramstein et al. (1997) puis de Fluteau et al. (1999). Ramstein et al. (1997) utilisent trois paléogéographies différentes (30 Ma, 10 Ma, et présent) et montrent que le retrait de la Paratéthys entre 30 et 10 Ma engendre une intensification de la mousson comparable à la surrection du plateau Tibétain et génère une transition d'un climat tempéré à un climat continental dans l'Asie centrale. Leurs résultats suggèrent aussi que les précipitations augmentent dans la partie au sud du plateau mais diminuent dans les parties centrales et nord mais que la répartition des précipitations est sensible à la distribution de températures de surface de l'océan. Ces résultats sont confirmés par ceux de Fluteau et al. (1999) qui réalisent

des tests de sensibilité au retrait de la Paratéthys et à la surrection du plateau Tibétain. Fluteau et al. (1999) montrent également que l'évolution paléogéographique entre 30 Ma et le présent s'accompagne d'une augmentation de la saisonnalité, avec une intensification des précipitations en été et du nombre de jours de fortes pluies.

TABLE 2. Mean Elevation, Annual Average Precipitation and Runoff for Southern Asia and Eastern Asia^a

Experiment	Elevation (m)	<i>P</i> (mm)	<i>N</i> (mm)
Southern Asia			
M	1024	985	365
HM	631	803	146
NM	238	584	36
M/1 × CO ₂	1024	1022	401
LM/2 × CO ₂	408	730	73
Eastern Asia			
M	755	1642	730
HM	496	1350	438
NM	238	1095	292
M/1 × CO ₂	755	1606	657
LM/2 × CO ₂	286	1387	365

Figure 4.6. Tableau montrant l'évolution des précipitations et du ruissellement en Asie du Sud et de l'Est en présence de la topographie moderne (cas M, *Mountain*), de la topographie moderne diminuée de moitié sur l'ensemble de la Terre (cas HM, *Half-Mountain*) et sans montagne – donc une élévation uniforme de 238 m – sur l'ensemble de la Terre (cas NM, *No Mountain*). Le cas M/1xCO₂ correspond à l'actuel et le cas LM/2xCO₂ correspond à une pCO₂ plus élevée avec une topographie particulière : l'élévation de l'Himalaya, du plateau Tibétain et du Rift Est-Africain est spécifiée à ¼ de sa valeur actuelle, les Rocheuses à ¾ et la calotte Groenlandaise a été retirée et la topographie du Groenland fixée à 238 m. Cette simulation représente la période 20 – 15 Ma. Tableau modifié d'après Kutzbach et al. (1997).

CHAPITRE IV

Ces deux études sont ainsi les premières à montrer que les changements paléogéographiques autres que la surrection du plateau Tibétain sont cruciaux pour comprendre l'évolution de la mousson. Cela montre également l'importance d'utiliser des reconstructions topographiques et bathymétriques adaptées. Les simulations de Zhang et al. (2007a, 2007b) explorent la sensibilité de la mousson asiatique, en particulier sur la région chinoise, à différents forçages tectoniques, dont le retrait de la Paratéthis, la surrection du plateau Tibétain et l'expansion de la mer de Chine du Sud. Leurs résultats confirment ceux de Ramstein et al. (1997) et de Fluteau et al. (1999) concernant le retrait de la Paratéthis et du plateau Tibétain mais suggèrent aussi que l'expansion de la mer de Chine du Sud est indispensable dans l'établissement d'un climat de type mousson en Chine et en Asie de l'Est.

Enfin, Zhang et al. (2012) utilisent une paléogéographie du début de l'Eocène (50 Ma) et la composante atmosphérique du modèle FOAM disponible à plus haute résolution que celle du modèle FOAM en version couplée. Ils réalisent plusieurs tests de sensibilité en faisant varier divers forçages tectoniques (une mer de Tarim plus large, un plateau Tibétain plus élevé) ou dynamiques (CO_2 et SST, végétation, paramètres orbitaux). Ils concluent qu'une large bande d'aridité était vraisemblablement présente sur une grande partie de la Chine, sauf dans le cas où les paramètres orbitaux étaient altérés (pour donner une saisonnalité plus marquée avec notamment une insolation d'été plus forte) et le cas où des SST froides et un CO_2 actuel sont utilisés (Fig. 4.7). S'ils notent que la Chine à l'Eocène était plutôt dominé par un climat aride ou semi-aride, une circulation de type mousson n'était cependant pas complètement absente, avec potentiellement des périodes d'intensification. Avec la même paléogéographie, Huber and Goldner (2012) étudient l'influence de l'altitude du plateau Tibétain (faible élévation ou haute élévation) en utilisant le modèle couplé du NCAR CCSM3 et l'influence du CO_2 (1120 ou 2240 ppm) avec sa version atmosphérique à plus haute résolution. La sensibilité au CO_2 est investiguée avec un plateau de faible élévation tandis que la sensibilité à l'altitude du plateau est investiguée avec 2240 ppm de CO_2 dans l'atmosphère. Les auteurs montrent qu'une circulation de mousson bien établie existe à 1120 et 2240 ppm, en dépit de la faible élévation du plateau Tibétain, en notant un décalage vers le nord de l'ITCZ à 2240 ppm par rapport à 1120 ppm. Les précipitations et le flux d'humidité sont plus importants à 2240 ppm, ce qu'ils attribuent à un cycle hydrologique plus vigoureux lié à la plus grande quantité de vapeur d'eau que l'air peut contenir lorsque les températures augmentent (loi de Clausius-Clapeyron). Lorsqu'ils augmentent la taille du plateau (avec une $p\text{CO}_2$ de 2240 ppm), Huber and Goldner (2012) modélisent une intensification de l'IAM, avec une augmentation des précipitations au sud du plateau et une diminution au nord. Ils

CHAPITRE IV

montrent ainsi qu'en dépit de précipitations plus intenses, un plateau Tibétain élevé n'est pas une condition nécessaire au développement d'un régime de mousson sur l'Asie. Ceci argumente en faveur de l'existence de la mousson dès l'Eocène moyen, ce que notre étude va confirmer.

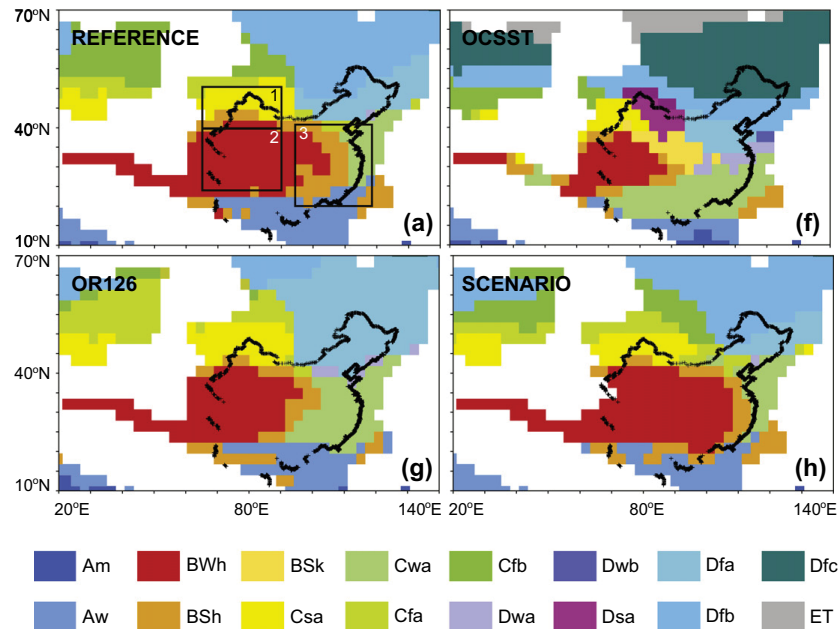


Figure 4.7. Types de climat associés à certaines simulations de sensibilité de Zhang et al. (2012). a) Simulation de référence avec une topographie de 50 Ma, une végétation de type arbuste, une $p\text{CO}_2$ de 2240 ppm avec des SST chaudes provenant d'une simulation couplée préalable et des paramètres orbitaux actuels (voir Table 1 de Zhang et al. (2012)). Les cas particuliers f), g) et h) présentés ici possèdent des conditions initiales altérées vis-à-vis de la simulation de référence. f) Simulation OCSST possédant une $p\text{CO}_2$ de 280 ppm et des SST froides provenant des conditions aux limites pour l'actuel du modèle CAM3. g) Simulation OR126 possédant les conditions orbitales d'il y a 126 ka, générant un surplus d'insolation en été. h) Simulation SCENARIO possédant un bassin du Tarim plus étendu à l'ouest et une végétation reconstruite d'après Sewall et al. (2000). Modifié d'après Zhang et al. (2012).

Classification (simplifiée) d'après Köppen pour les différents types de climat. Am : mousson tropicale, Aw : savane, BWh : désert, BSh et BSk : steppe, Csa : Méditerranéen, Cwa et Cfa : subtropical humide, Cfb : océanique, Dwa, Dsa et Dfa : continental avec un étés très chauds, Dwb et Dfb : continental avec étés chauds, Dfc : boréal (taïga) et ET : toundra.

5. Cadre de l'étude numérique

Notre étude présentée ci-après est comparable à celle menée par Huber and Goldner (2012), notamment sur le design expérimental dans le sens où nous avons dans un premier temps utilisé le modèle FOAM pour obtenir des conditions de températures de surface de l'océan pour ensuite forcer le modèle atmosphérique à plus haute résolution LMDZ. Egalement de manière semblable à Huber and Goldner (2012), nous avons choisi de nous focaliser surtout sur la saisonnalité et la quantité de précipitations comme indicateurs de la mousson.

Les deux études de données qu'accompagnent les simulations climatiques que nous avons réalisées donnent des indices sur le climat asiatique de la fin de l'Eocène. Du fait de l'importance d'avoir recours à une reconstruction paléogéographique réaliste (Huber and Goldner, 2012), nous avons utilisé deux paléogéographies distinctes (*Extended Data Fig. 1* de l'article ci-après). La première représente le monde tel qu'il était il y a 40 Ma, et nous a été fournie par Alexis Licht, coordinateur de l'étude. La seconde est une paléogéographie représentative de la toute fin de l'Eocène ou début de l'Oligocène. Elle est basée sur la reconstruction utilisée par Lefebvre et al. (2012). Ces deux paléogéographies diffèrent de façon non-négligeable par rapport aux simulations précédemment réalisées pour étudier la mousson Eocène, qui emploient soit une reconstruction du début de l'Eocène (Huber and Goldner, 2012; Zhang et al., 2012) soit des reconstructions plus anciennes donc plus basse résolution (e.g., Ramstein et al., 1997). Entre autres différences majeures (voir Fig. 4.8), dans nos reconstructions, le sous-continent Indien est déjà entré en collision avec l'Eurasie contrairement aux paléogéographies utilisées dans les récents travaux de Huber and Goldner (2012) ou de Zhang et al. (2012).

Dans les simulations à 40 Ma, la concentration en CO₂ dans l'atmosphère est fixée à 1120 ppm soit quatre fois le taux préindustriel, en accord avec la majorité des données disponibles pour le milieu de l'Eocène (e.g., Pagani et al., 2005; Beerling and Royer, 2011). En l'absence de données robustes concernant les périodes de potentiels épisodes glaciaires au cours de l'Eocène, nous avons prescrit un Antarctique complètement déglacé (voir également Chapitre III). Avec la paléogéographie de la fin de l'Eocène, nous avons réalisé plusieurs simulations en faisant varier le CO₂ et le volume de la calotte Antarctique pour investiguer les conséquences du changement climatique de la transition Eocène-Oligocène.

CHAPITRE IV

Suivant les différentes études sur la glaciation Antarctique (DeConto and Pollard, 2003a, 2003b; DeConto et al., 2008), nous avons choisi les combinaisons suivantes pour les couples (CO_2 , calotte de glace) :

1. 1120 ppm, Antarctique déglacé.
2. 840 ppm, Antarctique à moitié englacé.
3. 700 ppm, Antarctique totalement englacé.
4. 560 ppm, Antarctique totalement englacé.

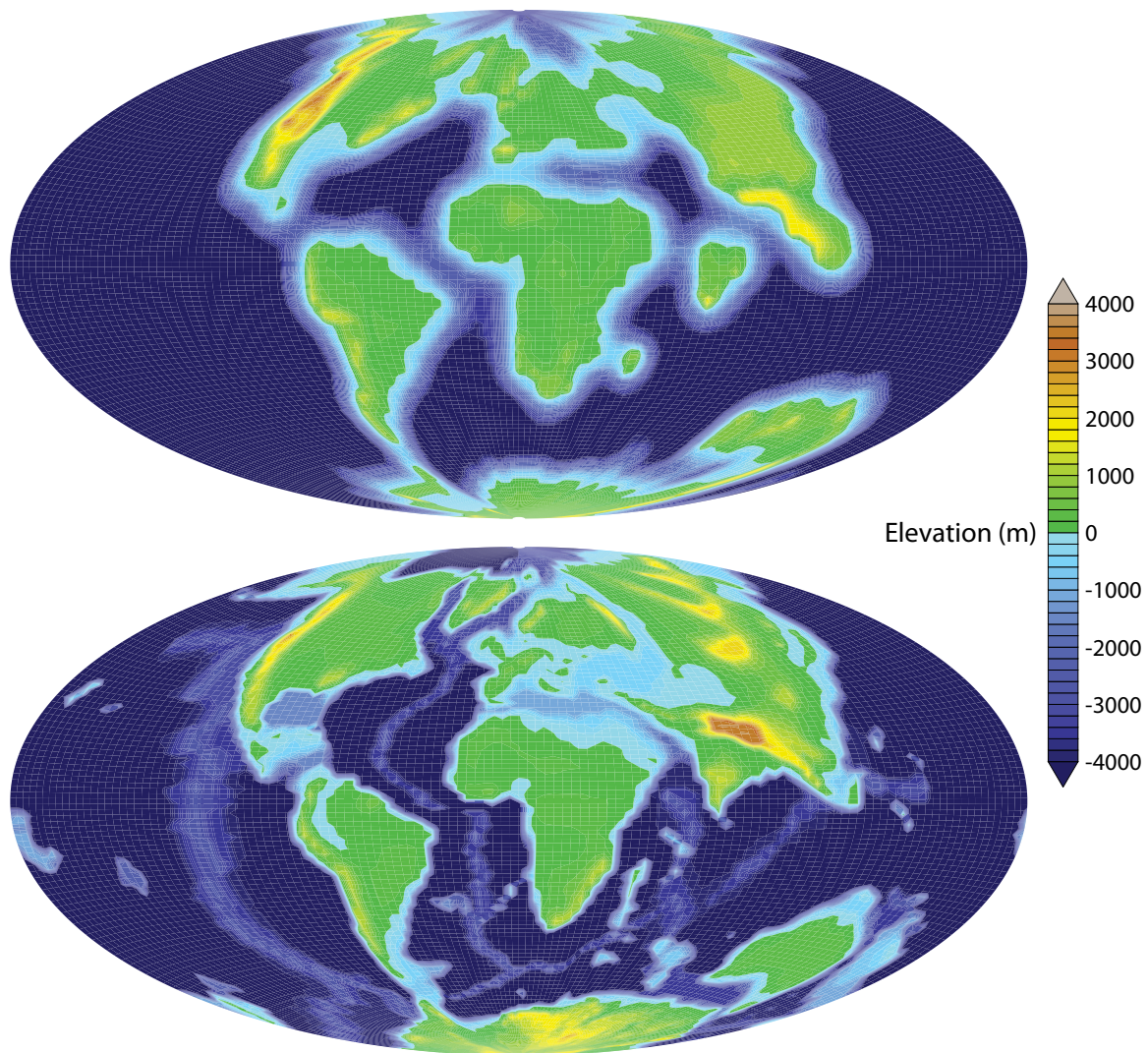


Figure 4.8. (haut) Topographie à 50 Ma utilisée par Huber and Goldner (2012). (bas) Topographie à 40 Ma utilisée dans l'article présenté partie 6.

CHAPITRE IV

Afin de quantifier l'impact orbital sur l'IAM à l'Eocène, nous avons choisi, pour toutes les conditions décrites ci-dessus, de réaliser les simulations avec deux jeux de paramètres orbitaux assurant une insolation d'été forte ou faible (*Methods* et *Extended Data Fig. 4* de l'article). Grâce au choix de ces conditions, nous avons pu tenter de répondre à plusieurs questions soulevées par les données des sites du Myanmar et de Chine :

1. Un régime de mousson est-il présent dans nos simulations à 40 Ma ?
2. L'aridification à la transition Eocène-Oligocène vue dans les sédiments provenant du bassin du Xining est-elle expliquée par le changement climatique global ?
3. Les variations des conditions d'humidité, marqué par l'alternance de gypse et de mudstone dans les sédiments du bassin du Xining, et qui ont été suggérées comme forcées par les variations d'orbite terrestre sont-elles simulées de façon réaliste par le modèle ?

6. Article publié dans *Nature*

ARTICLE

doi:10.1038/nature13704

Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world

A. Licht^{1,2,3}, M. van Cappelle^{4,5}, H. A. Abels^{4,6}, J.-B. Ladant⁷, J. Trabucho-Alexandre⁸, C. France-Lanord², Y. Donnadié⁷, J. Vandenberghe⁹, T. Rigaudier², C. Lécuyer¹⁰, D. Terry Jr¹¹, R. Adriaens⁶, A. Boura¹², Z. Guo¹³, Aung Naing Soe¹⁴, J. Quade³, G. Dupont-Nivet^{4,13,15,16} & J.-J. Jaeger¹

The strong present-day Asian monsoons are thought to have originated between 25 and 22 million years (Myr) ago, driven by Tibetan–Himalayan uplift. However, the existence of older Asian monsoons and their response to enhanced greenhouse conditions such as those in the Eocene period (55–34 Myr ago) are unknown because of the paucity of well-dated records. Here we show late Eocene climate records revealing marked monsoon-like patterns in rainfall and wind south and north of the Tibetan–Himalayan orogen. This is indicated by low oxygen isotope values with strong seasonality in gastropod shells and mammal teeth from Myanmar, and by aeolian dust deposition in northwest China. Our climate simulations support modern-like Eocene monsoonal rainfall and show that a reinforced hydrological cycle responding to enhanced greenhouse conditions counterbalanced the negative effect of lower Tibetan relief on precipitation. These strong monsoons later weakened with the global shift to icehouse conditions 34 Myr ago.

The Asian monsoon system controls precipitation over mainland Asia and is a critical component of modern global atmospheric circulation¹. During summer monsoons, high insolation over continental regions produces a strong land–sea pressure gradient that forces oceanic winds to converge over the East and South Asian continents, bringing oceanic moisture inland and causing abundant rainfall². During winter monsoons, continents cool and winds reverse, causing dry conditions¹ (Fig. 1a). Strong summer monsoonal precipitation, as seen in the present day, is enhanced by the Tibetan, Himalayan and Sino-Burman topographic highs, which favour ascendant convection^{3,4}.

The onset of the modern Asian monsoonal system has been genetically linked to development of high topographic relief associated with the uplift of the Tibetan–Himalayan orogen^{3,5}, although the timing of this uplift and its role in forcing climate dynamics are still a matter of debate^{6–8}. The aeolian dust deposits of the Chinese Loess Plateau, attributed to winter monsoonal storms sweeping clastic material from the deserts of the Asian interior into central China, are reported to be as old as the Late Oligocene – Early Miocene, 25–22 Myr ago^{9,10}. In addition to aeolian sediments, the shift from arid to wet conditions in central China documented by pollen data sets¹¹ and the marked increase in weathering indices and sedimentation rates in Southeast Asian marginal seas⁵ suggest the beginning of strong wind circulation and inland moisture supply at this time.

Although poorly documented, pre-Early Miocene climate in Asia is of particular interest because it is characterized by higher atmospheric CO₂ content (pCO₂), a connection that should improve our understanding of how monsoonal circulation will respond to the forthcoming high-pCO₂ world^{12,13}. Existing climatic models^{3,14–17} suggest that there was significantly weaker, but active, monsoonal circulation during the Eocene, 55–34 Myr ago. However, late Eocene tectonic events, such as the

retreat of the Paratethys Sea from the Tarim Basin (40–37 Myr ago; Fig. 1b, c)^{14–16,18} and the opening of the South China Sea (35–30 Myr ago)¹⁶, would have progressively increased land–sea pressure contrasts and could have set the stage for monsoonal intensification. Moreover, recent simulations¹⁹ suggest that Eocene greenhouse conditions¹² might have globally favoured strong monsoonal precipitation. Palynological and sedimentological evidence has been used to argue both in favour^{20,21} and against¹¹ marked Eocene monsoons on the Asian mainland. These varied interpretations underscore the fact that the existence and intensity of the Asian monsoons during the Eocene have yet to be established by well-dated, comprehensive data sets and tested by climate model experiments.

Eocene monsoons south of the Himalayas

South of the Tibetan–Himalayan orogen, monsoons are primarily expressed by intense summer rainfall in a wide area stretching along the Indian Foreland Basin (Fig. 1a)². In this area, proxies of past isotopic composition of rainwater provide an insight into monsoonal intensity^{22–24}. Monsoonal rainwaters are highly depleted in the oxygen isotope ¹⁸O relative to ¹⁶O during intense rainfall^{25–27}. This ¹⁸O depletion is related to both summer rainfall intensity^{25,27} and the contribution of that rainfall to source water in the Bay of Bengal²⁶, thus producing an intimate correlation between ¹⁸O depletion and summer monsoon intensity²⁵. In contrast, infrequent rains during the winter are strongly enriched in ¹⁸O (refs 26, 27). These seasonal features control surface-water isotopic compositions and are preserved in the isotopic composition of freshwater gastropod shells^{28,29} and of fossil tooth enamel from water-dependent mammals^{22–24,30}. Both biotic proxies have been shown to record past monsoonal precipitation patterns over the past 10 Myr (refs 22, 23).

¹Institut de Paléoprimatologie, Paléontologie Humaine: Evolution et Paléoenvironnements, UMR CNRS 7262, Université de Poitiers, 86000 Poitiers, France. ²Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, UMR CNRS 7358, Université de Lorraine 54501 Vandœuvre les Nancy, France. ³Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721, USA. ⁴Department of Earth Sciences, Universiteit Utrecht, 3584CD, Utrecht, The Netherlands. ⁵Department of Earth Science and Engineering, Imperial College London, London SW7 2AZ, UK. ⁶Department of Earth and Environmental Sciences, Katholieke Universiteit Leuven, 3001 Leuven, Belgium. ⁷Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR CNRS 8212, 91198 Gif-sur-Yvette, France. ⁸Department of Earth Sciences, Durham University, Durham DH1 3LE, UK. ⁹Department of Earth Sciences, Vrije Universiteit, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands. ¹⁰Laboratoire de Géologie de Lyon, Terre, Planètes, Environnement, UMR CNRS 5276, Université de Lyon, Institut Universitaire de France, 69622 Lyon, France. ¹¹Department of Earth and Environmental Science, Temple University, Philadelphia, Pennsylvania 19122, USA. ¹²Centre de Recherche sur la Paléodiversité et les Paléoenvironnements – UPMC, MNHN, CNRS, 75005 Paris, France. ¹³Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Peking University, 100871 Beijing, China. ¹⁴Department of Geology, Defence Services Academy, Pyn Oo Lwin, Myanmar. ¹⁵Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex, France. ¹⁶Universität Potsdam, Institute of Earth and Environmental Science, 14476 Potsdam, Germany.

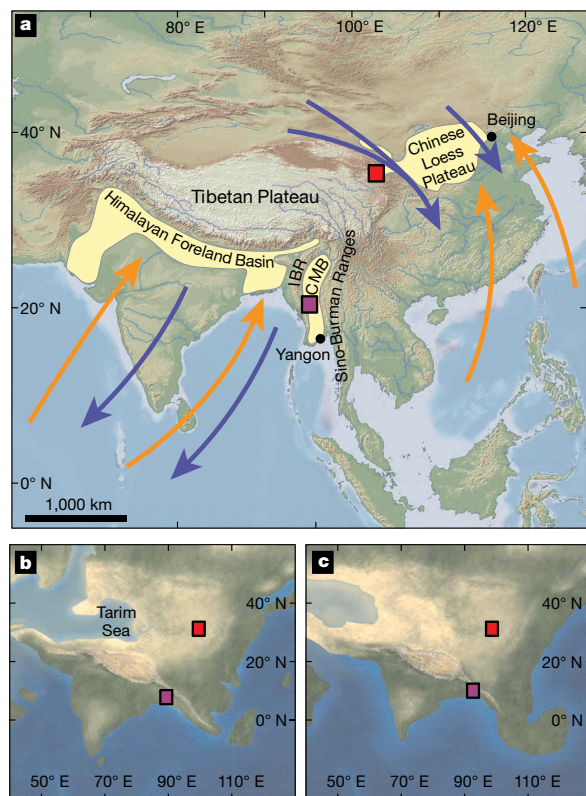


Figure 1 | Location map of study sites and late Eocene palaeogeography of the Asian mainland. **a**, The Xining Basin (red square) and Myanmar (purple square) study sites and the prevailing summer (red arrows) and winter (blue arrows) wind directions of the present-day Asian monsoons. IBR, Indo-Burman Ranges; CMB, Central Myanmar Basin. **b**, Palaeogeographic reconstruction used in the late Eocene (40 Myr ago) climate simulations^{6,45,46} with the Tibetan Plateau maximum height set to 3,500 m and Sino-Burman Ranges to 1,500 m. **c**, Palaeogeographic reconstruction used in the Eocene–Oligocene transition (34 Myr ago) simulations⁴⁹. More detailed topography is given in Extended Data Fig. 1.

Freshwater gastropod shells and fossil teeth of mammals from the Middle Eocene Pondaung and Upper Eocene Yaw Formations (40–34 Myr ago; Fig. 2a) of central Myanmar³¹ show consistently low $\delta^{18}\text{O}$ values (representing the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio relative to Vienna standard mean ocean water (V-SMOW) and Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB) international standards), reaching less than -14‰ V-PDB for gastropod material and 14‰ V-SMOW for fossil teeth (Fig. 2b, c). Eocene fossil enamel and gastropod values are lower than those seen in modern material from the Himalayan Foreland Basin by 4–6‰ and 3.5–4‰, respectively (Extended Data Table 1), but similar to Upper Miocene fossil values^{22–24,29}. The oxygen isotopic composition of tooth enamel is linearly dependent on the ingested water $\delta^{18}\text{O}$ (ref. 30), whereas the composition of gastropod shells is linearly dependent on both the water $\delta^{18}\text{O}$ and temperature²⁸. Warmer late Eocene temperatures $\sim 5^\circ\text{C}$ higher than today^{12,13} would decrease shell $\delta^{18}\text{O}$ values by only 1‰ (refs 22, 28); the low values therefore indicate strong depletion in ^{18}O in late Eocene Burmese surface waters.

Despite the long distance between the comparative sites in the Himalayan Foreland Basin (the Bugti Hills are $\sim 2,500$ km distant from central Myanmar), all sites display a well-established monsoonal cycle in rainwater isotopic composition^{25,27}. Modern and fossil $\delta^{18}\text{O}$ values in the Himalayan Foreland Basin can be lowered by catchments of high-altitude rivers flowing from the Himalayas^{22–24,29}. However, the low values

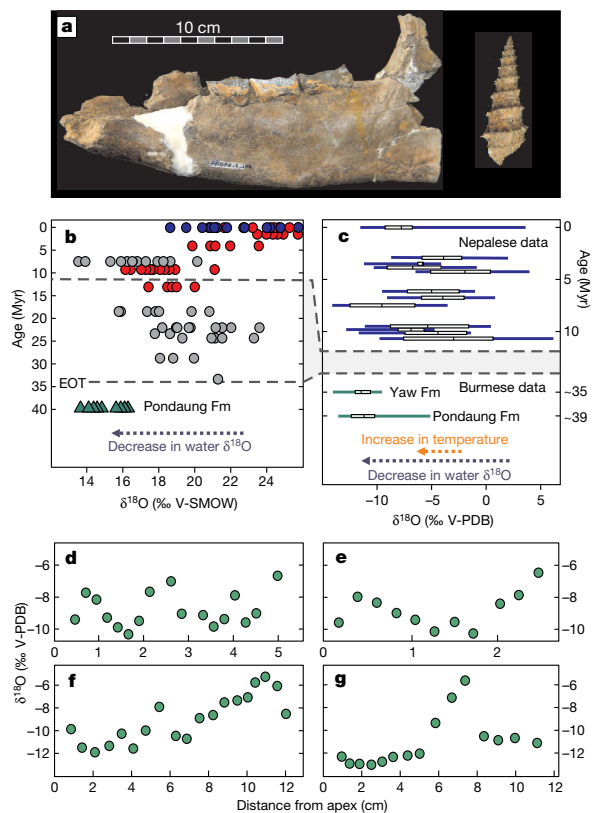


Figure 2 | Low oxygen isotopic values with strong yearly variation in fossils from Myanmar. The values reveal a strong, seasonal depletion in ^{18}O of surface water in the late Eocene. **a**, Fossil material from the Pondaung Formation, including a rhinocerotid jaw and freshwater gastropod. **b**, Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ of tooth enamel (phosphate phase) from Burmese fossil mammals (green triangles) with tooth enamel data from the younger Himalayan Foreland Basin (red circles, Pakistan (Siwaliks); grey circles, Pakistan (Bugti Hills); blue circles, central India)^{22–24}. EOT, Eocene–Oligocene transition; Fm, formation. **c**, Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ values of Burmese fossil gastropod shells with $\delta^{18}\text{O}$ values from fossil²² and modern²⁹ shells in the Himalayan Foreland Basin (comparison data located at elevations $<1,000$ m). Boxes indicate lower and upper quartiles; inside boxes, solid lines indicate mean; whiskers indicate minimum and maximum values. **d–g**, Examples of $\delta^{18}\text{O}$ cycles from rhinocerotid teeth (enamel carbonate phase, two to four cycles; **d**, incisor; **e**, molar) and gastropod shells (one cycle; two different samples are shown in **f** and **g**). All isotope results are listed in Supplementary Tables 1–3; standard deviations $\leq 0.2\text{‰}$.

for Eocene Burmese fossils cannot be explained by such an altitude effect, considering the limited extent of the recently Eocene drainage and the relatively low elevation ($<3,000$ m) of currently uplifted neighbouring mountain ranges³¹. The intense depletion in ^{18}O compared with modern values can be partly explained by the -1‰ shift in late Eocene oceanic $\delta^{18}\text{O}$ (ref. 32). A contribution of East Pacific moisture to precipitation in the proto-Bengal Bay could account for an additional decrease of 2–3‰, considering the isotopic difference between the modern Indian Ocean and the East Pacific seawater and the rainout effects that decrease the isotopic composition of moisture during transport^{27,32}. However, a change in rainfall moisture sources seems unlikely, given that all existing climate models with late Eocene boundary conditions (including our simulations; see below) underscore the persistence of seasonal reversals of Indian oceanic winds and of equatorial moisture sources during the rainy season, similar to the present-day system^{14–17,19}. Regardless of the exact contribution of East Pacific moisture, rainfall $\delta^{18}\text{O}$ values in

the late Eocene were, if all these possible offsets are taken into account, at least similar to, and probably lower than, modern-day $\delta^{18}\text{O}$ values. Thus, they are most probably explained by a strong summer rainfall that was at least as intense as the modern summer monsoon^{22,25}.

Moreover, $\delta^{18}\text{O}$ values within the Burmese fossils have striking cyclic and probably seasonal variations that yield annual growth rate estimates that are consistent with those of modern material^{29,33}. These seasonal variations average 3.8‰ for gastropod shells and 2.2‰ for tooth enamel, with ranges up to twice these values (Fig. 2d–g), similar to those seen in modern tooth enamel and gastropod shells from the Ganga Plain^{23,29}. Like our fossil species, modern gastropods from the Ganga plain rarely have more than one seasonal cycle, because they cannot survive the dry winter²⁹. This interpretation of strong seasonality in the Burmese fossil material is confirmed by growth lines in coeval primate jaws³⁴, pronounced cracking and swelling features in palaeosols³⁵, and fossil wood with marked growth rings^{34,36} similar to modern forests that only grow in environments with strong monsoonal influence³⁶. These combined results reveal that intense summer precipitation was followed by a marked dry season and indicate modern-like monsoonal rainfall south of the proto-Tibetan–Himalayan orogen during the late Eocene, ~40 Myr ago.

Eocene desertification in inner Asia

In addition to our results from Myanmar, we have extended the sedimentary record of the Chinese Loess Plateau at its western margin to include the late Eocene Mahalagou Formation in the Xining Basin, which was deposited between 40 and 33 Myr ago as determined by detailed magnetostratigraphy^{7,37,38}. These strata are dominated by homogeneous red mudstones deposited in dry mudflat environments and are intercalated with gypsum layers (up to 1 m thick) that represent ephemeral to perennial saline lake systems³⁸ (Fig. 3a and Extended Data Fig. 2). These strata can be traced more than 200 km into the Gansu province, which demonstrates their regional palaeoenvironmental significance^{37,38}.

These clastic sediments lack evidence, either in outcrop³⁸ or in thin section, of pedogenesis or sedimentary structures indicative of fluvial transport. The particle size, shape and surface microtexture of quartz grains in the detrital silt and very fine sand fractions of these deposits

were studied under a scanning electron microscope (SEM) and suggest prolonged aeolian transport (Fig. 3b, c). Characteristic textures include dish-shaped concavities, mechanically formed upturned plates, flat cleavage faces and cleavage planes, angular blade-shaped grains and other spalls, and a high abundance of clays adhering to quartz grains and other clay particles³⁹. Grain-size distributions of the clastic component in the red mudstones and gypsum beds show a bimodal distribution strongly indicative of aeolian transport for this clastic material⁴⁰. This bimodal distribution of coarse (16–31 μm) and fine (1.6–2.8 μm) fractions persists throughout our study interval (Fig. 3d). This bimodality is strikingly similar to Miocene–Quaternary deposits of the Chinese Loess Plateau^{10,40–42}, which have a coarse fraction transported by spring-monsoon and winter-monsoon dust storms in near-surface suspension clouds and a fine fraction commonly attributed—although this remains controversial—to year-round, background dust fall from upper-level airflow supplied by westerly winds⁴⁰.

The textural characteristics and grain-size distribution of the late Eocene clastic sediments from the Xining Basin indicate an aeolian origin; this potentially includes partial local reworking of dust by surface water or the settling of dust in shallow lakes, as observed in several aeolian dust deposits in central China⁴³. Despite the reworking, original grain-size properties were retained. Our results from the clastic deposits of the Xining Basin extend the record of aeolian dust in central China back 15 Myr earlier than previously reported^{9,10}.

The onset of aeolian deposition in central China has been related to the onset of desertification and winter monsoonal circulation in inner Asia⁹. Aeolian dust deposits require both a sizeable desert source area to provide aeolian particles and energetic winds to carry the particles to the area of deposition⁹. The prevalence of wet, subtropical conditions in south and coastal China in the late Eocene²⁰ indicates a roughly northwesterly origin for palaeo-winds that is confirmed by our climate simulations (see below), similar to the modern winter monsoonal wind direction, and indicates that the source areas were probably located in inner Asia. The deposits in the Xining Basin suggest that inner Asian desertification was significant in the late Eocene and that spring and winter monsoonal winds were already active.

Gypsum beds intercalated with red mudstone deposits in the Xining Basin provide insight into potential forcing mechanisms of desertification in inner Asia. These gypsum beds represent ephemeral to perennial saline lakes that formed when the water supply from moisture sources was greater³⁸. Potential water sources include the epicontinental Tarim Sea to the west, and the Pacific and Indian Ocean to the east and south^{18,37,38}. A significant decrease in gypsum content relative to mudstone 37 Myr ago³⁸ is synchronous with the last retreat of the Tarim Sea¹⁸, suggesting that this was a significant water source to local rainfall before the sea retreated. However, the persistent, yet much reduced, recurrence of gypsum layers after 37 Myr ago suggests a dominant moisture source from southern and eastern oceans such as that supplied by the modern summer monsoon, although moisture from a remnant of the Paratethys sea further to the west cannot be ruled out. The complete disappearance of gypsum intercalations just after the 34 Myr Eocene–Oligocene transition indicates global climate forcing associated with the coeval shift from greenhouse to icehouse conditions and the onset of large-scale Antarctic ice-sheets^{37,38}. Furthermore, alternating saline lake gypsum and dry mudflat red mudstones layers indicate marked wet and dry periods on orbital timescales³⁸, similar to the warmer and wetter equivalents of the loess–palaeosol alternations of the Chinese Loess Plateau^{10,41,42}, which are attributed to periods of orbitally forced variability in summer monsoonal intensity.

Insights from climate simulations

To test the intensity of the late Eocene monsoons we used climate simulations based on the atmospheric global circulation model LMDz⁴⁴ and a palaeogeographical reconstruction at 40 Myr (refs 45–47) with a Tibetan Plateau of intermediate height (3,500 m)^{6,7}, a wide Tarim Sea¹⁸, Eocene-like pCO_2 levels fourfold pre-industrial atmospheric levels¹²,

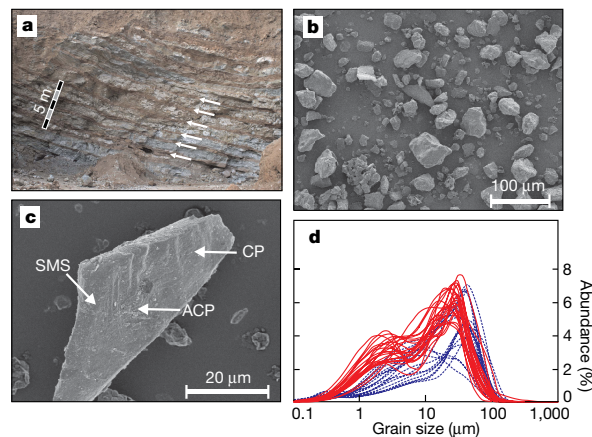


Figure 3 | Sedimentary features of late Eocene clastic deposits in the Xining Basin. **a**, Alternation of red mudstones (white arrows) and metre-thick gypsum layers in the Shuiwan section³⁸. **b**, SEM image of the clastic component showing the different grain sizes and angular grain shapes. **c**, SEM image displaying an angular blade-shaped quartz grain with cleavage planes (CP), adhering clay particles (ACP) and smooth precipitation surfaces (SMS). Additional images are provided in Extended Data Fig. 3. **d**, Comparison of a selection of grain-size distributions of mudstone samples (red lines; $n = 23$) with those for samples from the Chinese Loess Plateau (blue lines; $n = 22$)^{41,42}. All grain-size and mineralogical results are given in Extended Data Fig. 2 and Supplementary Tables 4 and 5.

and two opposite orbital scenarios⁴⁸ (warm austral and warm boreal orbits) representing solar insolation minima and maxima related to orbital cyclicity (Fig. 4 and Methods). Our modelling is distinctly different from existing models using Eocene conditions^{4,14–17,19} in using a more realistic palaeogeography with a higher spatial resolution, and in quantitatively testing the impact of varying greenhouse conditions and orbital parameters on the Eocene Asian mainland. Our modelled atmospheric circulation possesses a well-established winter and summer Asian monsoonal system in both orbital extremes.

South of the proto-Tibetan Plateau, a seasonal, modern-like reversal of Indian oceanic winds is established in our model, as well as the summer emplacement of an intense rainfall belt of more than 12 mm per day (>3,000 mm per year) along the southern flank of the orogen. These model results are in full agreement with a summer monsoonal origin of the low $\delta^{18}\text{O}$ values and marked seasonality in late Eocene fossils from Myanmar. North of the proto-Tibetan Plateau, our model indicates a high-pressure cell in central China that strengthened the northwesterly winds during the winter (Fig. 4a, b) causing monsoonal winds with modern-day velocities¹ of $5\text{--}10\text{ m s}^{-1}$. This is in agreement with a winter monsoonal origin of Xining aeolian dust. In the summer, weak monsoon winds occurred along the flank of the Tibetan highs and along coastal China, while strong westerly surface winds dominated in northern China (Fig. 4c, d). The Xining area intersected the domains of the westerly winds and coastal summer monsoon, suggesting that these westerly summer surface winds may have also contributed to aeolian dust transport⁴².

Our model results show weaker East Asian summer monsoonal winds than in the present day; these were also apparent in previous simulations with a lowered Asian elevation^{3,14–17}. However, the negative impact of lower Tibetan elevation on annual rainfall in our simulations was counterbalanced by enhanced atmospheric pCO_2 . The enhanced greenhouse conditions resulted in higher atmospheric water vapour loading and a reinforced hydrological cycle^{3,19}. Despite weaker summer monsoonal winds, the pCO_2 level of fourfold pre-industrial levels is sufficient to generate summer and annual rainfall amounts as high as modern values in Xining and Myanmar (Fig. 4c–f and Extended Data Table 2).

Our simulations further indicate a strong sensitivity of Asian rainfall to orbital parameters that generate precipitation values varying from close to those of the modern day to significantly greater amounts. In the warm austral orbital scenario, a zonal high-pressure band with more arid conditions of commonly $0\text{--}400\text{ mm}$ of annual rainfall and insignificant summer precipitation extends from coastal China to the Tarim Sea between 30° and 40°N latitudes (Fig. 4g). In the warm boreal orbital scenario, summer oceanic moisture supply penetrates into central China, causing more abundant rainfall (commonly $500\text{--}1,000\text{ mm}$ of annual rainfall), whereas arid conditions are limited to inner China and the Tarim seashores (Fig. 4h).

The repetitive alternation of gypsum and red mudstone in the Xining Basin is driven astronomically, predominantly by obliquity cycles³⁸, indicating an alternation of wetter and drier periods on orbital timescales. In our climate simulations, annual rainfall in the Xining area is more than doubled in the warm boreal scenario compared with the warm austral. Thus, a tentative link can be made between boreal insolation maxima to saline lake expansion causing gypsum precipitation, and austral insolation maxima to lake desiccation phases and red mudstone deposition in the Xining area (Extended Data Fig. 4). It may also explain the seemingly unstable character of arid regions in central China before the Eocene–Oligocene greenhouse–icehouse transition at 34 Myr ago^{11,20,21}.

Under decreasing atmospheric CO_2 pressure and increasing Antarctic ice volume, our climate simulations based on a palaeogeographical reconstruction at 34 Myr ago⁴⁹ reveal a decreasing East Asian moisture supply (Fig. 5a) caused by a decreased pressure gradient from continent to ocean (Fig. 5b). This summer monsoon weakening in East Asia explains the observed disappearance of wet-phase gypsum intercalations from the Xining Basin³⁵ during the greenhouse–icehouse transition across the Eocene–Oligocene boundary¹³.

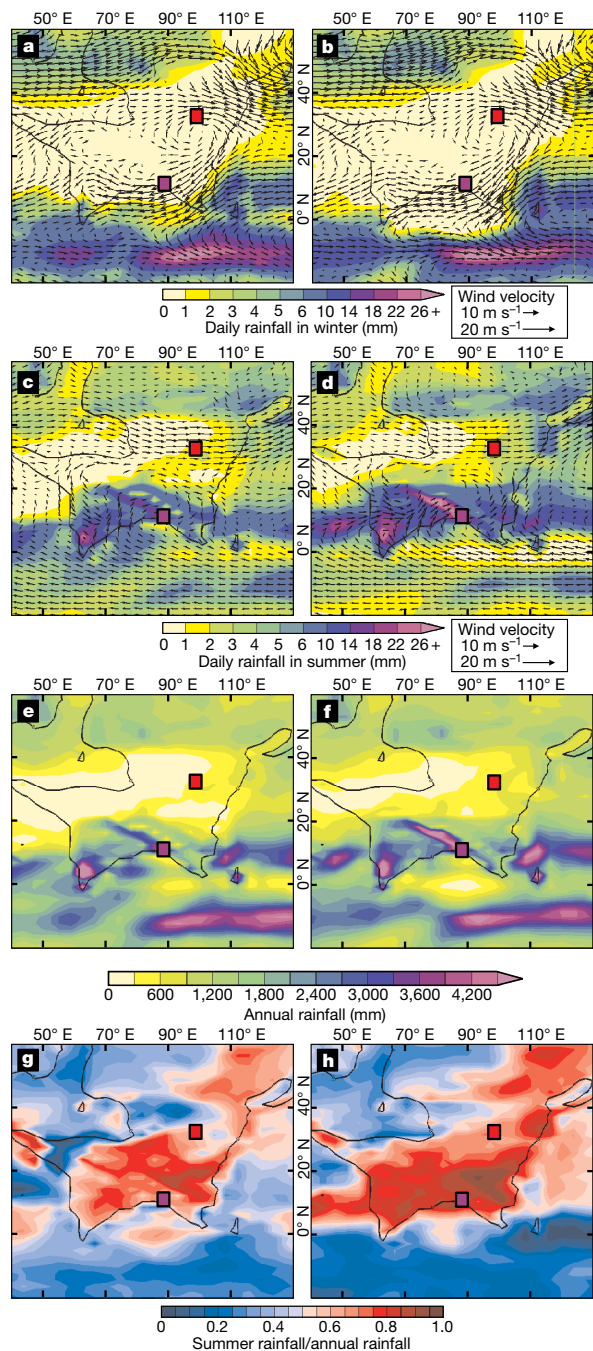


Figure 4 | Climatic simulations at 40 Myr ago, illustrating Eocene monsoonal circulation on the Asian mainland. Simulations were run with interpreted late Eocene palaeogeography (Fig. 1b), pCO_2 level (fourfold pre-industrial atmospheric levels)¹² and with Antarctica set to ice-free conditions⁴⁷. Two orbital scenarios were tested: a ‘warm austral’ extreme⁴⁸ (a, c, e, g) and a ‘warm boreal’ extreme⁴⁸ (b, d, f, h). a, b, Winter rainfall and 850-hPa winds; c, d, summer rainfall and 850-hPa winds (winds are displayed in areas lower than 2,000 m elevation); e, f, annual rainfall; g, h, seasonality index (ratio of rainfall from May to September versus annual rainfall¹⁹).

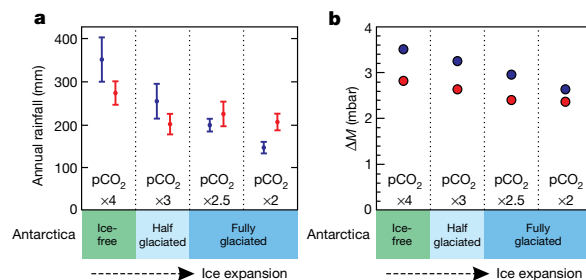


Figure 5 | Climatic simulations at 34 Myr ago. The figure illustrates decreasing monsoon strength in response to ice-sheet expansion and lowering atmospheric CO₂ pressure. Four climate scenarios were run with interpreted Eocene–Oligocene transition palaeogeography (Fig. 1c)¹²: ice-free Antarctica with pCO₂ at fourfold pre-industrial atmospheric levels, half-glaciated Antarctica with pCO₂ at threefold pre-industrial atmospheric levels, and fully glaciated Antarctica with pCO₂ at 2.5-fold and twofold pre-industrial atmospheric levels. **a**, Annual rainfall in the Xining Basin, averaged over the area between 101° E and 105° E and 35° N and 39° N (with standard deviations). Annual rainfall in the ice-free scenario is slightly lower than in the simulations at 40 Myr ago in response to changing palaeogeography (Extended Data Fig. 1). **b**, Differences in the modelled monsoonal index M (ΔM , experiment minus control simulation), quantifying the continent–ocean pressure gradient in Asia and thus monsoonal intensity¹⁵. In both panels, blue represents warm boreal orbital parameters, and red represents warm austral orbital parameters.

Forcing by the Himalayan–Tibetan uplift has a clear impact on monsoon strength in our (and other) studies, but forcing from the global climate, predominantly driven by atmospheric pCO₂, should be equally regarded as one of the governing parameters contributing to the singular strength of the Asian summer and winter monsoons. The decrease in the continent–ocean pressure gradient through the Eocene–Oligocene transition of 0.9 mbar in the warm boreal scenario is the same order of magnitude as the increase of 0.8 mbar induced by the proposed Tibetan uplift during the Miocene in sensitivity test simulations¹⁵. In addition to high pCO₂ in the Eocene, a significant part of the Tibetan–Himalayan orogen was probably already elevated in the Late Eocene, possibly by pre- and/or early-collision orogenesis^{6–8}. As a result, the impact of later uplift events on the stepwise onset of monsoonal circulation may be significantly overestimated.

Online Content Methods, along with any additional Extended Data display items and Source Data, are available in the online version of the paper; references unique to these sections appear only in the online paper.

Received 21 January; accepted 21 July 2014.

Published online 14 September 2014.

- Xu, M. *et al.* Steady decline of east Asian monsoon winds, 1969–2000: evidence from direct ground measurements of wind speed. *J. Geophys. Res.* **111**, D24111 (2006).
- Zhang, S. & Wang, B. Global summer monsoon rainy seasons. *Int. J. Climatol.* **28**, 1563–1578 (2008).
- Prell, W. & Kutzbach, J. Sensitivity of the Indian Monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature* **360**, 647–652 (1992).
- Boos, W. & Kuang, Z. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature* **463**, 218–222 (2010).
- Clift, P. *et al.* Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity. *Nature Geosci.* **351**, 875–881 (2008).
- Rowley, D. & Currie, B. Paleo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature* **439**, 677–681 (2006).
- Dupont-Nivet, G., Hoorn, C. & Konert, M. Tibetan uplift prior to the Eocene–Oligocene climate transition: evidence from pollen analysis of the Xining Basin. *Geology* **36**, 987–990 (2008).
- Molnar, P., Boos, W. & Battisti, D. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **38**, 77–102 (2010).
- Guo, Z. *et al.* Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature* **416**, 159–163 (2002).
- Qiang, X. *et al.* New eolian red clay sequence on the western Chinese Loess Plateau linked to onset of Asian desertification about 25 Ma ago. *Sci. China Earth Sci.* **54**, 136–144 (2011).
- Sun, X. & Wang, P. How old is the Asian monsoon system? Paleobotanical records from China. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **222**, 181–222 (2005).
- Pagani, M., Zachos, J., Freeman, K., Tindle, B. & Bohaty, S. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science* **309**, 600–603 (2005).
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* **292**, 686–693 (2001).
- Ramstein, G., Fluteau, F., Besse, J. & Joussau, S. Effect of orogeny, plate motion and land–sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature* **386**, 788–795 (1997).
- Fluteau, F., Ramstein, G. & Besse, J. Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.* **104**, 11995–12018 (1999).
- Zhang, Z., Wang, H., Guo, Z. & Jiang, D. Impacts of tectonic changes on the reorganization of the Cenozoic paleoclimatic patterns in China. *Earth Planet. Sci. Lett.* **257**, 622–634 (2007).
- Zhang, Z. *et al.* Early Eocene Asian climate dominated by desert and steppe with limited monsoons. *J. Asian Earth Sci.* **44**, 24–35 (2012).
- Bosboom, R. *et al.* Late Eocene sea retreat from the Tarim Basin (west China), and concomitant Asian paleoenvironmental change. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **299**, 385–398 (2011).
- Huber, M. & Goldner, A. Eocene monsoons. *J. Asian Earth Sci.* **44**, 3–23 (2012).
- Quan, C., Liu, Y. & Utescher, T. Eocene monsoon prevalence over China: a paleobotanical perspective. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **365–366**, 302–311 (2012).
- Wang, D., Lu, S., Han, S., Sun, X. & Quan, C. Eocene prevalence of monsoon-like climate over eastern China reflected by hydrological dynamics. *J. Asian Earth Sci.* **62**, 776–787 (2013).
- Dettman, D. *et al.* Seasonal stable isotope evidence for a strong Asian monsoon throughout the past 10.7 m.y. *Geology* **29**, 31–34 (2001).
- Sharma, S. *et al.* Oxygen isotopes of bovid teeth as archives of paleoclimatic variations in archaeological deposits of the Ganga plain, India. *Quat. Res.* **62**, 19–28 (2004).
- Martin, C., Bentalab, I. & Antoine, P. O. Pakistan mammal tooth stable isotopes show paleoclimatic and paleoenvironmental changes since the early Oligocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **311**, 19–29 (2011).
- Vuille, M., Werner, M., Bradley, R. S. & Keimig, F. Stable isotopes in precipitation in the Asian monsoon region. *J. Geophys. Res.* **110**, D23108 (2005).
- Breitenbach, S. *et al.* Strong influence of water vapor source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India. *Earth Planet. Sci. Lett.* **292**, 212–220 (2010).
- Araguas-Arugas, L., Froehlich, K. & Rozanski, K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *J. Geophys. Res.* **742**, 721–728 (1998).
- Grossman, E. & Ku, T. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. *Chem. Geol.* **59**, 59–74 (1986).
- Gajurel, A., France-Lanord, C., Huyghe, P., Guilmette, C. & Gurgung, D. C and O isotope compositions of modern fresh-water mollusc shells and river waters from the Himalaya and Ganga plain. *Chem. Geol.* **233**, 156–183 (2006).
- Kohn, M., Schoeninger, M. & Valley, J. Herbivore tooth oxygen isotope compositions: effects of diet and physiology. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 3889–3896 (1996).
- Licht, A. *et al.* A palaeo Tibet–Myanmar connection? Reconstructing the Late Eocene drainage system of central Myanmar using a multi-proxy approach. *J. Geol. Soc. Lond.* **170**, 929–939 (2013).
- Tindall, J. *et al.* Modelling the oxygen isotope distribution of ancient seawater using a coupled ocean–atmosphere GCM: implications for reconstructing early Eocene climate. *Earth Planet. Sci. Lett.* **292**, 265–273 (2010).
- Tafforeau, P., Bentalab, I., Jaeger, J. & Martin, C. Nature of laminations and mineralization in rhinoceros enamel using histology and X-ray synchrotron microtomography: potential implications for palaeoenvironmental isotopic studies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **246**, 206–227 (2007).
- Jaeger, J. J. *et al.* Systematics and paleobiology of the anthropoid primate Pondaungia from the late Middle Eocene of Myanmar. *C. R. Palevol* **3**, 243–255 (2004).
- Licht, A. *et al.* Influence of permeability barriers in alluvial hydromorphic palaeosols: the Eocene Pondaung Formation, Myanmar. *Sedimentology* **61**, 362–382 (2014).
- Licht, A. *et al.* Fossil woods from the Late Middle Eocene Pondaung Formation, Myanmar. *Rev. Palaeobot. Palynol.* **202**, 29–46 (2014).
- Dupont-Nivet, G. *et al.* Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene–Oligocene transition. *Nature* **445**, 635–638 (2007).
- Abels, H. A., Dupont-Nivet, G., Xiao, G., Bosboom, R. & Krijgsman, W. Step-wise change of Asian interior climate preceding the Eocene–Oligocene transition (EOT). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **299**, 399–412 (2011).
- Krinsley, D. & Doornkamp, J. *Atlas of Quartz Sand Surface Textures* (Cambridge Univ. Press, 1973).
- Vandenbergh, J. Grain size of fine-grained windblown sediment: a powerful proxy for process identification. *Earth Sci. Rev.* **121**, 18–30 (2013).
- Lu, H., Vandenbergh, J. & An, Z. Aeolian origin and palaeoclimatic implications of the ‘Red Clay’ (north China) as evidenced by grain-size distribution. *J. Quat. Sci.* **16**, 89–97 (2001).
- Sun, D., Su, R., Bloemendal, J. & Lu, H. Grain-size and accumulation rate records from Late Cenozoic aeolian sequences in northern China: implications for variations in the East Asian winter monsoon and westerly atmospheric circulation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **264**, 39–53 (2008).
- Alonso-Zarza, A. *et al.* Mudflat/distal fan and shallow lake sedimentation (upper Vallesian–Turolian) in the Tianshui Basin, Central China: evidence against the late Miocene eolian loess. *Sedim. Geol.* **222**, 42–51 (2009).

44. Hourdin, F. *et al.* The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dyn.* **27**, 787–813 (2006).
45. Seton, M. *et al.* Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Sci. Rev.* **113**, 212–270 (2012).
46. Hall, R. Late Jurassic–Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean. *Tectonophysics* **570–571**, 1–41 (2012).
47. Wilson, D. *et al.* Antarctic topography at the Eocene–Oligocene boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **335–336**, 24–34 (2012).
48. DeConto, R., Pollard, D. & Harwood, D. Sea ice feedback and Cenozoic evolution of Antarctic climate and ice sheets. *Paleoceanography* **22**, PA3214 (2007).
49. Lefebvre, V., Donnadieu, Y., Sepulchre, P., Swingedouw, D. & Zhang, Z. Deciphering the role of southern gateways and carbon dioxide on the onset of the Antarctic Circumpolar Current. *Paleoceanography* **27**, PA4201 (2012).

Supplementary Information is available in the online version of the paper.

Acknowledgements We thank the Commissariat à l’Energie Atomique/Centre de Calcul Recherche et Technologie for access to computing facilities; V. Barbin for cathodoluminescence microscopy; C. Fontaine for X-ray diffraction; R. Amiot, T. Bouten, M. Konert, M. Lebbink and T. Zalm for laboratory assistance; the many

colleagues of the Franco-Burmese palaeontological team for field assistance; and D. Dettman and F. Fluteau for discussions. This work was supported by the ANR-09-BLAN-0238-02 Program, the University of Poitiers, the Netherlands Organisation for Scientific Research (NWO-ALW) with funding to H.A. and G.D.-N., the Marie Curie CIG 294282, the Ministry of Culture of the Republic of the Union of Myanmar, the French ministries of Foreign Affairs and of Higher Education and Research, the Alexander von Humboldt Foundation, the Chinese Ministry of Education and the National Natural Science Foundation of China (NSFC). A.L. was also funded by a Fyssen Foundation study grant.

Author Contributions A.L., J.-J.J., H.A. and G.D.-N. conceived the project. A.L., A.N.S. and J.-J.J. collected Burmese samples. A.L., T.R., C.F.-L. and C.L. performed isotopic analyses. H.A., G.D.-N., M.v.C., D.T. and Z.G. collected Chinese samples. M.v.C., H.A., J.T.A., D.T., J.V. and R.A. performed petrographic and grain-size analyses of the Xining sediment. J.-B.L. and Y.D. conducted numerical climate modelling. A.L., H.A., M.v.C. and G.D.-N. wrote the manuscript with contributions from all authors.

Author Information Reprints and permissions information is available at www.nature.com/reprints. The authors declare no competing financial interests. Readers are welcome to comment on the online version of the paper. Correspondence and requests for materials should be addressed to A.L. (alicht@email.arizona.edu).

METHODS

Isotopic analyses. The fossil gastropods were 14 freshwater aragonitic thiarids (*Brotia* sp.) from four Burmese sites. After cleaning, the absence of secondary calcite and the preservation of shell microstructure were confirmed by X-ray diffraction analysis, cathodoluminescence and scanning electron microscopy (Extended Data Fig. 5a–c). In all, 186 shell samples were reacted with oversaturated orthophosphoric acid at 70 °C. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values were measured with a Thermo Fisher Scientific MAT 253 mass spectrometer coupled with a Gasbench gas chromatograph. NBS-18 and NBS-19 standards were used to calibrate analyses to V-SMOW and V-PDB. Fossil teeth came from seven different sites in the Pondaung Formation and were identified as large rhinocerotids, bronthoterids and anthracotherids (ten individuals). A total of 72 carbonate-phase samples were soaked in hydrogen peroxide and acetic acid to remove organic matter and exogenous carbonates. Carbonate-phase $\delta^{18}\text{O}$ values were analysed with the above mass spectrometer. Ten of these samples were split for phosphate-phase oxygen isotope analysis (one sample per individual), obtained by high-temperature elemental analysis pyrolysis (Elementar PyroCube) interfaced in continuous-flow mode to an Isoprime isotope ratio mass spectrometry (Ea-py-IRMS) system. Absence of diagenesis on enamel material was confirmed by checking the consistency of the fractionation factors between the carbonate and phosphate phases²⁴ (Extended Data Fig. 5d).

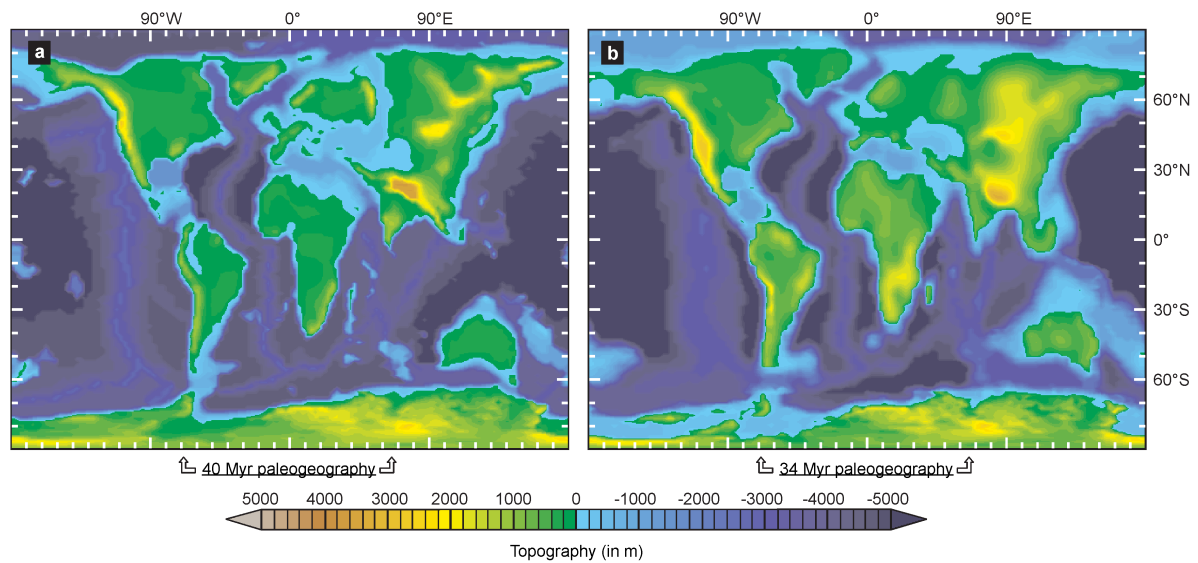
Textural and composition study. A total of 151 samples were sampled throughout the Shuiwan stratigraphic section (Extended Data Fig. 2); after the removal of organic matter, calcite and gypsum, they were measured for grain size with a Fritsch Laser Particle Sizer Analysette 22 at VU University Amsterdam. Ten samples were observed by SEM at Utrecht University after the removal of carbonates and organic matter. In all, 142 individual quartz grains were photographed and analysed.

Climate model simulations. To incorporate palaeotopography into our Asian palaeogeographic maps at a scale more appropriate to our data, we used the IPSL atmospheric Global Circulation Model LMDz⁴⁸ with a $3.75^\circ \times 1.9^\circ$ resolution and 39 vertical levels. The time required for calculation of such a high spatial resolution model prevented us from using it in the fully coupled version; instead, the lower-resolution, fully coupled Fast Ocean–Atmosphere pattern (FOAM) Ocean–Atmosphere General Circulation Model (OAGCM)¹⁷ was used as ‘a sea surface temperature (SST) simulator’ (ocean, $2.8^\circ \times 1.4^\circ$ resolution with 24 vertical levels; atmosphere, $7.5^\circ \times 4.5^\circ$ with 18 vertical levels) to force the higher spatial resolution atmospheric model LMDz. For each climate simulation, FOAM was integrated for 2,000 years without flux corrections or deep ocean acceleration, and then averaged over the last 50 model years. Using the SST distribution obtained with FOAM, we ran the LMDz model with identical boundary conditions for 20 years to reach equilibrium.

Palaeogeographic parameters were set from recent reconstructions (see Extended Data Fig. 1). The two orbital configurations were taken from a previous study⁴⁸ to produce either a warm austral summer (‘warm austral’ orbit, with eccentricity 0.05, obliquity 24.5 and with Earth at perihelion in January) or a cold austral summer (and thus a ‘warm boreal’ summer, with eccentricity 0.05, obliquity 22.5 and with Earth at perihelion in July; see also Extended Data Fig. 4).

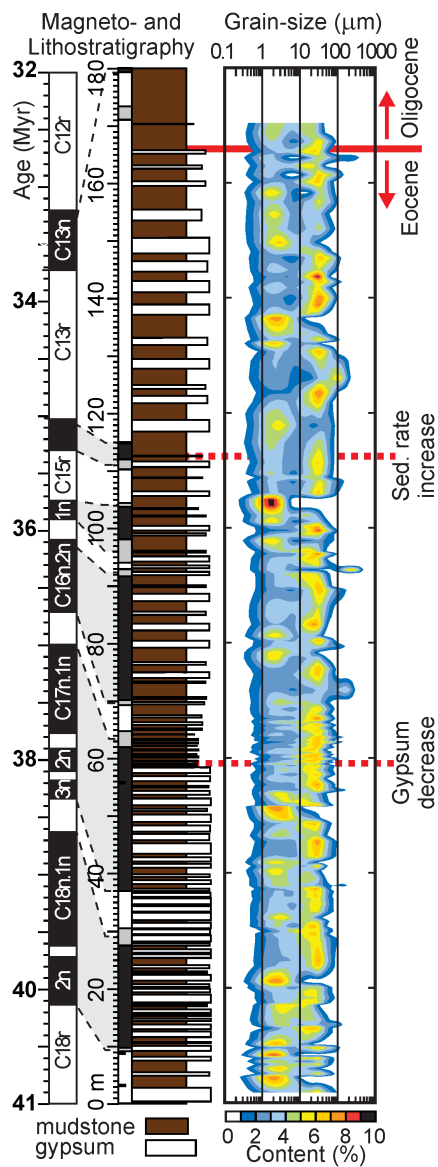
The index *M* is the difference in mean sea-level pressure between the Asian continent and the Indian Ocean, averaged across an area stretching between 45°E to 120°E and 15°S to 45°N (refs 3, 15).

50. Laskar, J. *et al.* A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.* **428**, 261–285 (2004).

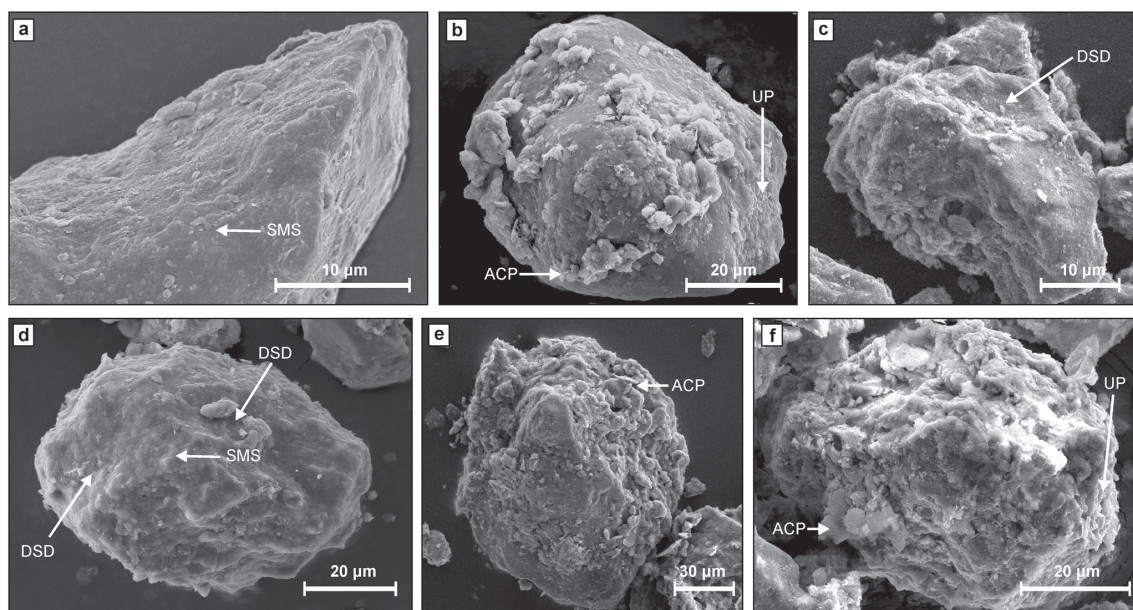


Extended Data Figure 1 | Palaeogeographic world maps of climatic simulations. **a**, Palaeogeography at 40 Myr ago, built from the compilation of recently published reconstructions^{6,45–47}. **b**, Palaeogeography at 34 Myr ago, extracted from another study⁴⁹, showing a slightly lower resolution. The main differences in the map for 34 Myr ago are the retreat of the Tarim Sea, the

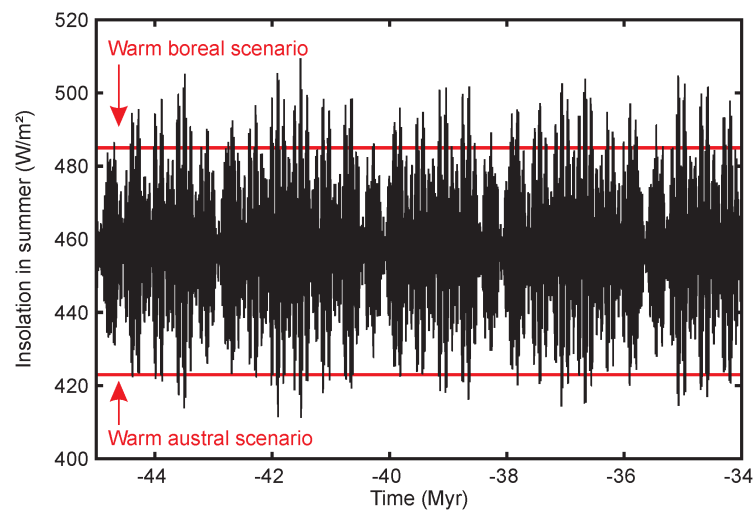
northward motion of India and the eastward extrusion of Indochina. Note also that the reconstruction for 34 Myr ago shows higher altitudes in northern China and shallower marine depths in the Arctic Ocean and in the equatorial seas north to Australia as a result of the lower resolution.



Extended Data Figure 2 | Stratigraphic log of the Mahalagou Formation in the Shuiwan section. The figure shows lithology, magnetostratigraphy with correlation to the geomagnetic timescale^{7,37,38}, and clastic grain-size distributions through time.

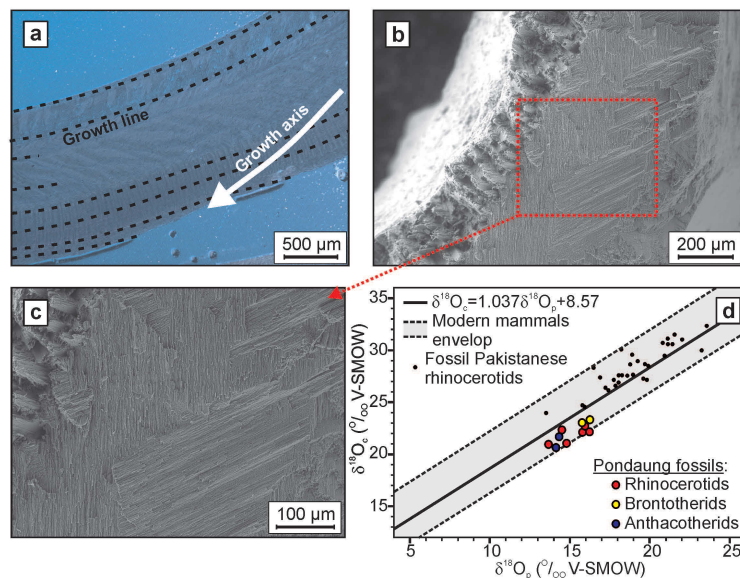


Extended Data Figure 3 | Quartz grain surface textures from red mudstone samples of the Shuiwan section. a–f, SEM pictures displaying smooth precipitation surfaces (SMS; a, d), adhering clay particles (ACP; b, e, f), upturned plates (UP; b, f), and dish-shaped depression (DSD; c, d).



Extended Data Figure 4 | Summer insolation during the Middle-late Eocene. Data are averaged over Asia (0–45°N, 45–120°E), calculated from

Earth's orbital parameters of the 45–34 Myr period¹⁵⁰, compared with the summer insolation of the warm austral and warm boreal scenarios.



Extended Data Figure 5 | Diagenetic screening of Burmese fossil material.
a, Cathodoluminescence image of a shell fragment from the Eocene Pondaung Formation. Blue colour indicates a predominance of pure aragonite in the shell material; note the absence of red spots that are typical of calcite. Growth lines are well defined in the outer and inner layers of the shell. **b**, **c**, SEM pictures of a Pondaung shell fragment at low (**b**) and high (**c**) magnification. The excellent preservation of the aragonitic crossed laminar structure within the

central layer of the shell indicates the absence of recrystallization.
d, Comparison of the oxygen isotopic composition of the phosphate ($\delta^{18}\text{O}_\text{p}$) and carbonate ($\delta^{18}\text{O}_\text{c}$) phases of single samples from the ten fossil individuals from the Pondaung Formation. Results fall in the range of the modern mammals, which is consistent with an absence of diagenetic impact on the isotopic composition of the fossil enamel²⁴.

Extended Data Table 1 | $\delta^{18}\text{O}$ values of Burmese Eocene material compared with Holocene data from the Ganga plain^{23,29}, with associated surface-water $\delta^{18}\text{O}$ values, reflecting the depletion in ^{18}O of the local rainwater

	Eocene deposits of central Myanmar		Holocene Ganga Plain & Himalayan foothills	
	Tooth enamel (phosphate)	Gastropod shells	Tooth enamel (phosphate)	Gastropod shells
Mean $\delta^{18}\text{O}$ values:	15.1 ‰ V-SMOW	-11.3 ‰ V-PDB	21.9 ‰ V-SMOW	-7.7 ‰ V-PDB
Minimum $\delta^{18}\text{O}$ values:	13.7 ‰ V-SMOW	-14.0 ‰ V-PDB	18.2 ‰ V-SMOW	-11.5 ‰ V-PDB
Reconstructed mean $\delta^{18}\text{O}$ values of surface water:	-9.4 ± 4 ‰ V-SMOW (-8.4 ± 4 ‰ with ice-volume correction)	-8.2 ± 1 ‰ V-SMOW (-7.2 ± 1 ‰ with ice-volume correction)	Measured $\delta^{18}\text{O}$ values of surface water (ponds and rivers): commonly +2 to -10 ‰ V-SMOW	
Reconstructed minimum $\delta^{18}\text{O}$ values of surface water:	-11.0 ± 4 ‰ V-SMOW (-10 ± 4 ‰ with ice-volume correction)	-10.9 ± 1 ‰ V-SMOW (-9.9 ± 1 ‰ with ice-volume correction)		

Minimum surface-water $\delta^{18}\text{O}$ values were reconstructed in accordance with previously published regression curves^{28,30} using $34 \pm 5^\circ\text{C}$ for the summer water temperature of the gastropods. Errors for the enamel material are those associated with the intraspecific and interspecific variations in oxygen fractionation for land mammals³⁰; errors for the gastropod material are those associated with a $\pm 5^\circ\text{C}$ variation in water temperature²⁸.

Extended Data Table 2 | Modern annual rainfall in Myanmar and central China compared with modelled annual rainfall in the late Eocene (40 Myr ago)

	Annual rainfall (mm per year)		
	Modern data	Warm boreal scenario	Warm austral scenario
Xining Basin (35-39°N, 101-105°E)	294 ± 95	567 ± 69	296 ± 79
Central Myanmar Basin (modern: 17-21°N, 92-96°E) (Eocene: 8-12°N, 86-90°E)	2833 ± 550	2716 ± 1704	2251 ± 1528

Annual rainfall was averaged over a 4° × 4° area centred on the Central Myanmar Basin (modern location, 19° N, 94° E; proposed Eocene location in the simulations, 10° N, 88° E) and on the Xining Basin (modern and Eocene locations, 37° N, 103° E). Errors are standard deviations over the area.

7. Discussion complémentaire

Comparaison FOAM – LMDZ

A cause de l'impossibilité d'exploiter facilement et en respectant des temps de calcul raisonnables le modèle couplé de l'IPSL (voir Chapitre I, section 3.3.4), un couplage entre l'AOGCM FOAM et l'AGCM LMDz a été mis en place. Ce système permet d'incorporer la dynamique océanique, explicitement résolue par FOAM, tout en profitant de la relative haute résolution et des nombreux processus inclus dans le modèle LMDz. Pour des applications similaires en paléoclimatologie, d'autres groupes ont eu recours avec succès à des techniques semblables, à savoir, forcer un AGCM haute résolution à partir de sorties d'un AOGCM à plus basse résolution (e.g., Huber and Goldner, 2012; Zhang et al., 2012). Cependant, l'AGCM haute résolution est en général une version mieux résolue de la composante atmosphérique utilisée dans l'AOGCM basse résolution. Ainsi, en prenant l'exemple de Huber and Goldner (2012), le modèle couplé utilisé est CCSM3, dont la composante atmosphérique est CAM3 avec une résolution de $3.75^\circ \times 3.75^\circ$, tandis que l'AGCM haute résolution est CAM3 avec une résolution de $2.8^\circ \times 2.8^\circ$.

Dans notre cas, le système mis en place est légèrement différent puisque les deux modèles sont indépendants. Nous allons donc dans la suite, évaluer les approximations engendrées par ce couplage en comparant quelques sorties atmosphériques des modèles FOAM et LMDz sur une des simulations présentée dans l'article ci-dessus: la simulation à 34 Ma avec l'orbite « Warm Boreal », sans calottes et 1120 ppm de CO_2 . Pour rappel, l'atmosphère de FOAM possède une résolution de 7.5° en longitude par 4.5° en latitude avec 18 niveaux verticaux tandis que LMDz possède une résolution de 3.75° par 1.9° avec 39 niveaux verticaux. Un résumé de certaines des principales variables climatiques est présenté Table 4.1.

Il peut être observé dans un premier temps que la balance énergétique au sommet de l'atmosphère, égale à la différence entre flux net SW et flux net LW, est proche de 0 pour LMDz mais plus importante pour FOAM. La balance énergétique est en général utilisée afin de vérifier que les simulations sont bien à l'équilibre, c'est-à-dire qu'elles ne présentent pas de tendance au réchauffement ou au refroidissement sur le long-terme.

Les modèles couplés les plus récents, utilisés dans les projections futures dans le cadre de l'IPCC, possèdent une balance énergétique typiquement inférieure à quelques dixièmes de

CHAPITRE IV

W.m^{-2} lorsque la simulation est à l'équilibre (Dufresne et al., 2013). Pour obtenir cela, de nombreux ajustements ont été faits sur les paramétrisations internes aux modèles. Ce n'est pas le cas pour les modèles plus anciens et à moins haute résolution tels que FOAM, qui peuvent donc présenter des balances énergétiques non nulles, sans que cela signifie que les simulations sont hors équilibre (Donnadieu et al., 2006). En effet, la figure présentée en Annexe B montre bien que la simulation considérée est équilibrée, notamment en surface (dérive < 0.01 °C/siècle). C'est ce qui est important ici, puisque les températures de surface de FOAM sont utilisées pour forcer LMDz. La dérive sur les températures moyennées sur toute la colonne d'eau est légèrement plus importante mais reste néanmoins faible sur les 100 dernières années (< 0.1 °C/siècle).

Variable	FOAM	LMDz
Balance énergétique TOA (W.m^{-2})	1.164	0.220
Flux net SW TOA (W.m^{-2})	237.7	246.8
Flux net LW TOA (W.m^{-2})	236.5	246.5
Forçage radiatif SW des nuages, SWCF (W.m^{-2})	-47.18	-45.54
Forçage radiatif LW des nuages, LWCF (W.m^{-2})	30.25	26.90
Forçage radiatif total des nuages, CF (W.m^{-2})	-16.93	-18.64
Albédo planétaire en moyenne annuelle	0.338	0.312
Albédo de surface continentale en moyenne annuelle	0.249	0.256
Température en moyenne annuelle globale (°C)	19.80	19.78
Humidité spécifique à 500 hPa (g/kg)	1.877	1.894
Somme annuelle des précipitations neigeuses en moyenne globale (cm)	3.56	4.46

Table 4.1. Comparaison de variables climatiques entre FOAM et LMDz. Abréviations : TOA = Sommet de l'atmosphère (*Top of Atmosphere*), SW = ondes de courte longueur d'onde (*Short Wave*), LW = ondes de grande longueur d'onde (*Long Wave*), CF = forçage des nuages (*Cloud Forcing*).

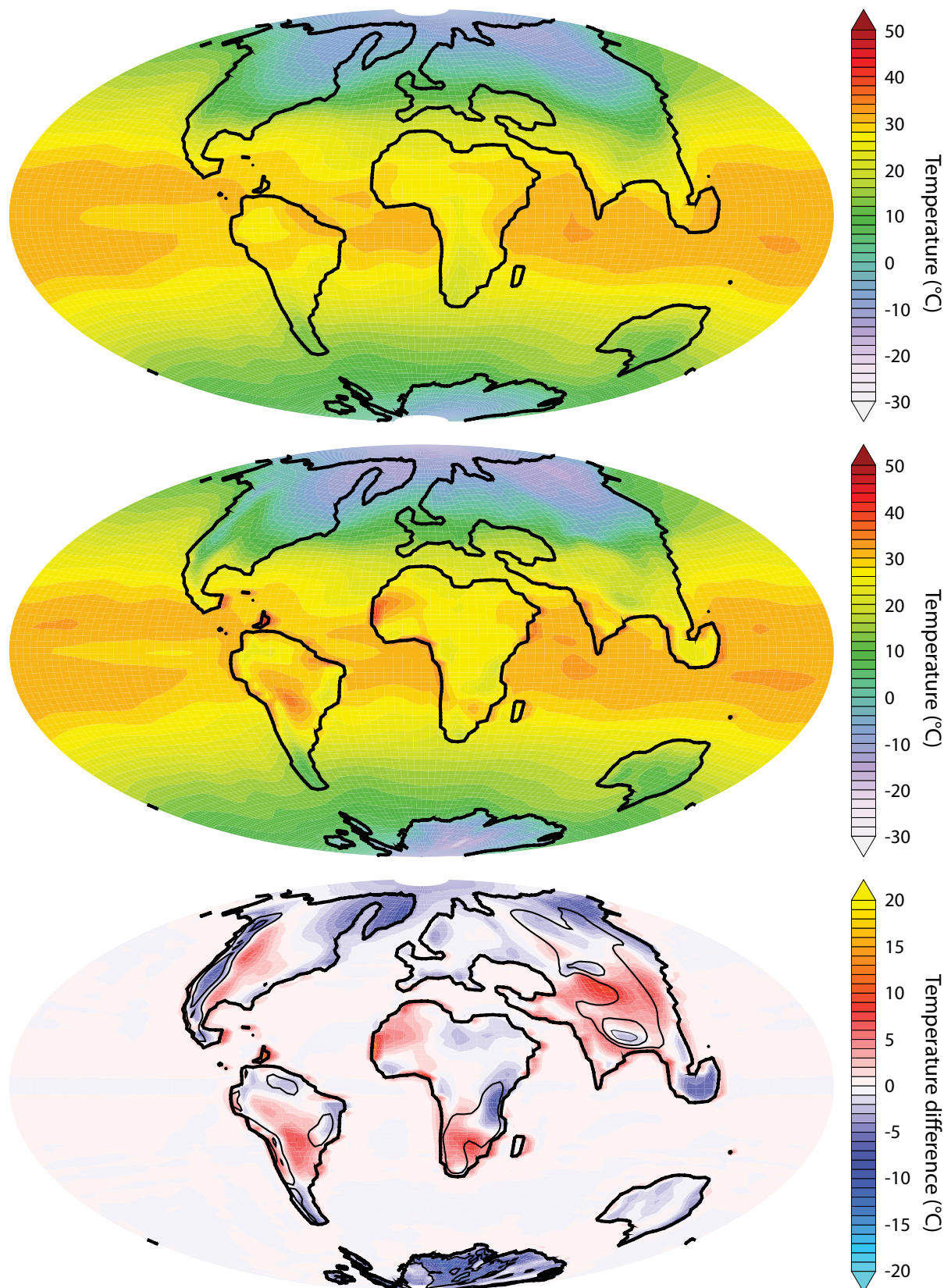


Figure 4.9. Température moyenne annuelle pour FOAM (haut) et LMDz (milieu). La différence LMDz – FOAM est représentée sur la figure du bas.

Les deux modèles présentent une très bonne cohérence en terme de variations spatiales de la température moyenne annuelle (Fig. 4.9). Dans les zones de topographies élevées ou dans les zones adjacentes, l'amplitude de variation de température est plus importante dans LMDz, car la topographie est mieux représentée par rapport à la topographie lissée de FOAM (Fig. 4.10), et les contrastes thermiques le sont également. En particulier, sur le Tibet, LMDz simule mieux la chute de température liée à l'élévation du plateau. Les autres zones où le désaccord entre modèles est le plus grand sont les hautes latitudes continentales. En effet, LMDz est un modèle qui produit plus de précipitations neigeuses (Table 4.1), ce qui entraîne des températures plus faibles, notamment en Antarctique et aussi un albédo un peu plus élevé.

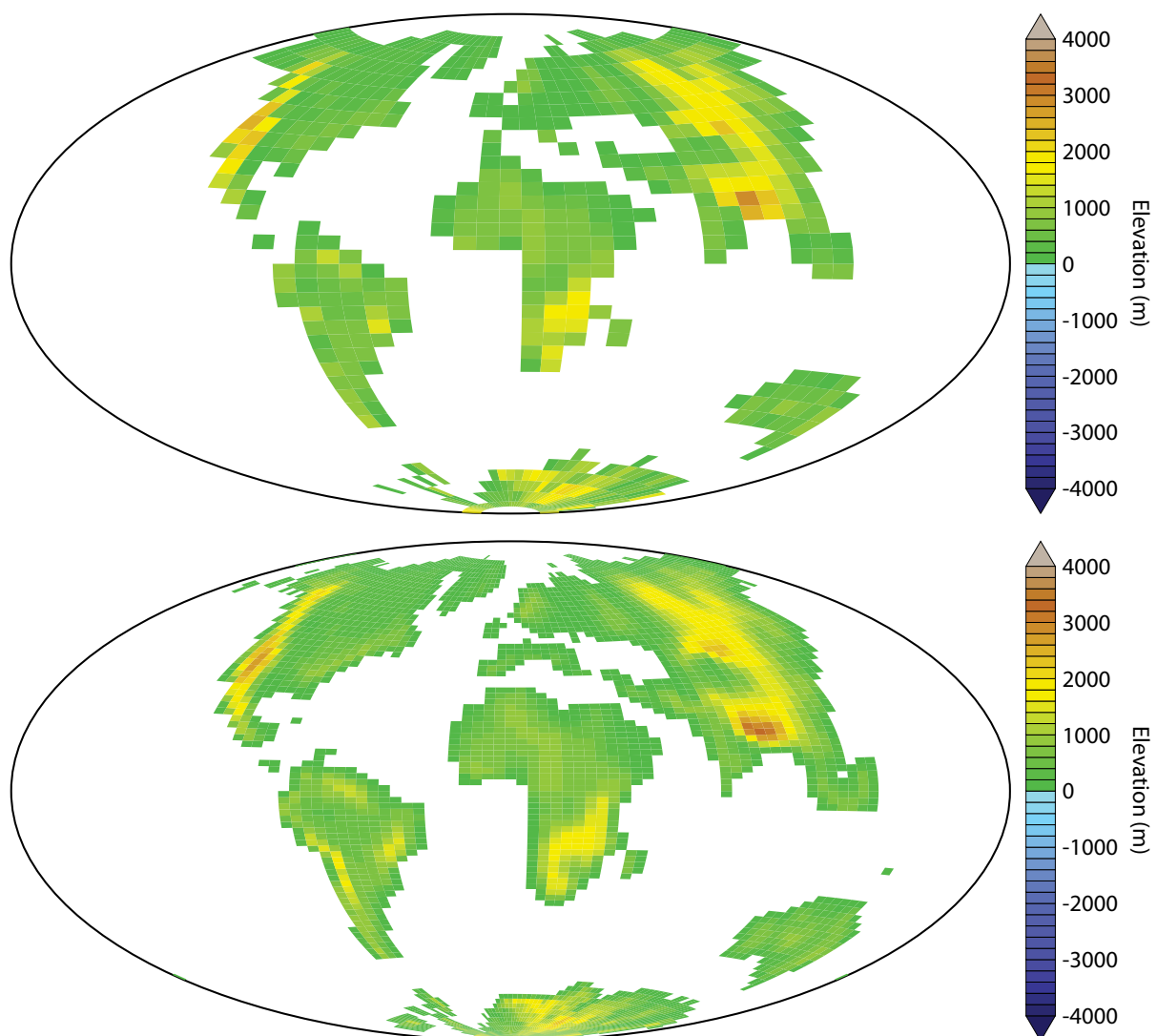


Figure 4.10. Topographie vue par FOAM (haut) et par LMDz (bas).

Les variations spatiales de la quantité Précipitation – Evaporation (P-E) sont également similaires entre les deux modèles (Fig. 4.11) avec des différences d’amplitude liées, sur les continents, à la topographie plus fine dans LMDz. De fait, l’intensification des précipitations sur les versants au vent est bien mieux représentée dans LMDz (par exemple sur le plateau Tibétain ou sur l’Amérique du Nord).

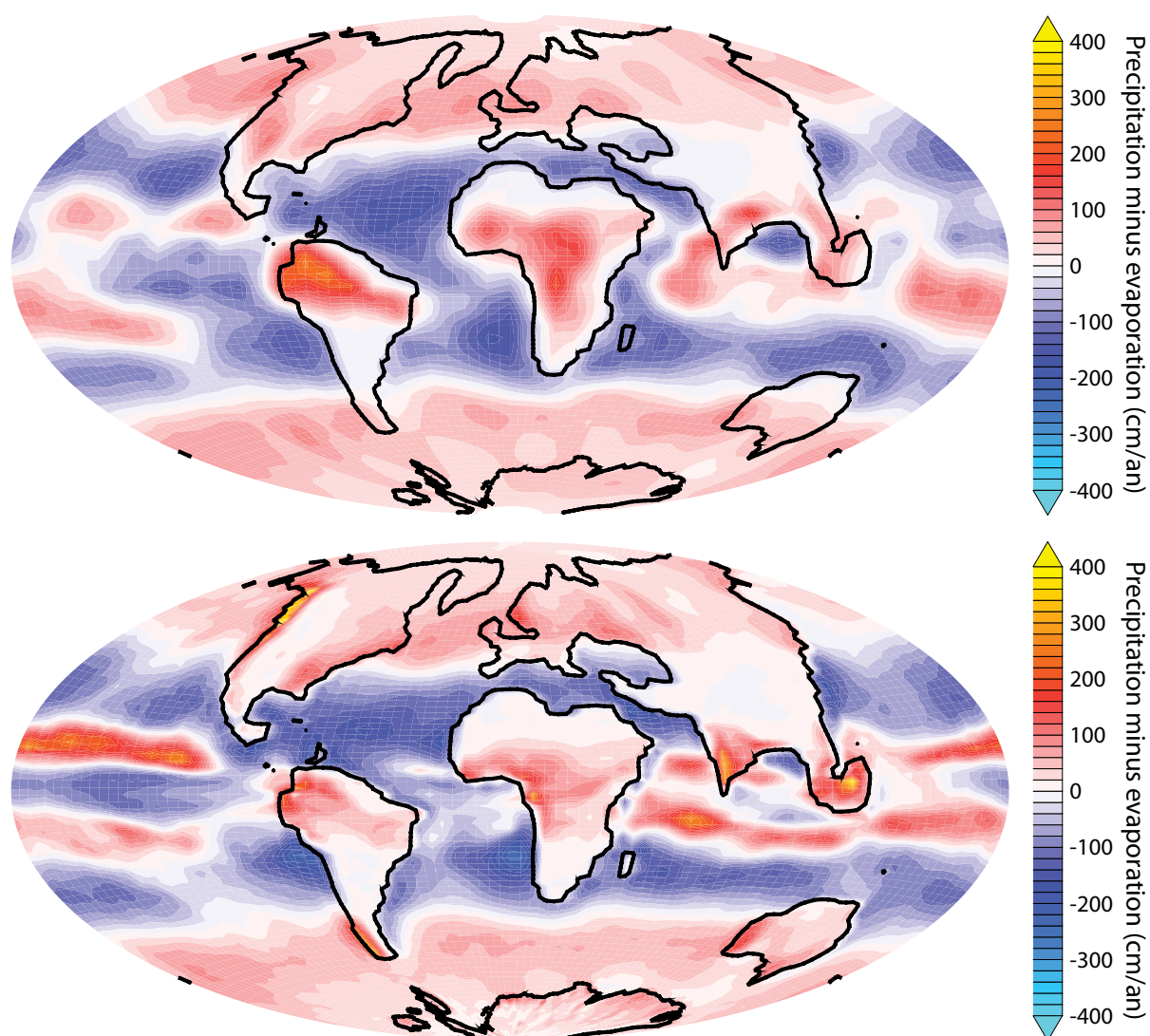


Figure 4.11. Précipitation – Evaporation pour FOAM (haut) et LMDz (bas).

De plus, il est intéressant de noter que la répartition spatiale du forçage radiatif dû aux nuages est similaire entre les deux modèles (Fig. 4.12). Ainsi, un forçage radiatif positif des nuages s’exerce sur les continents tropicaux, à l’exception de l’Asie du Sud-Est, à la fois dans FOAM et LMDz, et l’Afrique équatoriale dans LMDz. Les océans et les autres masses continentales possèdent un forçage radiatif lié aux nuages négatif. Celui-ci est plus négatif sur

CHAPITRE IV

l'Océan Austral, le Pacifique Nord et l'Atlantique Nord dans LMDz alors que dans FOAM, ce sont plutôt les océans tropicaux et l'Atlantique Nord qui ont un forçage radiatif des nuages plus négatif.

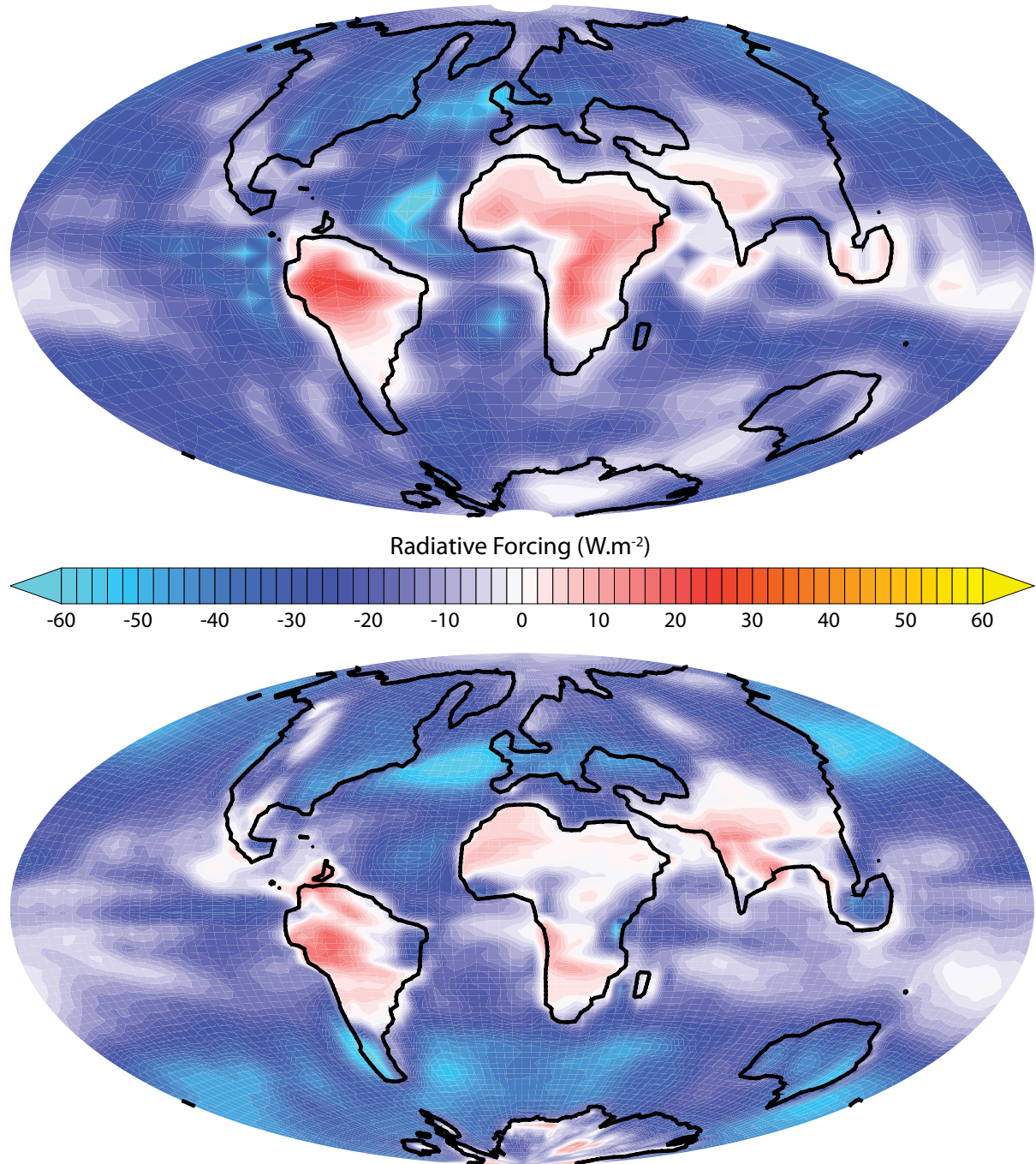


Figure 4.12. Effet radiatif total des nuages pour FOAM (haut) et LMDz (bas).

CHAPITRE IV

Ces variations d'amplitude sont liées à des paramétrisations des nuages propres à chacun des modèles, qui font parties des processus avec le plus de variabilité entre les modèles. En effet, les effets des nuages sont encore mal représentés, même dans les modèles de classe IPCC (Stevens and Bony, 2013). Le bon accord entre les zones de forçage positif et négatif dû aux nuages entre FOAM et LMDz renforce la cohérence entre les résultats des deux modèles.

Ces derniers possèdent également des codes radiatifs différents qui vont impacter la façon dont sont gérées l'absorption et l'émission des ondes dans l'atmosphère. LMDz absorbe ainsi plus d'énergie solaire (flux net SW TOA plus important) car l'albédo planétaire est plus faible que dans FOAM. Ceci est donc dû, d'une part, au code radiatif différent de celui de FOAM mais aussi à un forçage moins important des nuages réfléchissant les ondes courtes (SWCF plus faible). Cette absorption supplémentaire d'énergie est compensée par une perte d'énergie supplémentaire liée aux ondes LW (flux net LW TOA plus important dans LMDz). L'effet de serre lié aux nuages est plus important dans FOAM (LWCF plus important) et le code radiatif peuvent expliquer cette différence.

Pour conclure, les deux modèles ont globalement des réponses similaires, notamment en terme de répartition spatiale. La topographie plus fine de LMDz permet une meilleure représentation des processus en découlant et l'amplitude des variations de température et de P-E en est logiquement affectée. Comme entre tous les modèles, il existe de nombreuses différences dans la représentation des nuages, ce qui affecte l'amplitude du forçage radiatif lié aux nuages, mais la répartition de celui-ci est globalement identique entre les deux modèles. L'utilisation du modèle LMDz à la suite de FOAM semble donc être plutôt robuste et constitue une base relativement solide en attendant la possibilité de pouvoir utiliser le modèle couplé de l'IPSL de façon standard en paléoclimatologie (voir Chapitre V).

IMPACT DES PASSAGES DE DRAKE ET DE PANAMA SUR LA CIRCULATION OCÉANIQUE AU COURS DU CÉNOZOÏQUE. PREMIÈRES EXPÉRIENCES AVEC LE MODÈLE IPSL-CM5

Introduction	194
1. Travaux antérieurs	195
1.1. Impacts climatiques du passage de Panama	195
1.2. Impacts climatiques du passage de Drake	197
1.3. Impacts climatiques couplés des deux passages	199
2. Aspects techniques liés au modèle couple IPSL-CM5	201
2.1. Modèles et limitations	201
2.2. Conditions initiales et aux limites	204
3. Premiers résultats de dynamique	209
3.1. Comparaison entre le contrôle préindustriel et le contrôle « Eocène »	209
3.2. Etat préalable à l'ouverture du passage de Drake	211
3.3. Ouverture du passage de Drake	214
3.4. Fermeture du passage de Panama	217
4. Discussion et conclusion	219

Introduction

Ce dernier chapitre ne s'articule pas autour d'un article mais présente les premiers résultats de simulations réalisées avec le modèle couplé de l'IPSL. Elles visent à modéliser de façon très simplifiée deux des principaux changements paléogéographiques du Cénozoïque, que sont l'ouverture du passage de Drake et la fermeture du passage d'Amérique Centrale, dans un monde chaud caractérisé par une concentration en CO₂ plus élevée et l'absence de calottes de glace pérennes sur les pôles. Ces simulations serviront de base à une étude concernant les variations biogéochimiques au cours du Cénozoïque mais seuls quelques résultats de dynamique océanique et atmosphérique seront discutés ici et comparés à une simulation préindustrielle. Ces premiers résultats sont comparés aux précédentes simulations s'intéressant à la dynamique de l'océan suite aux modifications de ces passages océaniques.

1. Travaux antérieurs

En raison de contraintes numériques détaillées dans la section suivante, les simulations présentées dans ce chapitre approximent les grands changements paléogéographiques du Cénozoïque par l'ouverture/fermeture des passages de Drake et de Panama, selon une approche similaire à celle de Yang et al. (2013) ou de Fyke et al. (2015). Il faut donc noter que cette étude est plus un test de sensibilité à la paléogéographie qu'une vraie modélisation des changements de circulation sur les 60 derniers Ma, car de nombreux changements paléogéographiques survenant au cours du Cénozoïque, tels que la fermeture de la Téthys, ne sont pas pris en compte. Néanmoins, l'étude idéalisée de l'influence de l'ouverture/fermeture des passages océaniques, essentiellement de Drake et de Panama, est un sujet qui a suscité beaucoup de travaux de par les liens qui ont été avancés entre ces modifications paléocéanographiques et certains des grands changements climatiques du Cénozoïque, comme la glaciation Eocène-Oligocène pour le passage de Drake (Kennett, 1977, et voir Chapitres III et IV) et la glaciation du Groenland pour le passage de Panama (voir Lunt et al., 2008a; Lunt et al., 2008b). Bien que la vérification de ces hypothèses nécessite l'emploi de conditions aux limites (paléogéographie, gaz à effet de serre, ...) adaptées, l'étude idéalisée de l'ouverture/fermeture des passages reste riche d'enseignements concernant la circulation océanique et les conséquences climatiques de ses réorganisations à la suite de changements paléogéographiques.

1.1. Impacts climatiques du passage de Panama

Les expériences de sensibilité à l'ouverture des passages océaniques commencent véritablement avec le modèle d'océan développé à Hambourg par E. Maier-Reimer et ses collègues au début des années 1990 et l'étude de l'ouverture du passage de Panama. Comme décrit dans la suite, la majorité des modèles utilisés pour simuler l'impact climatique du passage de Panama montrent une réduction de la formation d'eaux profondes dans l'Atlantique Nord (NADW) lorsque le passage est ouvert, voire un arrêt total de cette production.

CHAPITRE V

Avec un modèle d'océan forcé initialisé avec un océan homogène en température et salinité, Maier - Reimer et al. (1990) réalisent une première simulation de contrôle qui respecte une contrainte de cohérence entre la salinité de surface simulée et celle tirée des observations de Levitus (1982). Ils utilisent ensuite les flux d'eau douce tirés de cette simulation pour réaliser deux simulations, une de contrôle et une avec le passage de Panama ouvert. Ils montrent que l'ouverture du passage de Panama entraîne l'arrêt de la production de NADW avec un flux réduit de 17 Sv à 0 Sv. Au niveau du passage, leurs résultats montrent un flux intégré sur la profondeur de 10 Sv passant du Pacifique vers l'Atlantique bien que le transport d'eau dans les couches de surface demeure dans le sens inverse en réponse à la direction des vents (les alizées) dans cette région. Cet apport d'eaux du Pacifique, moins salées, dilue celles de l'Atlantique et pourrait être une des causes de l'arrêt de la circulation thermohaline (THC, on parle également de MOC pour *Meridional Overturning Circulation*) dans l'Atlantique Nord. Ce résultat est pourtant équivoque. En effet, les simulations de Nisancioglu et al. (2003), avec le modèle d'océan du Massachusetts Institute of Technology, montrent que l'intensité de la circulation thermohaline n'est que légèrement plus faible ($\sim 10\%$) et donc que la formation de NADW ne disparaît pas avec un passage de Panama ouvert et profond. Dans leurs simulations, l'échange d'eau entre le Pacifique et l'Atlantique est vers l'Est en surface (donc Pacifique vers l'Atlantique) et vers l'Ouest dans le fond. En profondeur, une partie de la NADW est donc exportée vers le Pacifique et non plus vers l'Atlantique Sud à travers l'équateur, ce qui résulte en une diminution de l'apport compensateur d'eaux chaudes de l'Atlantique Sud vers le Nord. D'où une augmentation du transport de chaleur vers le pôle Sud et une augmentation des températures dans l'Atlantique Sud. Cependant, Nisancioglu et al. (2003) notent qu'une part importante de la baisse de salinité dans l'Atlantique entraînant la disparition de la THC dans les simulations de Maier - Reimer et al. (1990) est due à l'apport d'eaux peu salées de l'Arctique, bassin qui n'est pas représenté dans leurs simulations avec le modèle du MIT. Avec le modèle UVic (un GCM océanique couplé à un EBM), Schneider and Schmittner (2006) testent l'impact de différentes profondeurs pour le passage de Panama et de différents coefficients de diffusion verticale (K_v). Quelque soit la profondeur du passage et le K_v appliqué, le flux d'eau intégré sur la verticale est toujours exporté du Pacifique vers l'Atlantique, bien que lorsqu'un passage profond est simulé, il existe un flux en profondeur dirigé de l'Atlantique vers le Pacifique du au gradient interocéanique de la hauteur stérique de l'océan, en accord avec Nisancioglu et al. (2003). Schneider and Schmittner (2006) simulent également une NADW même en

prescrivant un passage de Panama profond, bien que celle-ci soit moins intense. En accord avec les modèles précédents, les auteurs simulent également une augmentation de la salinité et des températures dans l'Atlantique Nord et un refroidissement dans l'Atlantique Sud au fur et à mesure que le passage de Panama se restreint puis se ferme.

Enfin, d'autres études sont parues sur l'effet d'une ouverture du passage de Panama avec des modèles couplés. En utilisant de plus une paléogéographie réaliste pour le Pliocène (avec une $p\text{CO}_2$ de 400 ppm), Lunt et al. (2008b) montrent aussi, avec le modèle HadCM3, une réduction de la production de NADW lorsque le passage de Panama est ouvert et un export de 8 Sv du Pacifique vers l'Atlantique. Ils simulent également un réchauffement dans l'Hémisphère Nord (principalement dans l'Atlantique Nord) et un refroidissement dans l'Hémisphère Sud lorsque le passage est fermé, de même qu'une augmentation de salinité, liée au renforcement de la THC. Ces résultats sont là aussi en accord avec les simulations antérieures (Schneider and Schmittner, 2006). Avec le modèle IPSL-CM4 et 348 ppm de CO_2 dans l'atmosphère, Sepulchre et al. (2014) étudient la répartition en isotopes du Néodyme en fonction de différentes profondeurs du passage de Panama. Contrairement à Nisancioglu et al. (2003) et Schneider and Schmittner (2006), leurs résultats de dynamique océanique indiquent un transport de surface dirigé de l'Atlantique vers le Pacifique bien qu'en dessous d'une centaine de mètres, le transport est dirigé du Pacifique vers l'Atlantique. L'export intégré d'eau est cependant dans le sens Pacifique vers Atlantique, sauf dans le cas où la profondeur du passage est réduite à 50 m, auquel cas la circulation de surface liée aux vents prédomine et génère un export d'eau dans le sens inverse. Dans les simulations de Sepulchre et al. (2014), la production de NADW est également considérablement réduite lorsque le passage de Panama est ouvert, de manière similaire aux résultats de Lunt et al. (2008b).

1.2. Impacts climatiques du passage de Drake

Parallèlement, d'autres études se sont focalisées sur l'impact océanographique et climatique de l'ouverture/fermeture du passage de Drake (e.g., Toggweiler and Bjornsson, 2000; Sijp and England, 2004, 2005) par rapport à l'actuel, c'est-à-dire, avec un passage de Panama fermé.

Toggweiler and Bjornsson (2000) utilisent un modèle océanique basé sur le *Modular Ocean Model (MOM)*, développé au GFDL (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*), couplé à un EBM 1D pour la composante atmosphérique, pour simuler l'effet de l'ouverture du passage de Drake dans une configuration Terre/Océan idéalisée. Celle-ci est constituée de deux îles en position polaire reliées entre elles par une fine bande continentale. Une partie de la bande continentale est ensuite retirée à la latitude du passage de Drake pour simuler son ouverture. Leurs résultats montrent une circulation thermohaline symétrique dans le cas où le passage est fermé avec formation d'eau profonde d'égale intensité près des îles polaires Nord et Sud. En revanche, lorsque le passage de Drake est ouvert, une circulation thermohaline asymétrique est simulée, avec plongée des eaux dans le Nord et arrêt de formation d'eau profonde dans le Sud. Cette circulation asymétrique s'accompagne d'un refroidissement de l'Hémisphère Sud, notamment autour de l'île polaire, et d'un réchauffement dans le Nord. L'ouverture du passage de Drake entraîne également des changements de circulation dans les simulations de Sijp and England (2004) avec le modèle UVic (composé du modèle MOM pour l'océan et d'un EBM 2D). Ils réalisent des expériences avec différentes profondeurs pour le passage de Drake et montrent qu'il existe une profondeur minimale pour déclencher la circulation thermohaline que l'on connaît avec formation d'eaux profondes dans l'Atlantique Nord. Contrairement à Toggweiler and Bjornsson (2000), si le passage de Drake est fermé ou peu profond, les sites de formation d'eaux profondes sont localisés exclusivement autour de l'Antarctique (AABW). L'ouverture de Drake déclenche la mise en place de l'ACC et réduit la formation d'AABW. Le transport de chaleur océanique vers le pôle Sud diminue et entraîne le refroidissement de l'Atlantique Sud, amplifié par les rétroactions liées à l'avancée de la glace de mer. Lorsque le passage est suffisamment profond, la formation d'AABW diminue encore tandis que la NADW se met en place. Avec le même modèle, Sijp and England (2005) montrent que cette transition vers la formation de NADW lorsque le passage s'approfondit est liée à la restriction de l'influence de l'AABW à des profondeurs inférieures à 2000 m. Cette restriction est due à l'apparition, avec le passage de Drake, d'une cellule formée d'eaux intermédiaires (AAIW) issues de l'upwelling de l'AABW dans l'Atlantique Nord au-delà de 20°N.

1.3. Impacts climatiques couplés des deux passages

L'ouverture de Drake en présence d'un passage de Panama fermé n'est cependant pas une configuration qui existe dans l'histoire géologique de la Terre puisque le passage de Drake s'est ouvert bien avant que le passage de Panama ne se ferme (e.g., Yang et al., 2013). Ceci a amené d'autres groupes à travailler sur les effets climatiques couplés de l'ouverture/fermeture de ces passages (e.g., Mikolajewicz et al., 1993; Yang et al., 2013; Fyke et al., 2015).

Avec le modèle de Hambourg forcé, Mikolajewicz et al. (1993) testent les quatre combinaisons possibles entre Drake ouvert/fermé et Panama ouvert/fermé. Leurs résultats indiquent que lorsque le passage de Drake est fermé, la NADW disparaît au profit d'une intense formation d'eaux profondes autour de l'Antarctique. Lorsque Drake est ouvert et Panama également, la formation d'eaux profondes dans l'Hémisphère Sud est bien plus faible mais la NADW ne se met pas en place. Il faut la fermeture de Panama en présence d'un passage de Drake ouvert pour déclencher la NADW, confirmant ainsi les résultats de Maier - Reimer et al. (1990) avec le même modèle. Plus récemment, les mêmes expériences ont été faites par Yang et al. (2013) avec une version basse résolution du modèle couplé du GFDL, CM2Mc. Comme les résultats précédents, l'ouverture de Panama (avec Drake ouvert) induit un export d'eau du Pacifique vers l'Atlantique, ce qui entraîne une légère diminution de la salinité et donc de la THC dans l'Atlantique Nord. Pourtant, contrairement à Mikolajewicz et al. (1993), la formation de NADW n'est pas stoppée par l'ouverture de Panama. En revanche, la fermeture de Drake avec un passage de Panama ouvert coupe la THC et la formation de NADW. Avec des expériences additionnelles impliquant des profondeurs différentes pour le passage de Drake, Yang et al. (2013) ne trouvent pas de transition abrupte entre un état sans NADW et un état avec, comme Sijp and England (2005), mais plutôt une mise en place graduelle avec l'approfondissement du passage de Drake. Ils attribuent ceci en partie à l'absence de passage de Panama ouvert dans les simulations de Sijp and England (2005). Enfin, un autre résultat important de leur étude est la sensibilité des variations de température résultant de l'ouverture de Drake avec l'état du passage de Panama : l'Hémisphère Sud (Nord) se refroidit (réchauffe) beaucoup plus lors de l'ouverture de Drake si Panama est ouvert. Yang et al. (2013) obtiennent ainsi un refroidissement de l'ordre de la dizaine de degrés, bien plus que toutes les études précédentes. Selon les auteurs, ceci est lié à la réponse atmosphérique, qui amplifie les conséquences climatiques de l'ouverture de Drake,

notamment lorsque Panama est ouvert car l'ouverture de Drake déclenche alors la formation de la THC, ce qui n'est pas le cas lorsque Panama est fermé. Les résultats de Fyke et al. (2015) sont en accord avec ceux de Yang et al. (2013). En utilisant le modèle UVic et plusieurs CO₂ différents (2, 3, 4 et 5x PAL), ils répètent les expériences de Yang et al. (2013) et leurs résultats montrent également une mise en place d'une AMOC (*Atlantic MOC*) d'intensité modeste lorsque Drake s'ouvre en présence d'un passage de Panama ouvert. La fermeture de Panama renforce par la suite la THC en coupant l'apport d'eau du Pacifique à travers le passage, comme noté par les études antérieures. Les tendances de changements de salinité et de température avec les ouvertures de passages sont également les mêmes que dans les expériences de Yang et al. (2013) même si l'amplitude est plus modeste. De plus, Fyke et al. (2015) notent que leurs résultats sont similaires quelque soit le CO₂ imposé. Enfin, d'autres études notables sont parues, qui intègrent des paléogéographies plus réalistes (e.g., von der Heydt and Dijkstra, 2006; Zhang et al., 2011; Sijp et al., 2014) mais ne sont donc pas des tests de sensibilité à l'ouverture/fermeture des passages de Drake et de Panama. Les résultats de Zhang et al. (2011) méritent cependant d'être mentionnés ici car ils montrent que la fermeture des passages tropicaux (Panama et Téthys) au cours du Cénozoïque a un poids plus important dans l'établissement de la THC actuelle que l'ouverture du passage de Drake.

En résumé, en respectant la chronologie de l'ouverture/fermeture des passages, l'ouverture du passage de Drake (en présence d'un passage de Panama ouvert) résulte en la mise en place de l'ACC, ce qui diminue l'intensité de la formation d'eaux profondes dans les hautes latitudes de l'Hémisphère Sud et permet l'apparition d'une NADW d'intensité plus faible qu'à l'actuel. En conséquence, l'Océan Austral se refroidit et devient moins salé tandis que l'Atlantique Nord se réchauffe et gagne en salinité. Dans un second temps, la fermeture du passage de Panama (en présence d'un passage de Drake ouvert) renforce les effets de l'ouverture de Drake. L'arrêt de l'apport d'eaux moins salées du Pacifique provoque une intensification de la production de NADW dans l'Atlantique Nord. Celui-ci se réchauffe et sa salinité augmente car plus d'eaux chaudes tropicales et salées sont exportées vers l'Hémisphère Nord. Le transport de chaleur océanique vers les pôles est donc plus fort dans l'Atlantique Nord et diminue dans l'Atlantique Sud, qui se refroidit.

2. Aspects techniques liés au modèle couplé IPSL-CM5

2.1. Modèle et limitations

Comme décrit dans le Chapitre I, le modèle de l'IPSL intègre des composantes atmosphériques, océaniques (dont glace de mer), continentales et biogéochimiques prenant en compte beaucoup de processus et ceci avec des résolutions variables. Il existe en effet plusieurs configurations du modèle couplé de l'IPSL. La configuration ORCA2-LMDz96x95x39 a notamment été utilisée pour l'exercice CMIP5 et intégrée dans le dernier rapport de l'IPCC. Cette configuration utilise la même résolution atmosphérique que les autres simulations présentées dans cette thèse qui mettent en jeu le modèle LMDz en forcé tandis que l'océan possède une résolution nominale de 2° par 2° (et 31 niveaux verticaux) qui est raffinée en latitude jusqu'à 0.5° à mesure que la latitude se rapproche de l'équateur. A plus haute résolution, on peut citer en particulier la configuration ORCA1-LMDz144x142x79 qui sera utilisée pour le prochain exercice CMIP et le prochain rapport de l'IPCC. Pour les applications en paléoclimatologie lointaine, il est cependant nécessaire de faire tourner le modèle sur une longue période de temps afin d'équilibrer le système Terre dans des conditions assez différentes de l'actuel. En raison également de l'incertitude sur les données et la relativement faible résolution qui y est associée, le meilleur compromis résolution/temps de calcul est la configuration ORCA2-LMDz96x95x39, avec laquelle ont été réalisées les simulations présentées dans ce chapitre.

Cependant, trois limitations majeures empêchent pour le moment l'utilisation du modèle de l'IPSL de façon standard en paléoclimatologie.

La première est le temps de calcul. En cas de fonctionnement « normal » et continu du cluster de calculs sur laquelle ces simulations ont été réalisées, environ 8 années modèle par jour soit 1000 ans modèle en 4 mois sont simulés. Dans la pratique, ces 1000 ans ont nécessité plus de 5 mois de calcul par simulation. A partir de l'automne 2015 sera disponible une configuration ORCA2-LMDz96x95x39 plus rapide, car tournant sur un plus grand nombre de processeurs, permettant de simuler environ 30 ans modèle par jour.

La seconde, plus contraignante, est l'impossibilité, en l'état actuel, d'utiliser une paléogéographie qui diffère un peu trop de la géographie actuelle. Cette limitation est liée au modèle océanique NEMO. Celui-ci est en effet essentiellement développé pour des

applications actuelles et régionales et non pour des applications paléoclimatologiques anciennes comme pourrait l'être le modèle FOAM par exemple. Dans le détail, NEMO, qui est basé sur le code du modèle OPA (Madec and Imbard, 1996), possède une grille (Fig. 5.1) permettant une représentation de la physique océanique conservative dans la mesure où cette grille ne permet pas la présence de points singuliers dans l'océan (près desquels les méthodes de résolution numériques employées dans les modèles sont souvent instables et nécessitent l'application de filtres). Les points singuliers de la grille de NEMO sont situés respectivement au niveau de l'Antarctique, de l'Asie et de l'Amérique du Nord. Dès lors, il est possible d'appliquer des changements paléogéographiques dans le modèle tant que les points singuliers restent situés à l'emplacement d'un continent et pas trop proche d'une zone océanique. Il existe néanmoins un code de génération de grille pour le modèle NEMO qui permet de changer les coordonnées des deux points singuliers de l'Hémisphère Nord. Ceux-ci doivent cependant respecter la condition d'être longitudinalement opposé (il y a un petit degré de liberté sur la position latitudinale).

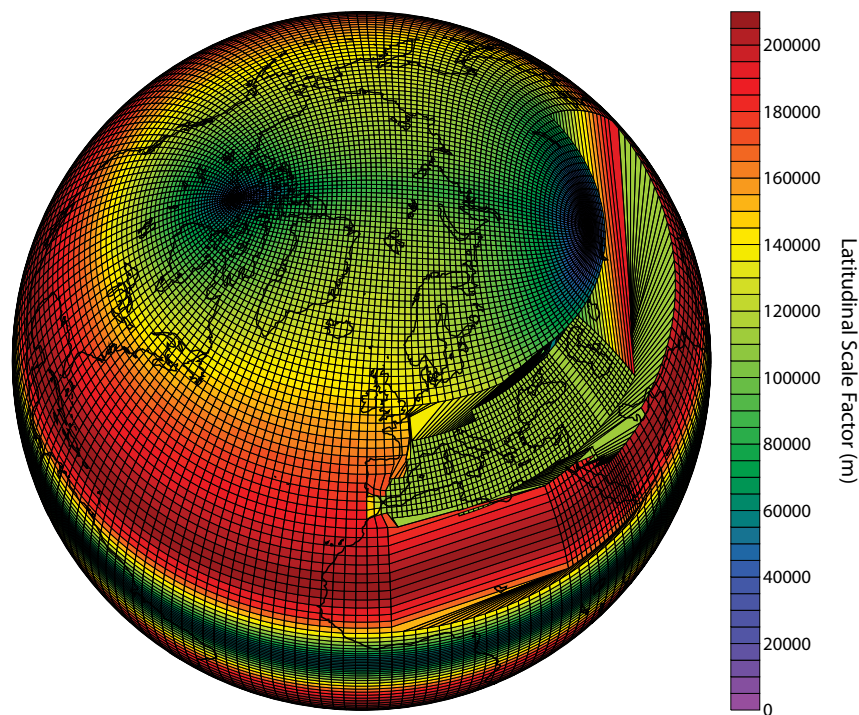


Figure 5.1. Facteur d'échelle selon la latitude représentant la dimension latitudinale de chaque cellule de la grille. Noter la réduction de ce facteur à proximité des points singuliers. Les irrégularités de la grille sur l'Eurasie sont dues à l'augmentation de la résolution sur la mer Méditerranée dans la version ORCA2 de NEMO. Cette augmentation de résolution est bien visible sur la figure ci-dessus.

CHAPITRE V

Cette double contrainte (point singulier sur un continent et longitudinalement opposé à l'autre point singulier devant être également sur un continent) entraîne qu'il n'est donc pas possible de remonter plus loin que la fin du Crétacé car le fractionnement de l'Amérique du Nord par la Western Interior Seaway (voir Chapitre I) n'est pas compatible avec l'emplacement du point singulier correspondant. En effet, les terres émergées communes aux paléogéographies entre 115 Ma et 34 Ma (ce n'est pas un problème pour la fin du Cénozoïque car l'Amérique du Nord et l'Asie ont une surface émergée comparable à l'actuel) occupent une surface assez faible en Amérique du Nord (Fig. 5.2, contour noir), ce qui peut engendrer des problèmes numériques en cas de placement d'un des points singuliers sur le continent nord-américain. En revanche, si l'on se restreint aux 70 derniers millions d'années (Fig. 5.2, contour rouge), la surface est bien plus grande et apte à contenir l'un des points singuliers de la grille du modèle NEMO.

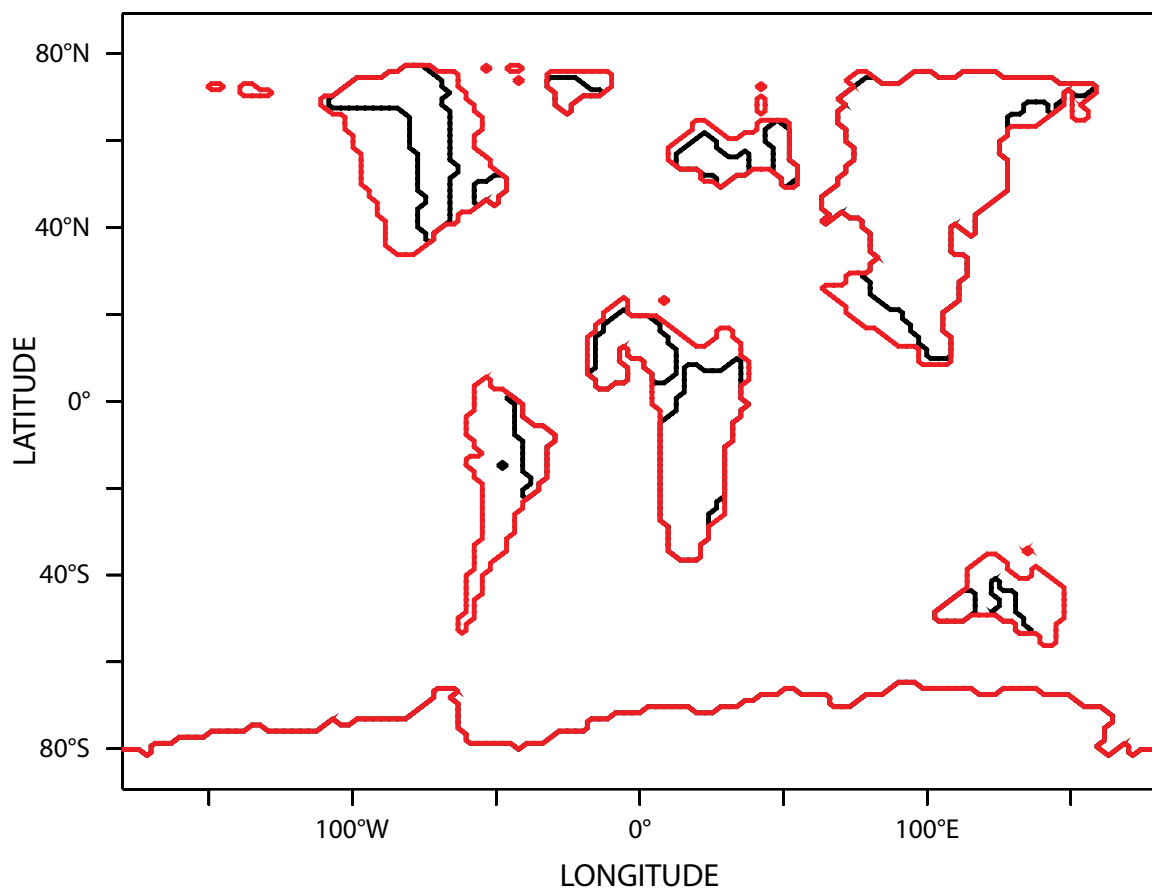


Figure 5.2. Terres émergées communes aux paléogéographies remontant jusqu'au milieu du Crétacé (115 Ma, contour noir) ou jusqu'à la fin du Crétacé (70 Ma, contour rouge).

Malgré leurs inconvénients, les deux limitations discutées ci-dessus n'empêchent pas la faisabilité d'une simulation possédant une paléogéographie Cénozoïque, ce qui est malheureusement le cas de la dernière limitation. Afin de représenter au mieux le monde actuel, le modèle NEMO intègre des paramétrisations pour les échanges d'eau au niveau des détroits, notamment dans ses configurations ORCA2 et ORCA1. En effet, la dynamique des courants océaniques nécessitent la présence d'au moins deux points de grille. Avec une configuration ORCA2, cela implique une largeur de détroit d'au moins 4° de latitude. Les détroits de Gibraltar ou au niveau de l'Indonésie sont souvent larges de moins de 100 ou 50 km et nécessitent donc des paramétrisations adaptées afin de bien représenter les flux d'eau. Ces paramétrisations sont codées en dur (c'est-à-dire que ce n'est pas un paramètre modifiable par les données fournies en entrée du modèle), il est donc nécessaire de réécrire une partie du code de NEMO (afin de ne pas prendre en compte ces paramétrisations) avant de pouvoir utiliser celui-ci avec une paléogéographie ancienne. De plus, il est probable que d'autres paramétrisations de ce type soient présentes en dur dans le modèle et nécessitent également des modifications préalables à toute utilisation en paléoclimatologie ancienne.

2.2. Conditions initiales et aux limites

Quatre simulations ont été réalisées avec le modèle couplé de l'IPSL. La première est une simulation de contrôle préindustriel tandis que les trois autres bénéficient de conditions « Eocène » particulières : masque terre/océan altéré, état initial de l'océan et composition atmosphérique différents, absence de calotte de glace.

Dans le détail (Fig. 5.3), les trois simulations « Eocène » correspondent à 1) une expérience possédant le masque terre/océan actuel (i.e. Panama Fermé et Drake Ouvert, CP/OD ou CTRL), 2) une dont le passage de Panama est ouvert (i.e. Panama Ouvert et Drake Ouvert, OP/OD) et 3) une dont le passage de Drake est fermé en maintenant le passage de Panama ouvert (i.e. Panama Ouvert et Drake Fermé, OP/CD). Dans le cas de ces deux dernières simulations, la topographie et bathymétrie dans les zones non altérées sont celles de l'actuel. Le cas Panama Fermé et Drake Fermé (CP/CD) n'a pas été envisagé ici car il ne correspond à aucune réalité géologique.

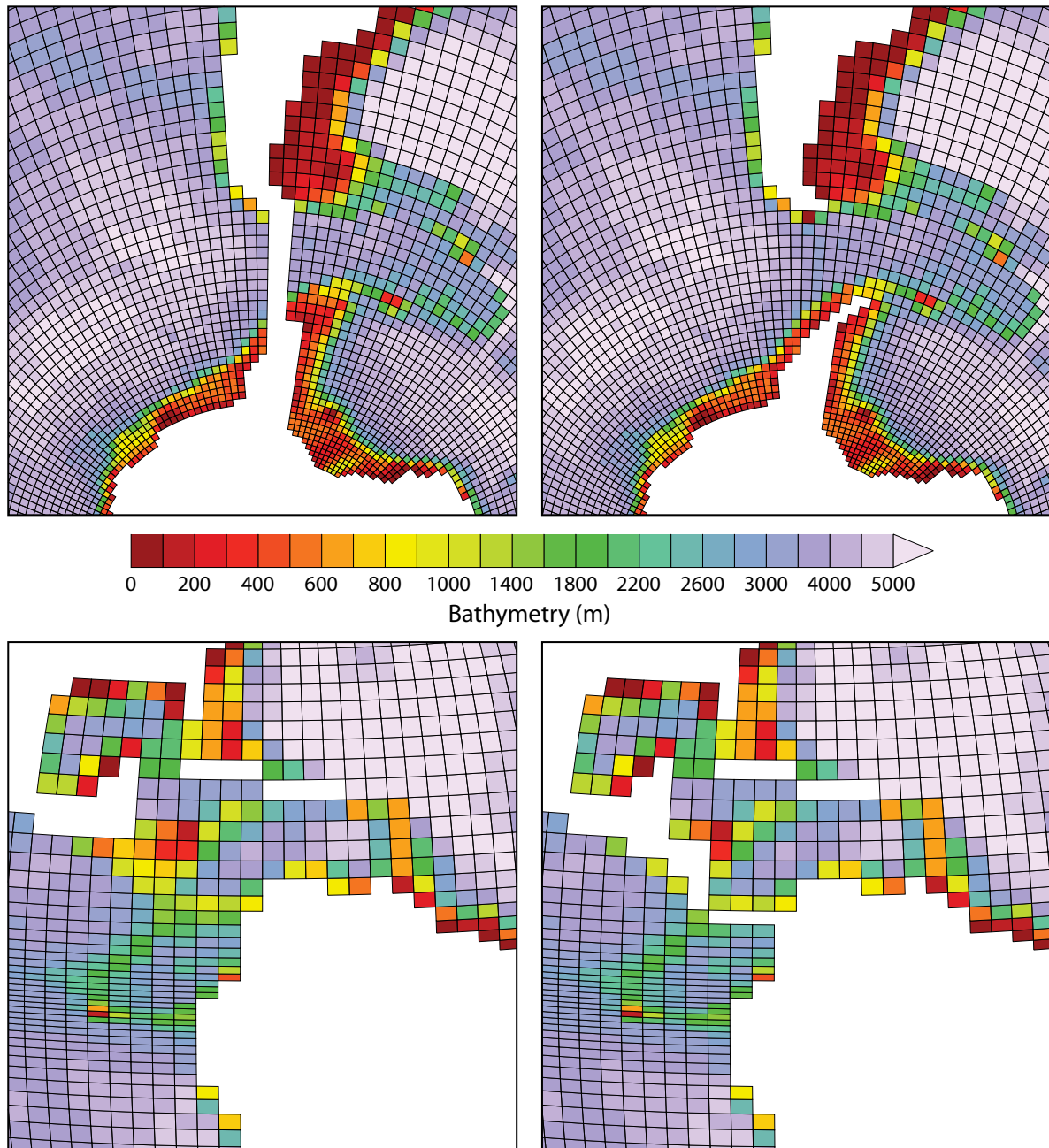


Figure 5.3. Configuration des passages de Drake (ouvert ou fermé, figures droite et gauche en haut, respectivement) et de Panama (ouvert ou fermé, figures gauche et droite en bas, respectivement).

Par rapport aux enregistrements de données, les taux moyens de CO_2 survenant au cours de ces différentes conditions paléogéographiques sont assez variables (voir Chapitre I). Chronologiquement, au cas le plus ancien, OP/CD, en vigueur approximativement au début de l'Eocène (50 Ma), sont associés des taux de CO_2 relativement élevés, aux alentours de 1000 ppm ou plus (Beerling and Royer, 2011). La phase d'ouverture du passage de Drake jusqu'à sa profondeur et son extension actuelle couvre une bonne partie du Cénozoïque, entre

50 et 20 Ma environ ; les concentrations en CO₂ associées à ce cas (OP/OD) sont donc multiples et comprises entre 400 et plus de 1000 ppm (e.g., Pagani et al., 2005; Beerling and Royer, 2011). Enfin, le dernier cas correspond à l'actuel et est une approximation relativement bonne des derniers millions d'années. Les taux de CO₂ associés sont donc faibles (< 400 ppm, Beerling and Royer, 2011). Afin d'isoler la réponse climatique à la paléogéographie en conditions plus chaudes, la pCO₂ a été maintenue constante entre les simulations à une valeur de 1120 ppm correspondant environ aux concentrations caractéristiques de l'Eocène.

Dans la même optique, les calottes de glace présentes actuellement en Antarctique et au Groenland ont été retirées et remplacées par un mélange de végétation compatible avec la végétation présentes de nos jours aux hautes latitudes de Sibérie ou d'Alaska (i.e. 5% de sol nu, 25% d'arbustes et 70% d'herbe de type C₃).

Enfin, l'état initial en température et salinité de l'océan a également été modifié pour simuler un océan initialement chaud et pour ne pas « prédisposer » l'océan à un état final possible, ce qui est le cas si on part de l'état initial provenant des observations de Levitus (1982) qui est communément utilisé en modélisation¹. De manière similaire à, e.g., Huber and Sloan (2001) ou von der Heydt and Dijkstra (2006), la salinité a donc été uniformément fixée à 34.5 g.L⁻¹ dans tout l'océan, tandis que la température initiale suit un profil latitude/profondeur selon l'équation suivante, dont les valeurs à l'équateur et aux pôles sont en accord avec les données de Bijl et al. (2009) (Fig. 5.4) :

Pour $k < K_T$,

$$T(y, k) = \frac{k}{K_T \left(1 - e^{-\frac{y_{max}^2}{\sigma^2}}\right)} \left((T_{pole} - T_{eq}) e^{-\frac{y^2}{\sigma^2}} + (T_{eq} - T_T) e^{-\frac{y_{max}^2}{\sigma^2}} + T_T - T_{pole} \right) \\ + \frac{1}{1 - e^{-\frac{y_{max}^2}{\sigma^2}}} \left((T_{eq} - T_{pole}) e^{-\frac{y^2}{\sigma^2}} - T_{eq} e^{-\frac{y_{max}^2}{\sigma^2}} + T_{pole} \right)$$

¹ Notons que dans les chapitres précédents de cette thèse, les simulations sont soit initialisées avec des conditions actuelles (chapitre IV) soit en augmentant d'une dizaine de degrés les températures océaniques (chapitre II et III) pour favoriser la convection. Le choix de conditions initiales actuelles ou plus chaudes n'est pas arbitraire, il correspond simplement à la chronologie des simulations réalisées, les plus anciennes étant initialisées avec des conditions actuelles.

CHAPITRE V

Pour $k > K_T$,

$$\frac{k - K_T}{K - K_T} (T_{bot} - T_T) + T_T$$

avec y la latitude, k la profondeur, K_T et K respectivement la profondeur du bas de la thermocline (prise constante) et la profondeur maximale, y_{max} la latitude maximale (i.e. $\pm 90^\circ$) et σ un facteur ajustable pour le gradient latitudinal de température.

T_{eq} , T_{pole} , T_T et T_{bot} correspondent respectivement à la température de surface à l'équateur, à la température de surface aux pôles, à la température du bas de la thermocline et à la température du fond de l'océan sachant que ces deux dernières sont considérées dans notre cas comme uniforme selon la latitude à l'état initial. De plus, il n'y a pas de différences zonales de température. On obtient les profils suivants à différentes profondeurs pour $K = 5500$ m, $K_T = 360$ m, $\sigma = 360^\circ$, $T_{eq} = 36^\circ\text{C}$, $T_{pole} = 9^\circ\text{C}$, $T_T = 8^\circ\text{C}$ et $T_{bot} = 7^\circ\text{C}$:

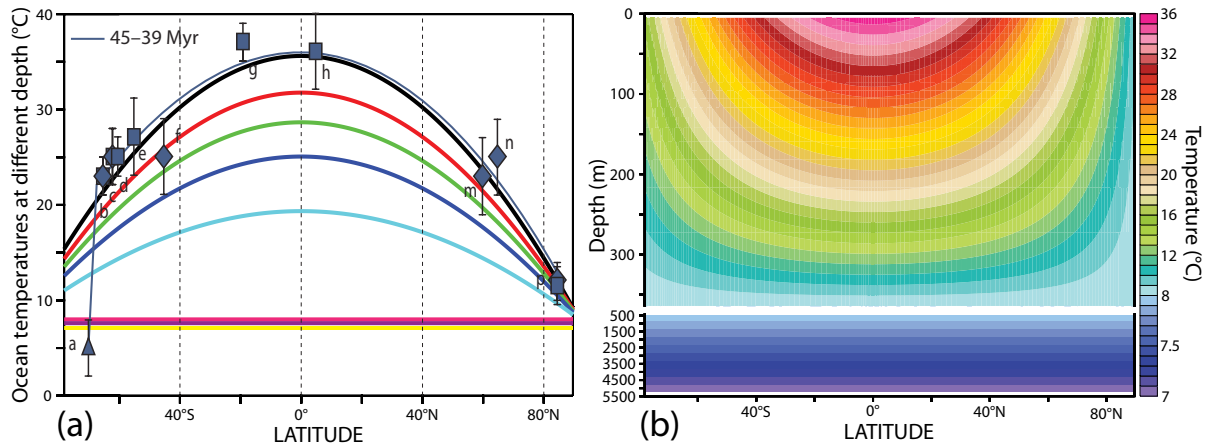


Figure 5.4. (a) Profils latitudinaux de température à différentes profondeurs : SST (en noir), 55 m (rouge), 95 m (vert), 140 m (bleu), 215 m (cyan), 365 m (rose), 2290 m (violet) et 4750 m (jaune). Les carrés bleus sont des données de SST (avec la meilleure estimation du profil latitudinal en bleu fin) pour la période 45 – 39 Ma extraites de Bijl et al. (2009). Noter la bonne corrélation entre les données de SST et le profil imposé en surface (courbe noire). (b) Température initiale de l'océan en fonction de la latitude et de la profondeur.

L'axe des latitudes est tronqué dans l'Hémisphère Sud car la grille du modèle océanique NEMO s'arrête à 78°S.

CHAPITRE V

Les quatre simulations ont tourné chacune 1000 ans. Bien que cette durée soit un peu courte par rapport au temps d'équilibrage de l'océan profond, les figures présentées en Annexe C montrent que l'océan est proche de l'équilibre.

3. Premiers résultats de dynamique

3.1. Comparaison entre le contrôle préindustriel et le contrôle « Eocène »

Variable	Preindustrial Control	CP/OD 1120 ppm	OP/OD 1120 ppm	OP/CD 1120 ppm
Surf. Temp. (°C)	13.14	22.22	21.84	21.81
Sp. Hum. 500 hPa (g/kg)	0.90	2.21	2.15	2.08
Rel. Hum. 500 hPa (%)	46.2	43.7	43.5	43.3
Nettop (W.m ⁻²)	0.19	0.82	0.85	0.87
Tops0 (W.m ⁻²)	289.9	296.3	295.9	295.9
Top10 (W.m ⁻²)	268.5	279.7	279.2	279.2
$\sigma.T^4$ (W.m ⁻²)	380.9	431.6	429.3	429.2
Total GE (W.m ⁻²)	144.4	181.2	179.2	178.7
CLR GE (W.m ⁻²)	112.4	151.8	150.1	150.0
Planetary albedo	0.307	0.264	0.265	0.264
CLR Surface albedo	0.129	0.108	0.109	0.109
SWCF (W.m ⁻²)	-53.2	-45.0	-44.9	-44.6
LWCF (W.m ⁻²)	32.0	29.4	29.1	28.8
CF (W.m ⁻²)	-21.2	-15.7	-15.9	-15.9

Tableau 5.1. Principales variables climatiques en moyenne annuelle et globale.

Surf. Temp. = Température de surface, *Sp. (Rel.) Hum.* = Humidité spécifique (relative), *Nettop* = déséquilibre radiatif au sommet de l'atmosphère, *Tops0* = Flux solaire net (ondes courtes) au sommet de l'atmosphère, *Top10* = Flux net émis par la Terre (ondes longues) au sommet de l'atmosphère, *GE* = effet de serre, *CLR* = sans nuages, *SWCF* = forçage radiatif des nuages sur les ondes courtes, *LWCF* = forçage radiatif des nuages sur les ondes longues, *CF* = forçage radiatif total dû aux nuages.

Du fait du taux de CO₂ quatre fois plus important et de l'absence de calotte de glace, la simulation CP/OD (qui est donc une simulation de type contrôle en conditions chaudes, dans le sens où elle possède le même masque Terre/Océan) possède une température globale en moyenne annuelle d'environ 22.2 °C, soit 9 °C de plus que la simulation de contrôle

préindustrielle (Tableau 5.1). Il faut noter au passage que le modèle IPSLCM5 possède un biais froid connu dans les simulations préindustrielles (Kageyama et al., 2013). La simulation CP/OD absorbe plus d'énergie solaire (Tops0), car l'albédo planétaire terrestre est plus faible, essentiellement car les calottes de glace ont été retirées (CLR Surface albedo) et à cause de changements dans les couches nuageuses, notamment des nuages bas qui réfléchissent une part importante du rayonnement solaire. On voit en effet que le SWCF (*Short Wave Cloud Forcing*) est fortement réduit dans CP/OD par rapport au contrôle préindustriel, ce qui traduit une diminution des nuages bas à l'échelle globale. En revanche, la différence de LWCF (*Long Wave Cloud Forcing*) est plus faible mais diminue également dans la simulation CP/OD, ce qui indique que l'effet de serre dû aux nuages est légèrement plus important dans le contrôle préindustriel qui possède une proportion légèrement plus importante de nuages hauts. Cependant, l'effet de serre total est bien évidemment plus fort dans la simulation CP/OD à cause de l'augmentation en CO₂ ainsi qu'à la plus grande quantité d'eau présente dans l'atmosphère (humidité spécifique). L'anomalie de température de surface de l'océan par rapport au contrôle préindustriel montre un océan plus chaud de plusieurs degrés en particulier dans l'Atlantique Nord, où cette augmentation atteint une dizaine de degrés (Fig. 5.5). L'anomalie de salinité montre une distribution contrastée, avec un Atlantique et des gyres subtropicales enrichis en sel tandis que le reste de l'océan devient moins salé. Une évaporation plus importante liée à l'augmentation de température pourrait expliquer la salinité accrue dans les gyres, notamment dans l'Atlantique. Ces anomalies sont globalement cohérentes avec l'intensification de la circulation thermohaline observée sur la figure 5.6.

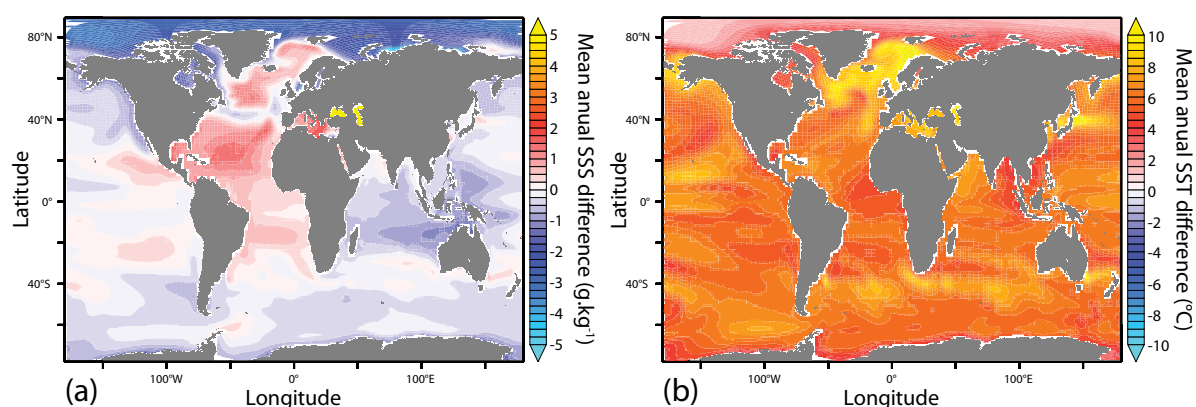


Figure 5.5. Anomalie de salinité (a) et de température de surface (100 m) (b) entre le contrôle « Eocène » à 1120 ppm et la contrôle préindustriel.

Enfin, notons que les différentes simulations aux conditions « Eocène » ont un bilan radiatif quasiment identique, avec une influence nuageuse similaire. La réponse énergétique du climat est donc essentiellement locale.

3.2. Etat préalable à l'ouverture du passage de Drake

Lorsque le passage de Drake est fermé, la circulation océanique est bien différente de celle d'aujourd'hui. Elle s'établit dans un équilibre possédant une asymétrie latitudinale extrêmement forte. Les zones de formation d'eaux profondes (c'est-à-dire, les zones de plongées des eaux) sont exclusivement localisées autour de l'Antarctique, notamment dans la mer de Weddell (Atlantique Sud) et dans la mer de Ross (Pacifique Sud). Ceci engendre au niveau global une immense cellule méridienne de retournement jusqu'à 40°N (Fig. 5.6).

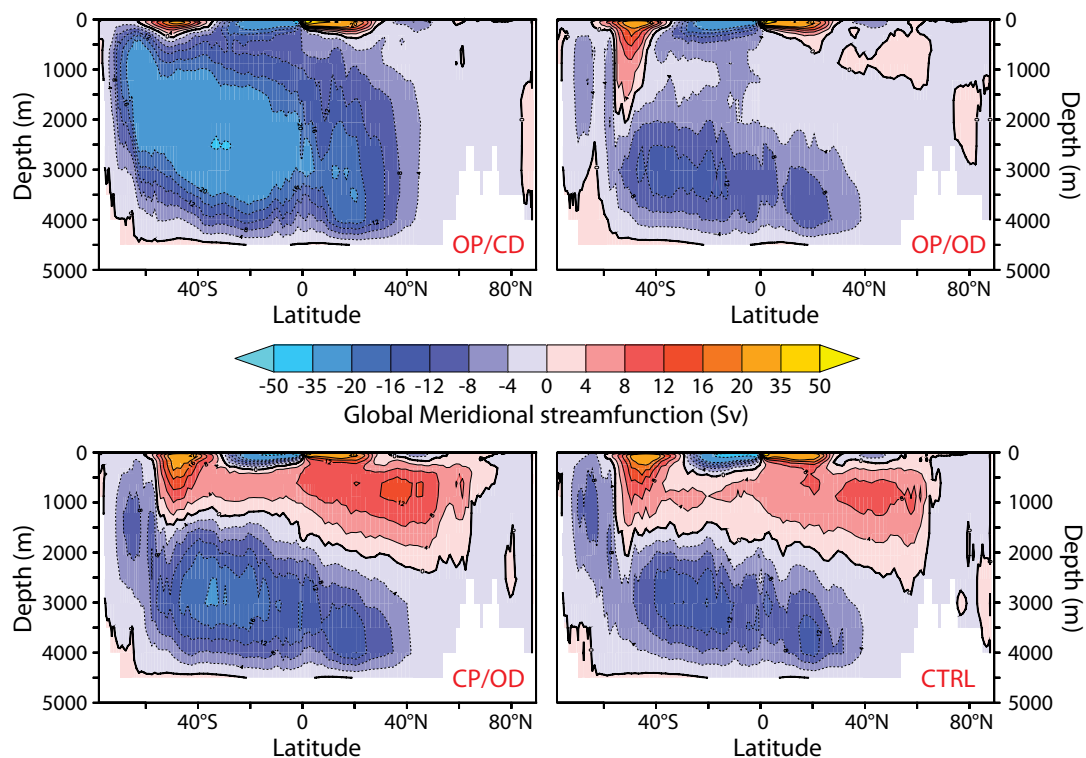


Figure 5.6. Circulation méridienne globale de retournement pour les quatre simulations.

Celle-ci est nourrie par l'apport d'eaux profondes autour de l'Antarctique, eaux qui plongent jusqu'au fond de l'océan. L'intensité de cette cellule atteint 50 Sv vers 30°S et 2500

m. Cette circulation asymétrique lorsque le passage de Drake est fermé est une caractéristique qui a également été démontrée avec d'autres modèles, incluant des modèles d'océan forcés (Mikolajewicz et al., 1993) et des modèles couplés (Yang et al., 2013).

Lorsque Drake est fermé, la seule connexion entre les océans Atlantique et Pacifique se fait au niveau de Panama. Dans nos simulations, on observe un flux de surface de l'Atlantique vers le Pacifique (Fig. 5.7) en réponse aux alizées (vents d'Est), tandis que plus en profondeur, un flux important est dirigé dans le sens inverse, du Pacifique vers l'Atlantique. Cette inversion du sens du flux d'eau à travers Panama avec la profondeur est un résultat également démontré par Lunt et al. (2008b) et Sepulchre et al. (2014), au contraire de Yang et al. (2013) qui simulent un export Pacifique vers Atlantique sur toute la colonne d'eau, peut-être à cause d'une géométrie du passage de Panama ou de conditions initiales différentes.

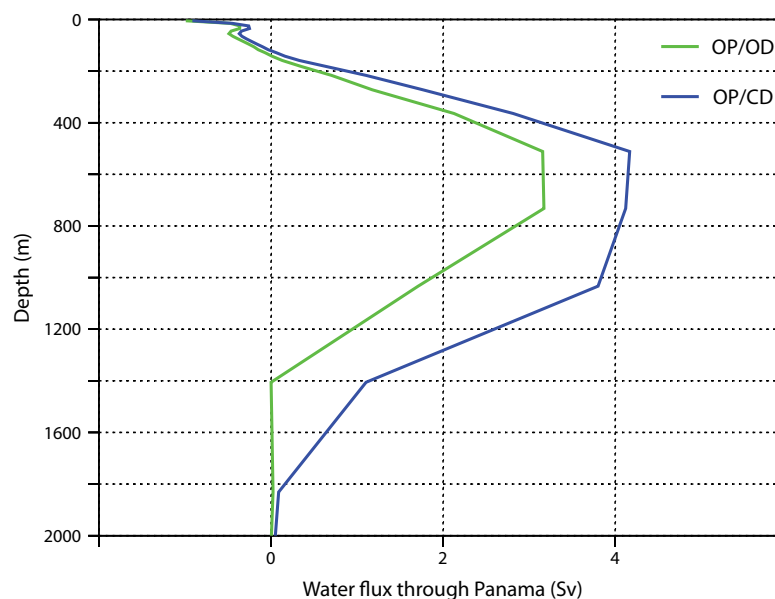


Figure 5.7. Profils verticaux du flux d'eau à travers le passage de Panama pour les simulations avec Panama ouvert et Drake ouvert (vert) et fermé (bleu).

En intégrant le flux net sur toute la colonne d'eau et sur toute la largeur du passage on obtient une valeur de 16.4 Sv (Tableau 5.2). Il est intéressant de diagnostiquer d'autres flux dans cette région assez complexe. En calculant le transport d'eau au niveau de deux « détroits » (Antilles et Floride, Fig. 5.8), on constate qu'en surface (définie pour les diagnostics comme les 300 premiers mètres), les eaux proviennent essentiellement de la branche sud de la gyre d'Atlantique Nord (11.7 Sv dirigés vers l'Ouest au niveau des

CHAPITRE V

Antilles) et sont ensuite subdivisées. La première composante traverse Panama mais est compensée par un flux de retour provenant du Pacifique (donc un flux net de 0.4 Sv du Pacifique vers l'Atlantique sur les 300 premiers mètres). Le flux net sur les 100 premiers mètres reste néanmoins bien dirigé de l'Atlantique vers le Pacifique (Fig. 5.7). L'autre composante traverse le détroit de Floride (12.7 Sv). En profondeur, le flux net à travers Panama provient donc du Pacifique (16 Sv) et est subdivisé en une composante (11.8 Sv) qui compense quasi-exactement le flux de surface traversant les Antilles et une composante qui traverse le détroit de Floride (3.5 Sv). Il faut noter qu'une partie des eaux profondes remonte par upwelling, ce qui permet d'équilibrer le bilan d'eau (modulo la quantité Précipitation – Evaporation + Ruissellement). Le flux d'eau traversant le détroit des Antilles en profondeur rejoint l'intense courant qui borde le Brésil sur toute la colonne d'eau (Tableau 5.2 et Fig. 5.8), ce qui permet d'apporter des eaux chaudes tropicales dans l'Océan Austral (Yang et al., 2013).

Current water transport (Sv)	Preindustrial Control	CP/OD 1120 ppm	OP/OD 1120 ppm	OP/CD 1120 ppm
ACC	93.4	128.8	137.0	n.a.
Gulf Stream (0-1000 m)	34	31.7	22.2	23.1
South Brazil	-39.3	-37	-44.3	-60.3
South Brazil (< 300 m)	-11.6	-8.7	-12.9	-21.5
South Brazil (> 300 m)	-27.7	-28.3	-31.4	-38.8
Panama	n.a.	n.a.	7.6	16.4
Panama (< 300 m)	n.a.	n.a.	-2.6	0.4
Panama (> 300 m)	n.a.	n.a.	10.2	16
Antilles	-20.7	-21.5	-9.5	0.1
Antilles (< 300 m)	-13.6	-14.8	-15.3	-11.7
Antilles (> 300 m)	-7.1	-6.7	5.8	11.8
Floride	20.6	21.4	17	16.2
Floride (< 300 m)	14.7	15.4	13.3	12.7
Floride (> 300 m)	5.9	6	3.7	3.5

Tableau 5.2. Transport d'eau à travers différentes sections géographiques (Fig. 5.8). Le transport zonal est pris positif vers l'Est et le transport méridional positif vers le Nord.

3.3. Ouverture du passage de Drake

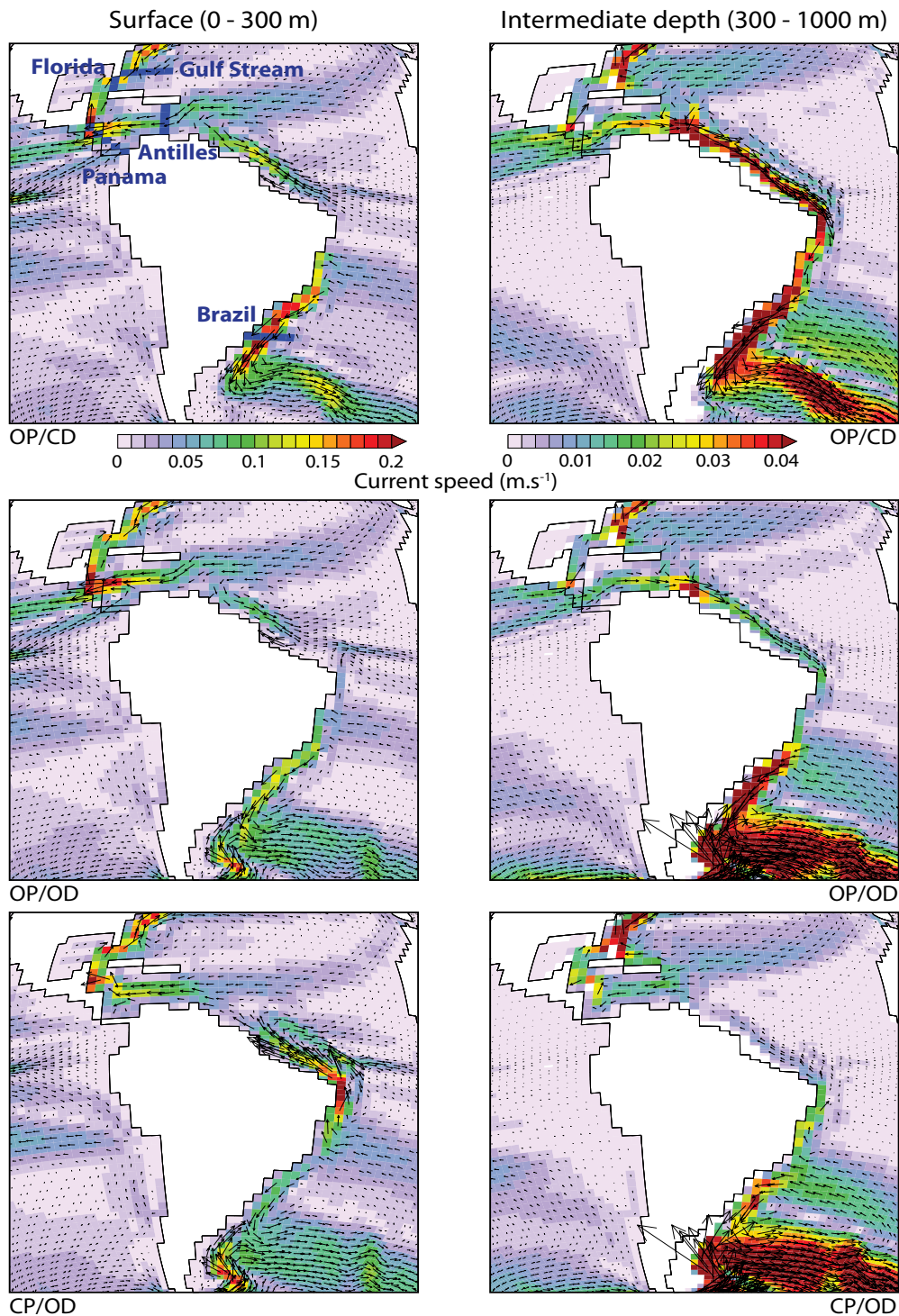


Figure 5.8. Courant de surface (0 – 300 m) et courants profonds (300 – 1000 m) pour les trois simulations « Eocène » avec différentes configurations de passages (OP/CD, OP/OD et CP/OD). Les différentes sections du Tableau 5.2 sont représentées sur la figure du haut à gauche.

CHAPITRE V

Lorsque le passage de Drake s'ouvre, la réorganisation principale s'opère bien évidemment dans l'Océan Austral avec la mise en place de l'ACC proprement dit et la disparition du fort contre-courant Antarctique qui existe dans le Pacifique Austral lorsque le passage est fermé. L'apparition de l'ACC (qui atteint 138 Sv au passage de Drake) déstabilise complètement la circulation thermohaline en place dans une configuration avec passage de Drake fermé. La formation d'eaux profondes autour de l'Antarctique ainsi que la circulation méridienne de retournement dans l'Hémisphère Sud (de 50 à 15 Sv environ, Fig. 5.6) sont fortement réduites et la cellule de Deacon s'approfondit à 2000 m à cause de l'ACC. Au niveau de Panama, il s'opère également une réorganisation de l'échange d'eau avec un export total bien moins important (7.6 au lieu de 16.4 Sv). En surface, le flux Atlantique vers Pacifique s'intensifie engendrant un flux net vers le Pacifique de 2.6 Sv tandis qu'en profondeur, le flux Pacifique vers Atlantique est plus faible (10.2 Sv). Cette intensification résulte d'un apport accru à travers les Antilles (15.3 Sv), dont le flux net, contrairement à la configuration précédente, n'est pas nul mais fortement dirigé vers le Pacifique (9.5 Sv). En effet, en profondeur, le flux vers l'Atlantique à travers les Antilles diminue (de 11.8 à 5.8 Sv) et ne compense donc pas le flux de surface. Cette diminution est cohérente avec la baisse du transport par le courant du Brésil dans l'Atlantique Sud (de 60 Sv à 44 Sv, Fig. 5.8), également noté par Yang et al. (2013) lorsque le passage de Drake s'ouvre. S'en suit une réduction de l'apport d'eaux chaudes et salées dans l'Atlantique Austral et en conséquence, le transport de chaleur vers le pôle Sud diminue (Fig. 5.9) tandis qu'un refroidissement accompagné d'une baisse de salinité (principalement dans l'Atlantique Sud et autour de l'Antarctique) est observé dans l'Océan Austral (Fig. 5.10). Conjointement, l'Hémisphère Nord se réchauffe légèrement et le reste des océans devient plus salé, ce qui a également été montré par Fyke et al. (2015).

Dans l'Hémisphère Nord, plusieurs modèles couplés ont montré que la configuration OP/OD, c'est-à-dire avec les deux passages ouverts, permettait de maintenir une formation, plus faible, de NADW dans l'Atlantique Nord (Yang et al., 2013; Fyke et al., 2015). Dans les simulations présentées ici, il n'y a pas de formation de NADW lorsque le passage de Drake s'ouvre en présence d'un passage de Panama ouvert. En effet, si l'ouverture de Drake produit une redistribution de la salinité dans l'océan, l'Atlantique Nord ne subit que peu de modifications de salinité à l'exception des très hautes latitudes, contrairement aux études mentionnées qui trouvent un Atlantique Nord beaucoup plus salé globalement. Il n'y a donc pas de réelle formation de NADW, bien qu'un approfondissement de la couche de mélange soit observé dans les zones plus salées de l'Atlantique Nord suite à l'ouverture de Drake. Ces

CHAPITRE V

deux études ne donnent que peu de détails sur les conditions initiales utilisées, notamment sur l'état de départ de l'océan mais il est possible, dans le cas où l'océan est initialisé à partir d'un état possédant une formation de NADW assez forte, que leurs modèles démontrent une certaine stabilité à la circulation thermohaline en vigueur au départ de leurs simulations. Dans les présentes simulations, l'océan est initialisé dans un état « idéalisé » qui n'est donc pas potentiellement biaisé vers un état prédéfini.

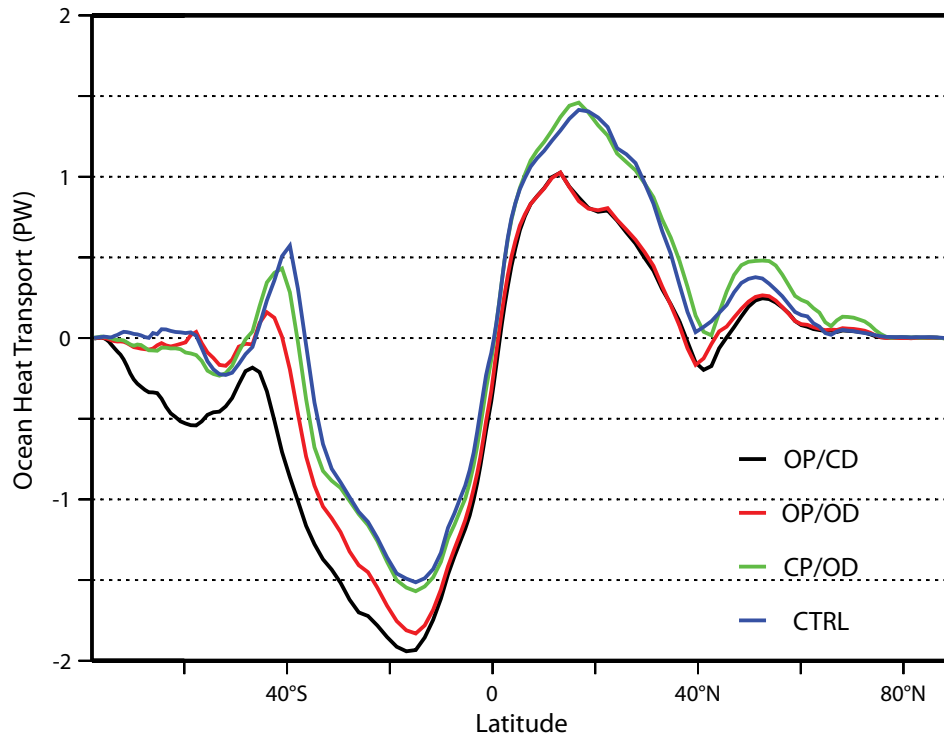


Figure 5.9. Transport de chaleur océanique en moyenne zonale pour les quatre simulations.

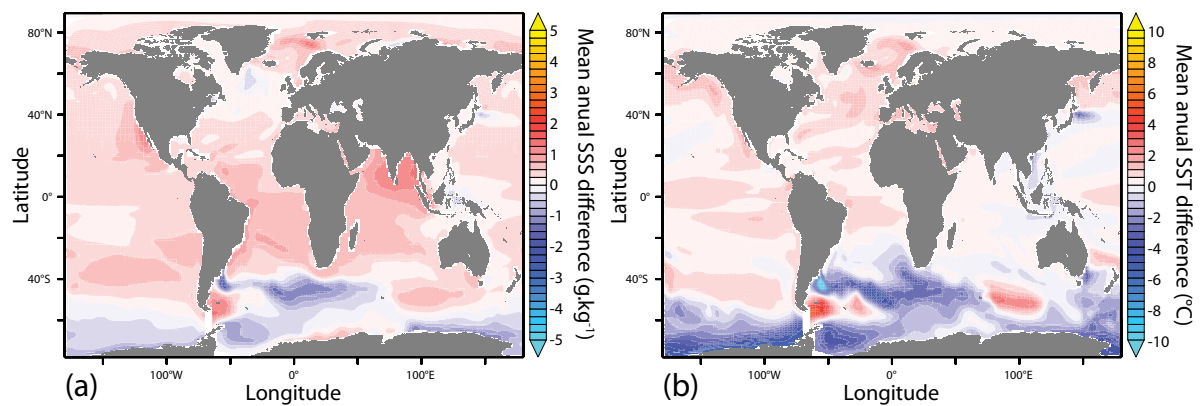


Figure 5.10. Anomalie de salinité (a) et de température (b) lors de l'ouverture du passage de Drake.

3.4. Fermeture du passage de Panama

La fermeture de Panama génère également de nombreuses modifications dans la circulation thermohaline (Fig. 5.6), la plus importante étant bien évidemment la mise en place de la NADW donc de la formation d'eaux profondes dans l'Hémisphère Nord. La circulation thermohaline est quasi-identique à celle obtenue dans la simulation de contrôle préindustriel. La NADW et l'AABW sont cependant un peu plus intenses dans la simulation « Eocène ». Par rapport à la configuration avec Panama ouvert, il y a aussi une intensification de la formation d'eaux profondes autour de l'Antarctique. La fermeture de Panama et la réorganisation de la circulation thermohaline impacte fortement les gradients interbassins de salinité et de température en surface (Fig. 5.11). L'Hémisphère Nord ainsi que les côtes de l'Antarctique se réchauffent alors que l'Hémisphère Sud se refroidit. De plus l'Atlantique Nord, l'Arctique et le pourtour de l'Antarctique deviennent également plus salés tandis que l'Hémisphère Sud ainsi que le Pacifique Nord montrent une anomalie négative de sel par rapport à la simulation avec Panama et Drake ouverts.

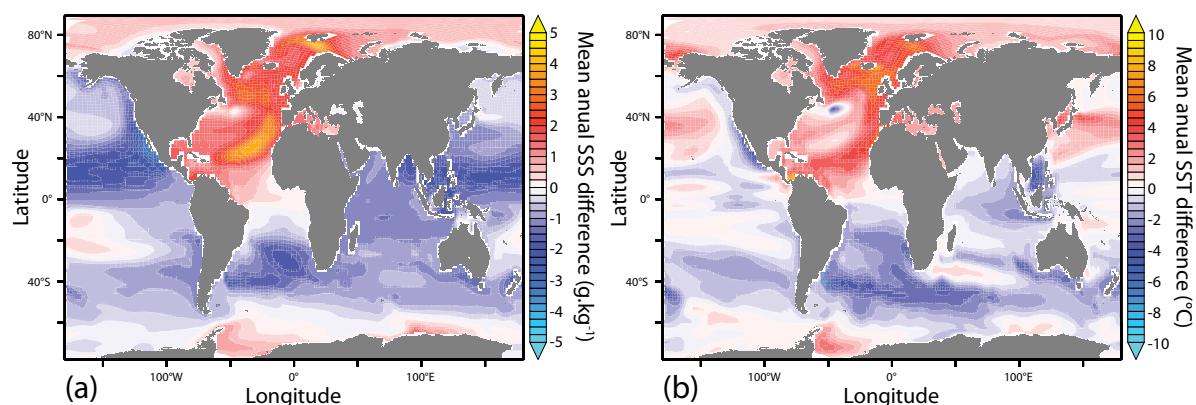


Figure 5.11. Anomalie de salinité (a) et de température (b) lors de la fermeture du passage de Panama.

Bien évidemment, puisque Panama est fermé, tout le flux d'eau passant dans les Antilles sort des Caraïbes par la Floride. Ce flux d'eau chaude et salé est beaucoup plus intense, puisque par rapport aux simulations avec Panama ouvert la direction du flux est inversée (Fig. 5.8), car il est nourrit par le courant au nord du Brésil, qui s'inverse jusqu'aux profondeurs intermédiaires (0 – 1000 m). Notons que si ce courant est dirigé vers le Nord

CHAPITRE V

lorsque Panama est fermé, ce n'est pas le cas plus en profondeur. La branche abyssale de la NADW longe en effet le Brésil en direction du Sud. D'autre part, le Gulf Stream s'intensifie également, ce qui est attendu dans la mesure où la plongée des eaux en Atlantique Nord entraîne l'advection des eaux subtropicales vers le Nord.

Les changements induits par la fermeture du passage de Panama dans les simulations présentées sont donc en accord avec les travaux antérieurs (Lunt et al., 2008b; Sepulchre et al., 2014; Fyke et al., 2015).

4. Discussion et conclusion

Les études antérieures montrent de manière générale que la mise en place de la NADW et de la circulation thermohaline actuelle résulte de l'arrêt ou de l'affaiblissement de l'invasion de l'Atlantique Nord par des eaux moins salées, donc moins denses, provenant du Pacifique. Cette situation apparaît bien évidemment si le passage de Panama est fermé (Sepulchre et al., 2014) mais également, dans certains modèles couplés récents, lors de l'ouverture du passage de Drake en conjonction avec un Panama ouvert (Yang et al., 2013; Fyke et al., 2015).

Or ce lien mécanistique principal n'est pas évident dans nos simulations, malgré l'absence de NADW en présence de la configuration avec les deux passages ouverts. En effet, lorsque Panama est ouvert (avec Drake ouvert ou fermé), la première analyse, assez basique, présentée dans ce manuscrit montre que le gradient de densité entre les eaux subtropicales Pacifique et Atlantique est faible dans nos simulations par rapport aux conditions préindustrielles (Fig. 5.12), probablement utilisées comme conditions initiales dans la plupart des études précédentes. L'invasion de l'Atlantique Nord par des eaux moins salées n'est donc pas le forçage principal engendrant l'absence de formation de NADW dans le modèle. Ceci montre bien l'influence des conditions initiales sur les mécanismes invoqués. En effet, dans le cas où la plupart des études précédentes auraient un état de départ correspondant au préindustriel, ce qui n'est pas vérifiable (car non mentionné dans les articles) mais très plausible, il est évident que l'ouverture de Panama va provoquer un mélange entre les eaux salées de l'Atlantique et celles moins salées du Pacifique. Mais ce gradient de salinité interbassin existe seulement dans la mesure où, au préindustriel, la NADW est déjà en place. Dans le cas où aucune hypothèse n'est faite *a priori* sur l'état initial de l'océan, les résultats présentés ici montrent l'absence de gradient de salinité entre Pacifique et Atlantique lorsque Panama est ouvert, et donc l'absence de formation de NADW.

En revanche, il est intéressant de remarquer que l'état de départ « idéalisé » de l'océan avec une configuration Terre/Océan actuelle n'empêche pas la circulation thermohaline de s'établir dans la configuration actuelle. Ceci tend à indiquer que les caractéristiques géographiques, topographiques et bathymétriques actuelles favorisent le développement d'une circulation océanique bipolaire, avec des zones de formation d'eaux profondes dans chaque hémisphère.

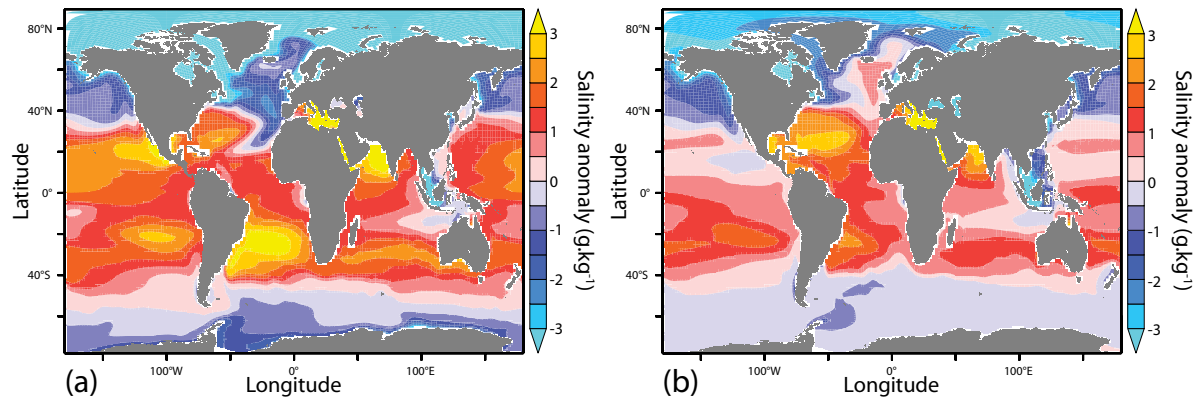


Figure 5.12. Anomalie de salinité par rapport à une référence arbitraire de 34.5 g/kg (a) dans la configuration Panama ouvert et Drake ouvert et (b) dans la simulation de contrôle préindustriel.

Pour conclure, les résultats d'une première analyse relativement basique centrée sur la circulation océanique ont été présentés. Celle-ci porte sur trois simulations « Eocène » dont l'état de départ de l'océan est idéalisé et qui sont caractérisées par une configuration Terre/Océan actuelle à l'exception des géométries des passages de Panama et de Drake pour deux d'entre elles ainsi que l'absence de calottes de glace et une concentration de 1120 ppm dans l'atmosphère. Les résultats obtenus sont globalement cohérents avec les travaux précédents en terme de circulation océanique, notamment pour la simulation avec un passage de Drake fermé et pour celle avec le masque Terre/Océan actuel. Il semblerait qu'une raison majeure pour expliquer les différences constatées avec les résultats préalables réside dans la différence de conditions initiales, en particulier de l'état de l'océan, mais de plus amples analyses sont nécessaires afin de répondre complètement à cette question.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Conclusions

L'objectif de cette thèse était d'apporter une contribution à la compréhension des interactions climat-calottes de glace, en particulier les entrées en glaciation, en discutant notamment de l'influence de la paléogéographie et du CO₂ sur la mise en place de ces calottes. En effet, bien que restreint au Crétacé-Paléogène, l'étude de ces interactions est complexe et très vaste, et de nombreux axes de travail peuvent être envisagés pour apporter des réponses pertinentes à ce sujet. Cette thèse n'a donc pas la prétention d'être exhaustive mais de proposer et de tester certaines idées.

Mon choix s'est porté sur deux axes principaux, sur lesquels je vais revenir, en rappelant les résultats, en explicitant les outils utilisés et en discutant leur pertinence. Ces deux axes correspondent à deux périodes différentes au cours desquelles une ou plusieurs glaciations surviennent, dont la portée varie beaucoup : le Crétacé et la transition Eocène-Oligocène.

Le premier axe concerne donc les glaciations du Crétacé. De nombreuses études de données au cours des dernières décennies ont tempéré la vision d'un Crétacé continuellement chaud dépourvu de calottes glaciaires. Bien que la majeure partie du Crétacé soit effectivement une période de « greenhouse », il semble que des conditions plus froides aient été à l'œuvre pendant certaines périodes, avec probablement de courts épisodes glaciaires, qualifiés d'« éphémères » en raison de leur durée ($\leq \sim 10^6$ années). Les étages géologiques du Valanginien, de l'Aptien et du Maastrichtien font parties de ces périodes. Il existe également une controverse sur la possibilité qu'une glaciation de ce type se soit développée durant le Cénomanién-Turonien.

En dépit des nombreux travaux de terrain s'intéressant à ces glaciations, il n'existe aucune étude de modélisation récente qui teste ces hypothèses. J'ai donc comblé ce manque en évaluant l'influence de la paléogéographie et du CO₂ sur le potentiel développement de ces

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

calottes. J'ai utilisé pour cela une approche couplée entre un AOGCM moyenne résolution, FOAM, un AGCM à plus haute résolution, LMDz, et un ISM, GRISLI. Avec les paléogéographies du Crétacé à notre disposition (Aptien, Cénomanién-Turonien et Maastrichtien), nous avons réalisé plusieurs simulations à différents taux de CO₂. Nous avons ensuite pu évaluer, grâce à une méthodologie simple mais bien calibrée, si les sorties climatiques issues de ces simulations permettaient, ou non, l'englacement de l'Antarctique et des hautes latitudes Nord. Nos résultats indiquent que la paléogéographie est à même de freiner l'expansion de glaces sur Terre, puisque les simulations possédant une paléogéographie caractéristique du Cénomanién-Turonien ne permettent pas l'apparition de calottes de glace, malgré un taux de CO₂ dans l'atmosphère faible tandis que les paléogéographies de l'Aptien et du Maastrichtien y sont favorables sur l'Antarctique. Cette particularité du Cénomanién-Turonien est liée à une augmentation du transport de chaleur océanique vers le pôle Sud générant un accroissement des températures et de l'humidité au dessus de l'Antarctique suffisante pour contrecarrer le développement de la calotte. Ces résultats confirment la possibilité que des glaciations aient eu lieu durant certaines périodes froides du Crétacé (Aptien, Maastrichtien) en cas de concentrations faibles en CO₂ dans l'atmosphère. Ils permettent de plus d'infirmer l'hypothèse selon laquelle un épisode glaciaire a pu exister durant le Cénomanién-Turonien et, au contraire, sont en accord avec l'identification de cette période en tant qu'Optimum Climatique. Enfin, nos résultats appuient les dernières estimations montrant des taux de CO₂ atmosphérique relativement faibles durant le Crétacé, bien que les taux en dessous desquels la concentration de CO₂ doit chuter afin d'initier des calottes de glace à l'Aptien et au Maastrichtien sont certainement dépendant des modèles utilisés.

Compte tenu du nombre de simulations réalisées pour ce travail, il n'était pas envisageable d'utiliser un modèle couplé de type IPCC, d'une part à cause du temps de calcul et d'autre part car le modèle couplé de l'IPSL n'est pas utilisable avec des configurations paléogéographiques du Crétacé. L'approche FOAM-LMDz a permis de conserver l'impact de la dynamique océanique, primordiale en cas de changement de paléogéographie, tout en conservant un temps de calcul raisonnable. Pour évaluer les possibilités d'englacement, l'utilisation du modèle de calottes de glace GRISLI était indispensable, malgré la simplicité de la méthodologie employée. Celle-ci tient au fait que l'application de méthodes de couplage climat-calottes plus sophistiquées, telle que celle développé pour la glaciation Eocène-Oligocène, nécessite des contraintes fortes sur le CO₂ et les paramètres orbitaux afin de limiter le nombre de simulations à réaliser. Pour étudier les glaciations du Crétacé, l'absence

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

de données précises de CO₂, l'absence de données relatives aux variations orbitales et l'utilisation de plusieurs paléogéographies (qui multiplient donc le nombre de simulations) ont justifié le choix d'une méthodologie simple. Au demeurant, nous avons pris soin de calibrer cette dernière par rapport à notre méthode plus complexe, pour que nos résultats aient du sens.

Le deuxième axe concerne en particulier la glaciation Eocène-Oligocène (34 – 33.5 Ma) mais de façon plus générale le changement climatique de la fin de l'Eocène. La glaciation EO a été abondamment étudiée car elle représente la dernière transition entre une Terre « greenhouse » et une Terre « icehouse », c'est-à-dire entre une Terre sans et avec calottes de glace pérennes. Cette glaciation marque l'englacement de l'Antarctique de façon abrupte et définitive, au cours de deux étapes de 50 000 ans chacune séparées par une période de 200 000 ans. La première étape voit une petite calotte de glace apparaître sur les hauteurs du continent tandis que la seconde représente une augmentation massive de la quantité de glace, suffisante pour recouvrir totalement l'Antarctique. De nombreux travaux ont mis en lumière le lien de causalité entre une importante chute de CO₂ et l'établissement de cette glaciation. D'autres ont réalisés des simulations transitoires pour modéliser le comportement de la calotte au cours de la transition. C'est ce dernier point qui m'a particulièrement intéressé. J'ai donc développé une nouvelle méthode de couplage climat-calotte permettant d'intégrer les variations orbitales et les variations de la concentration en CO₂ mais également les rétroactions liées à la croissance de la calotte (en particulier l'impact de l'albédo). Nous avons ensuite créé une matrice de simulations climatiques grâce à l'utilisation de la suite de modèles FOAM-LMDz avec une paléogéographie adaptée pour ensuite appliquer la méthode au sein du modèle GRISLI. Nos résultats, forcés par les reconstructions précises des variations d'insolation pour cette période et par des variations de CO₂ cohérentes par rapport aux dernières estimations disponibles, modélisent une évolution de la glace en très bon accord avec les données, à la fois en terme de timing (i.e., les deux phases principales de croissance de glace surviennent au bon moment) et d'amplitude (i.e., le volume de glace déposé sur l'Antarctique au cours de chacune des phases est semblable à celui reconstruit à partir des données). Nous montrons de plus que la première étape reflète l'occurrence de minimums d'insolation d'été, ce qui favorise la croissance des glaces, mais que la transition majeure au cours de laquelle l'Antarctique s'englace totalement, est causée par une forte chute de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère. Le seuil de CO₂ que nous modélisons et qui permet la glaciation totale de l'Antarctique est légèrement plus élevé que les seuils obtenus

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

précédemment, ce qui reflète l'inclusion, pour la première fois, des rétroactions liées à l'albédo de la glace.

Pour les mêmes raisons que pour le Crétacé, les simulations n'ont pas été réalisées avec un modèle couplé de classe IPCC. Ajoutons que cette méthode de couplage est actuellement en cours d'implémentation pour étudier l'englacement du Groenland au Pliocène (Tan et al., *in prep*) et qu'une variante de celle-ci a été appliquée à l'Ordovicien (Pohl et al. 2015, *submitted to PNAS*).

Le développement d'une calotte de glace est susceptible d'engendrer de nombreuses rétroactions océaniques, atmosphériques, biogéochimiques. J'ai choisi de me focaliser plus particulièrement sur l'influence potentielle de la calotte sur le développement (ou l'intensification) du Courant Circumpolaire Antarctique. En utilisant le modèle FOAM, j'ai réalisé plusieurs simulations, avec une paléogéographie caractéristique de la fin de l'Eocène, à différents CO_2 et différentes tailles de calottes. Le résultat majeur de cet article est l'impact non négligeable de la calotte de glace sur l'intensité de l'ACC. La présence d'une calotte de glace (à CO_2 maintenu constant) génère une augmentation de la surface de glace de mer et provoque un accroissement du gradient méridional de densité menant à une intensification de l'ACC. Un résultat analogue avait été trouvé par Lefebvre et al. 2012 mais l'augmentation de glace de mer était causée par une chute de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère. L'autre idée importante avancée dans notre article est que la mise en place d'un ACC intense n'est pas un événement unique mais que les variations paléogéographiques des passages de Drake et de Tasmanie, les variations de CO_2 et donc les variations de calotte de glace Antarctique ont pu modifier l'intensité de l'ACC.

Enfin, j'ai eu l'opportunité de collaborer à une étude portant sur la Mousson Asiatique à l'Eocène. La partie données de terrain de cette étude détaille les indices de moussons asiatiques intenses enregistrés dans des enregistrements sédimentaires de Birmanie et de Chine datés de l'Eocène moyen (~ 40 Ma), soit plusieurs millions d'années avant leur formation supposée. Pour la partie numérique, j'ai lancé plusieurs simulations, également réalisées avec l'approche couplée FOAM-LMDz, avec des conditions aux limites caractéristiques de l'Eocène moyen dans un premier temps, puis avec des conditions aux limites caractéristiques de la transition Eocène-Oligocène. Grâce aux simulations Eocène moyen, nous avons montré qu'une circulation de mousson semblable à l'actuelle était en place il y a 40 Ma, malgré un plateau Tibétain moins élevé. De plus, nous avons mis en

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

évidence que les variations orbitales influaient assez fortement la quantité de précipitations en Asie à l'Eocène. Ces résultats viennent confirmer d'une part les données de terrain présentées dans l'article mais également d'autres études récentes qui suggèrent aussi la présence de moussons asiatiques au cours de l'Eocène. Les simulations EO, qui mettaient en jeu différents couples CO₂/calottes de glace, ont permis de montrer que la chute en CO₂ à la transition Eocène-Oligocène, associée à la croissance de la calotte Antarctique, a réduit significativement la quantité de précipitations disponibles en Asie de l'Est, en accord avec les données issues des enregistrements chinois.

Nous avons montré que les changements paléogéographiques avaient un impact climatique conséquent, en influant sur la mise en place de glaciations, mais aussi que ces dernières génèrent des rétroactions importantes sur le climat. Il serait intéressant de pouvoir étudier les rétroactions non seulement océaniques mais aussi atmosphériques et biogéochimiques liées aux variations de paléogéographie et aux glaciations. Puisqu'il n'existe pas de module biogéochimique dans FOAM, et que de manière générale, ce dernier n'est plus développé et ne possède qu'une résolution atmosphérique assez faible rendant nécessaire un couplage avec LMDz, ce projet nécessite l'utilisation d'un modèle couplé, dans notre cas IPSL-CM5, que nous n'avons pour le moment pas à disposition sauf pour réaliser des tests de sensibilité relatifs à la configuration géographique actuelle.

Nous avons présenté une première analyse de deux tests à l'ouverture/fermeture des passages de Drake et de Panama par rapport à une simulation de contrôle possédant la géographie actuelle et des conditions « Eocène », c'est-à-dire avec 4x PAL de CO₂ dans l'atmosphère et pas de calottes de glace. Ces simulations étaient de plus initialisées avec un océan chaud et idéalisé. Les résultats indiquent que nos tests de sensibilité sont globalement en accord avec les expériences similaires menées auparavant avec d'autres modèles, en ce qui concerne la circulation thermohaline globale. Notamment, lorsque Drake est fermé et Panama ouvert, une immense cellule méridienne de retournement se met en place dans l'Hémisphère Sud avec production d'eaux profondes autour de l'Antarctique mais pas dans l'Hémisphère Nord. Lorsque Drake s'ouvre, la cellule méridienne dans l'Hémisphère Sud est fortement réduite, de même que la production d'eaux profondes Antarctique, et l'ACC se met en place. Pourtant, la production d'eaux profondes dans l'Hémisphère Nord ne se déclenche pas, potentiellement à cause de l'état initial de l'océan. Enfin, la configuration Drake ouvert et Panama fermé permet le déclenchement de la circulation thermohaline telle qu'existante

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

actuellement avec production d'eaux profondes dans l'Atlantique Nord et dans l'Océan Austral.

Perspectives

Si une autre application de la méthode de couplage climat-calotte développée au cours de cette thèse est déjà en cours et devrait permettre d'affiner certaines paramétrisations, il est évident qu'une calibration plus poussée serait idéale afin de pouvoir l'utiliser de façon standard. Telle qu'appliquée à la glaciation EO, deux degrés de liberté empêchent une calibration précise : les paramétrisations ainsi que les variations de CO₂, très mal résolues. En effet, les variations orbitales sont connues précisément et la géométrie de calotte est assez bien contrainte puisque le continent Antarctique s'englace complètement. De manière générale, la seule période pour laquelle le CO₂ est bien contraint est les derniers cycles glaciaires-interglaciaires, ce qui en fait un cas d'application idéal pour réaliser une vraie calibration. Malheureusement, il n'y a aucune certitude sur les configurations de calottes de glace atteintes lors de la dernière glaciation (ou des précédentes). En effet, si le volume total de glace est bien contraint, en revanche, les géométries de calottes de glace ne le sont pas. Puisqu'il n'y a, pour le moment, aucun consensus sur l'ordre d'apparition des calottes fennoscandienne et laurentide, l'incertitude sur le CO₂ est « transformé » en incertitude sur la géométrie de calotte.

L'amélioration des techniques d'estimation de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère conjuguée à l'augmentation de résolution pourrait permettre de réduire l'incertitude sur le CO₂ et de calibrer plus finement cette méthode. Celle-ci serait alors utile pour tester, par exemple, l'hypothèse selon laquelle des glaciations de courte durée se seraient produites durant l'Eocène.

Au même titre que la paléogéographie influence le développement de calottes de glace, les premières simulations avec le modèle couplés montrent qu'elle impacte aussi fortement la circulation océanique. Celle-ci va affecter la répartition des zones de productivité primaire à l'échelle globale mais aussi le cycle du carbone dans l'océan et donc, par exemple, la profondeur du seuil de compensation des carbonates (CCD, *Carbonate Compensation Depth*), qui est la profondeur en dessous de laquelle le carbonate de calcium devient instable

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

et se dissout. Des études de terrain ont montré des variations importantes de la CCD et de la productivité primaire au cours du Cénozoïque, il serait donc très intéressant de pouvoir évaluer l'importance respective de la paléogéographie et du CO₂ sur ces variations.

Il apparaît donc primordial d'avoir à disposition un modèle couplé qui puisse être adapté pour utiliser des configurations paléogéographiques bien différentes de l'actuelle. J'ai donc pour projet de travailler sur l'adaptation du modèle IPSL-CM5 pour une utilisation plus systématique en paléoclimatologie, d'autant plus qu'une version plus rapide du modèle est actuellement en cours de test. Celle-ci permettrait de gagner un facteur 3 sur le temps de calcul et donc d'envisager des simulations d'une durée plus longue, voire des simulations à la suite les unes des autres (en effet, les simulations IPSL-CM5 discutées ci-dessus ont été lancées en parallèle pour gagner du temps alors qu'il aurait été préférable de les lancer à la suite pour respecter l'ordre chronologique).

Le développement d'une version *paléo* du modèle de l'IPSL permettrait en outre de participer aux projets d'intercomparaison de modèles qui ont pour cadre le passé lointain.

Enfin, terminons en insistant sur la nécessité d'approfondir les liens entre les communautés de modélisation et de données de terrain. Cette thèse a mis en évidence un impact majeur de la paléogéographie et du CO₂ sur les interactions climat-calottes mais plus généralement sur leur importance en tant que vecteurs de changement climatique. Or les reconstructions paléogéographiques et les estimations de CO₂ ne sont qu'assez grossièrement connues dès que l'on remonte plus de quelques millions d'années dans le passé. Des liens plus forts entre les deux communautés me paraissent donc fondamentaux pour être à même de comprendre précisément l'évolution du climat au cours de l'histoire de la Terre.

ANNEXES

Annexe A

Principe de l'interpolation linéaire

Soit un cas concret, très basique, avec les paramètres orbitaux variant sinusoïdalement comme seule dimension de la matrice. On considère donc que l'on possède deux jeux de paramètres orbitaux, par exemple, WO et CO, tel que WO produise une insolation d'été à 65°S (ci-après insolation, pour plus de clarté) proche du maximum pris par la valeur d'insolation au cours de la période de temps considéré. De même, CO produit une insolation proche du minimum calculé de l'insolation au cours de cette même période de temps. Donc, quelque soit la valeur de l'insolation au cours du temps, celle-ci restera bornée par l'insolation produite par le couple de paramètres orbitaux. Si l'on possède maintenant un couple Température, Précipitation (T_W , P_W) obtenu d'un modèle de climat initialisé avec WO et un couple (T_C , P_C) obtenu à partir du même modèle initialisé avec CO, alors il est possible de fournir au modèle de calotte à chaque pas de temps, un couple (T , P) interpolé linéairement à partir de (T_W , P_W) et de (T_C , P_C) afin de suivre les variations orbitales (Fig. A.1). En appelant I_X l'insolation produite au temps X et I_W et I_C les insolutions produites par respectivement les paramètres orbitaux WO et CO et en posant :

$$K = \frac{(I_X - I_C)}{(I_W - I_C)}$$

On obtient :

$$T \text{ (resp. } P) = K * T_W \text{ (resp. } P_W) + (1 - K) * T_C \text{ (resp. } P_C)$$

Ainsi, un forçage (T , P) quasi-continu est obtenu, à l'intervalle de temps du modèle de calotte de glace près, qui prend en compte les variations des paramètres orbitaux au cours du

temps (en toute rigueur, ce qui est réellement pris en compte sont les variations de l'insolation d'été à 65°S qui sont elles-mêmes liées aux variations des paramètres orbitaux). De plus, quelle que soit la forme de ces variations, il suffit de posséder un couple de jeu de paramètres orbitaux dont l'insolation produite encadre les variations « réelles » d'insolation sur la période considérée pour que la méthode puisse être appliquée. Il est bien évidemment possible d'ajouter des jeux de paramètres orbitaux supplémentaires, pour réduire l'approximation effectuée mais au prix de limitations en termes de ressources informatiques.

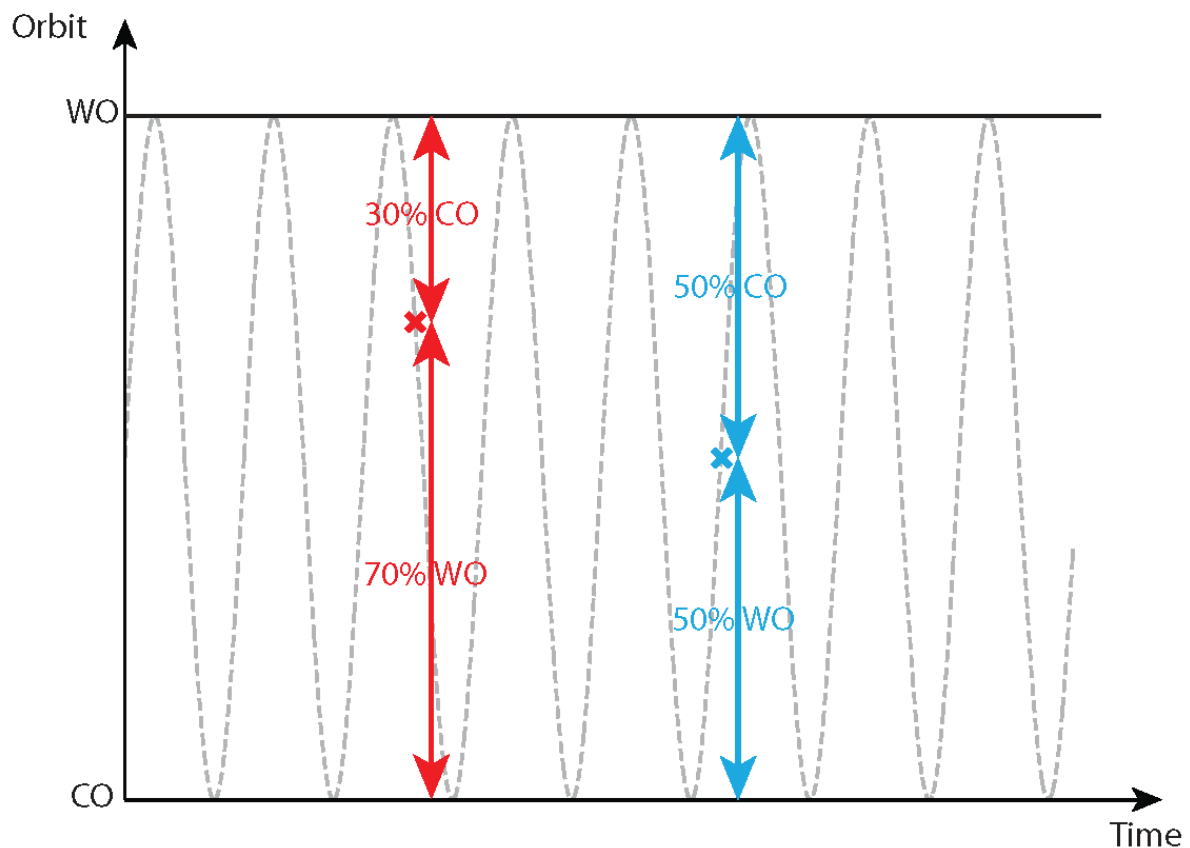


Figure A.1. Principe d'interpolation linéaire

Ce principe d'interpolation peut donc successivement être appliqué aux autres dimensions de la matrice. Dans cet exemple (et pour faciliter la compréhension), en prenant l'extension glaciaire comme dimension supplémentaire, le cas à deux dimensions le plus simple, c'est-à-dire, deux jeux de paramètres orbitaux, WO et CO, comme précédemment et deux tailles de calottes, IF (pour Ice Free) et IC (pour Ice Cover), est considéré. Il existe donc quatre états climatiques : [IF, WO], [IF, CO], [IC, WO] et [IC, CO]. Dans un premier temps,

ANNEXES

pour chaque taille de calotte, un champ interpolé prenant en compte les variations orbitales est calculé. En posant à nouveau :

$$K = \frac{(I_X - I_C)}{(I_W - I_C)}$$

On obtient :

$$T_{IF} = K * T_{IF,W} + (1 - K) * T_{IF,C}$$

et

$$T_{IC} = K * T_{IC,W} + (1 - K) * T_{IC,C}$$

Alors, en appelant F_X la taille de la calotte de glace au temps X et F_F et F_C la taille de la calotte pour l'état IF (i.e. 0) et l'état IC, et en posant :

$$G = \frac{(F_X - F_F)}{(F_C - F_F)}$$

On obtient :

$$T = G * T_{IC} + (1 - G) * T_{IF}$$

De la même façon, on peut ajouter le nombre de dimensions voulues, correspondant au nombre de forçages choisis au départ (pour rappel, ici, les paramètres orbitaux, la calotte de glace et le CO₂).

Annexe B

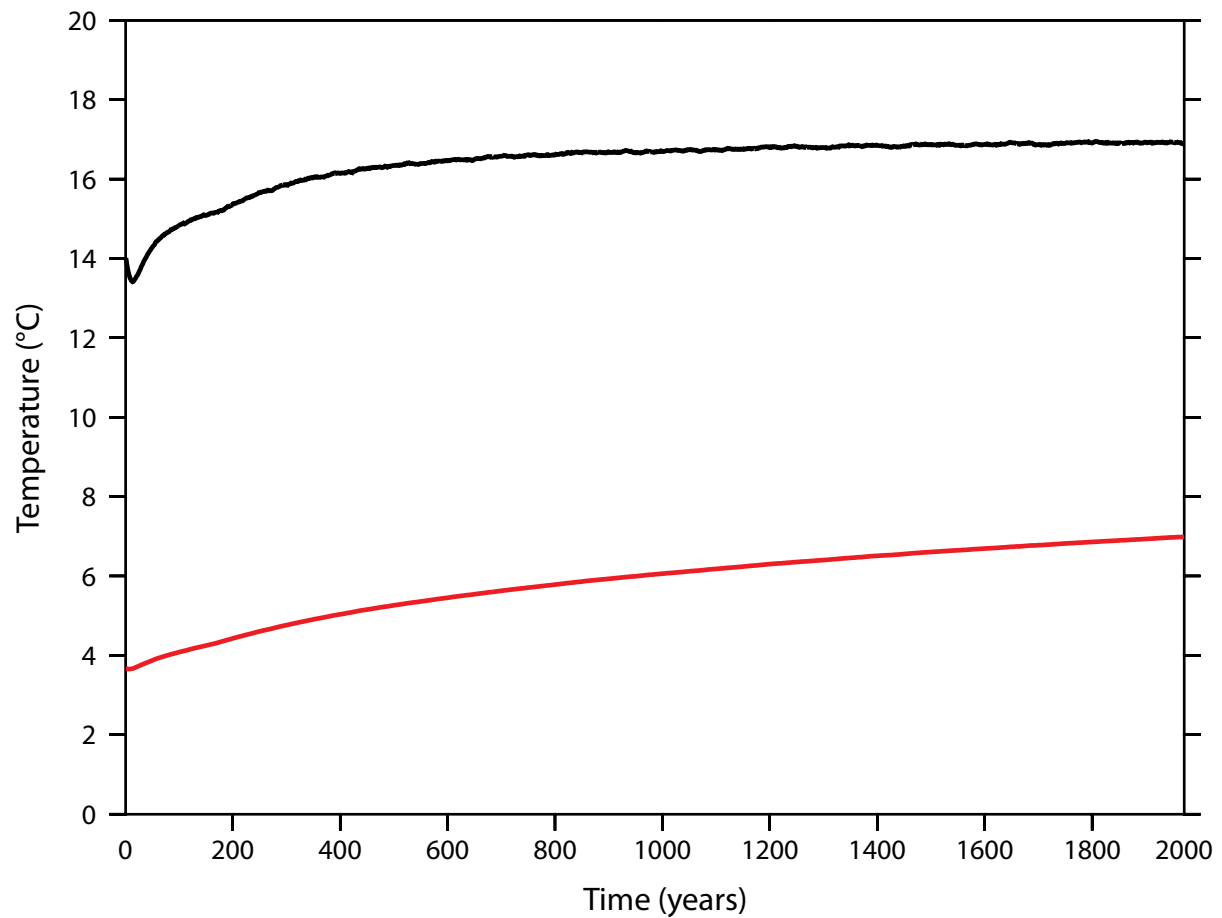


Figure B.1. Evolution temporelle de la température océanique globale moyennée sur les 300 premiers mètres (courbe noire) et sur toute la colonne d'eau (courbe rouge) pour la simulation FOAM à 34 Ma, une orbite « Warm Boreal », sans calottes de glace et 1120 ppm de CO₂.

Annexe C

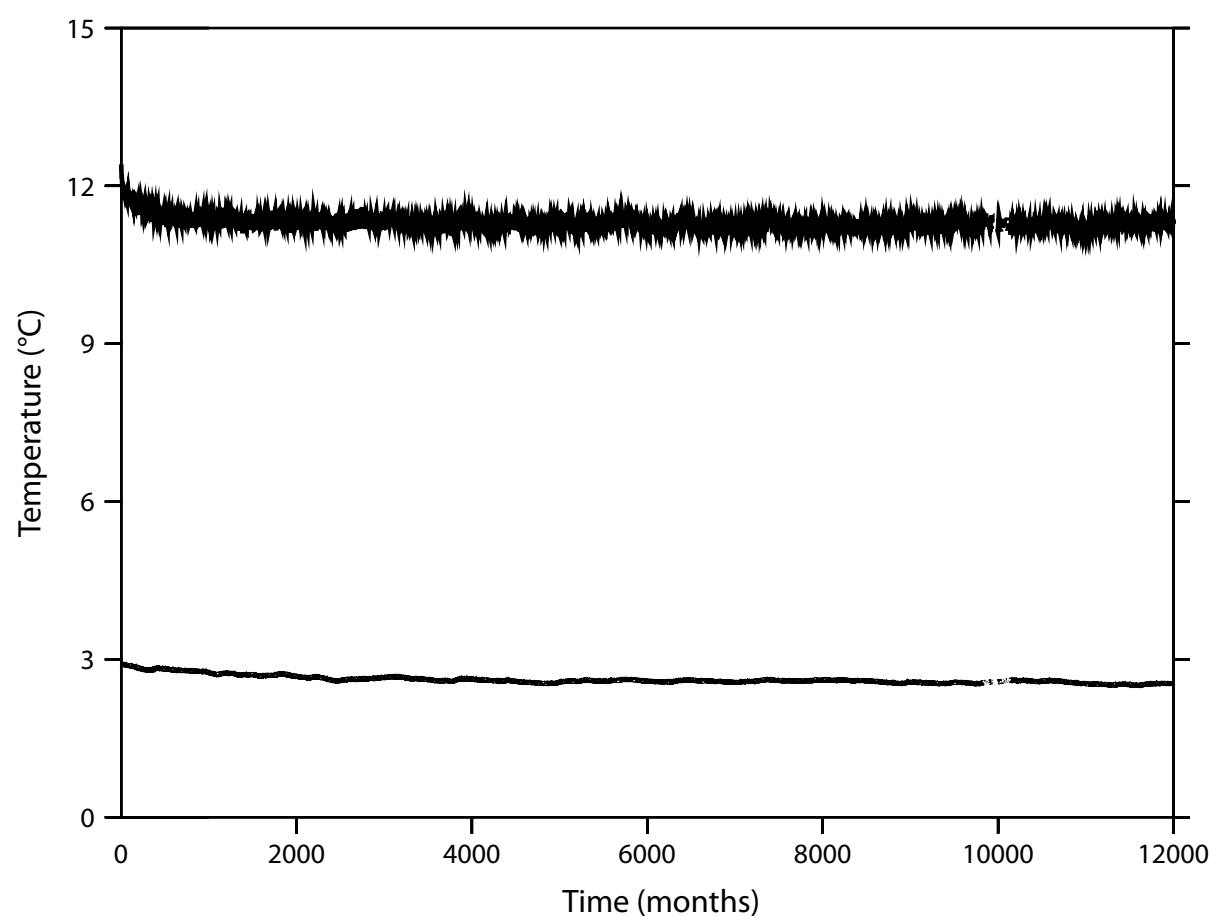


Figure C.1. Evolution temporelle de la température océanique globale moyennée sur les 300 premiers mètres et sur toute la colonne d'eau pour la simulation de contrôle préindustrielle.

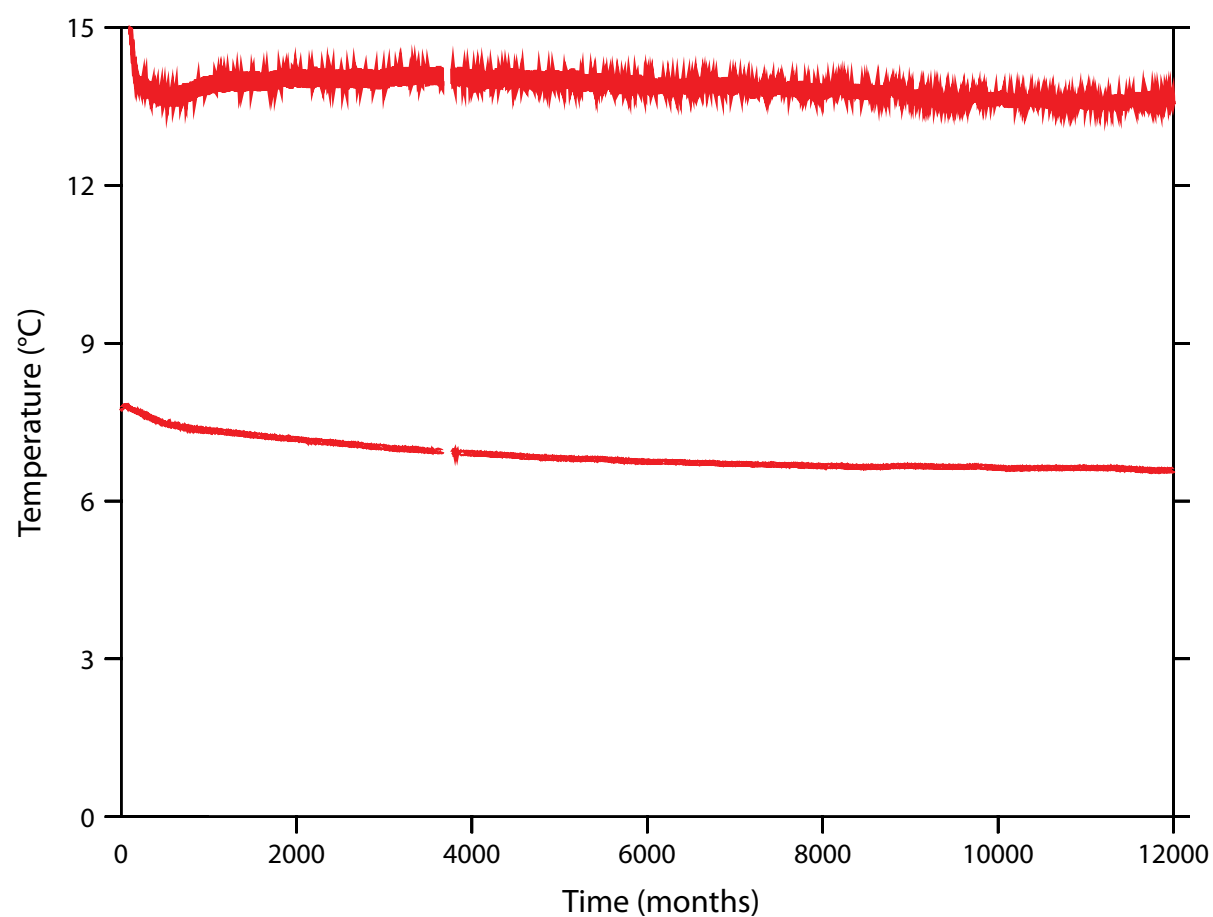


Figure C.2. Evolution temporelle de la température océanique globale moyennée sur les 300 premiers mètres et sur toute la colonne d'eau pour la simulation CP/OD.

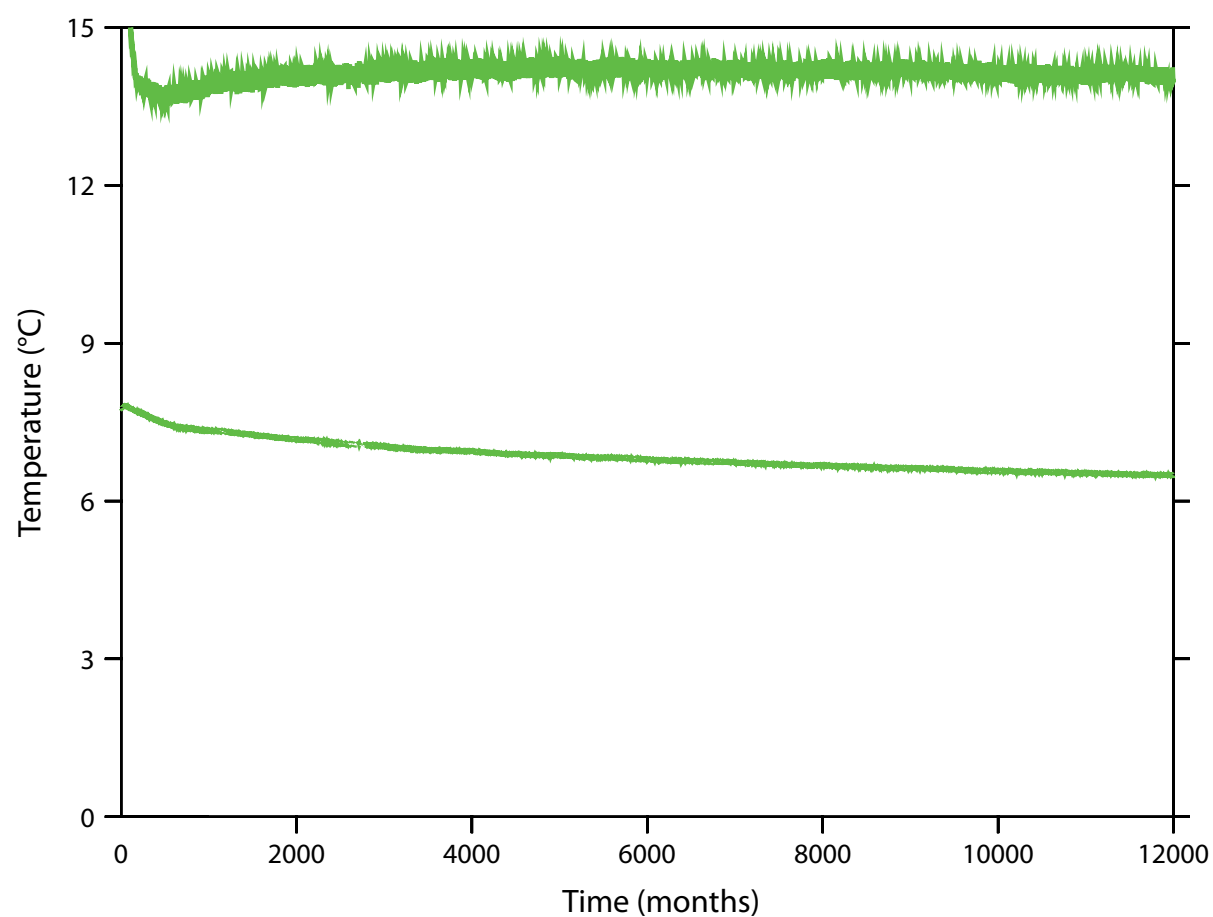


Figure C.3. Evolution temporelle de la température océanique globale moyennée sur les 300 premiers mètres et sur toute la colonne d'eau pour la simulation OP/OD.

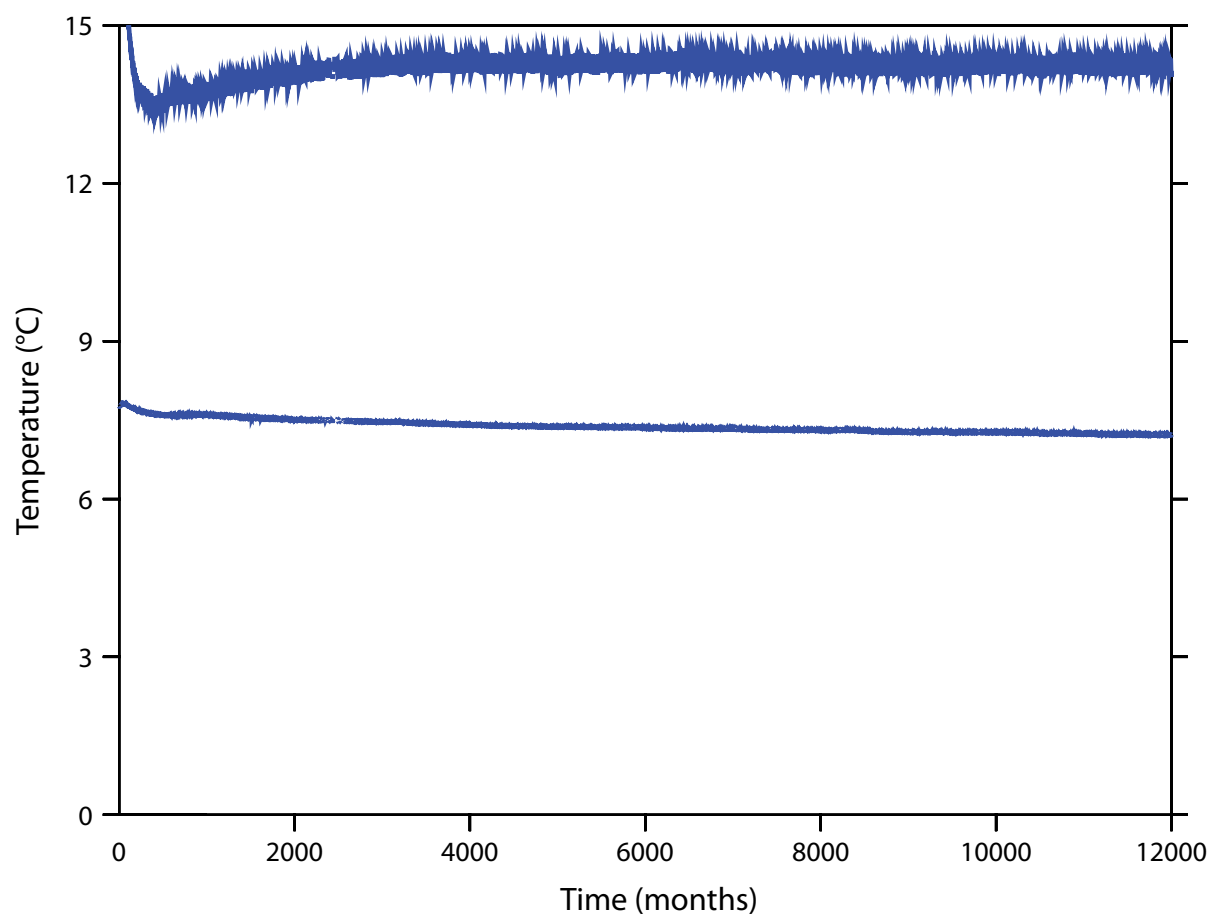


Figure C.4. Evolution temporelle de la température océanique globale moyennée sur les 300 premiers mètres et sur toute la colonne d'eau pour la simulation OP/CD.

PUBLICATIONS

Articles

Ladant J.-B. and Y. Donnadieu (2015), Paleogeographic regulation of glacial events during the Cretaceous Supergreenhouse, *submitted to PNAS*.

Pohl A., Y. Donnadieu, G. Le Hir, **J.-B. Ladant**, C. Dumas and T.R.A. Vandenbroucke (2015), Glacial onset predated Late Ordovician climate cooling, *submitted to PNAS*.

Ladant J.-B., Y. Donnadieu and C. Dumas (2014), Links between CO₂, glaciation and water flow: reconciling the Cenozoic history of the Antarctic Circumpolar Current, *Climate of the Past*, 10, 1957-1966, doi:10.5194/cp-10-1957-2014

Licht A., M. van Cappelle, H. A. Abels, **J.-B. Ladant**, J. Trabucho-Alexandre, C. France-Lanord, Y. Donnadieu, J. Vandenberghe, T. Rigaudier, C. Lécuyer, D. Terry Jr, R. Adriaens, A. Boura, Z. Guo, Aung Naing Soe, J. Quade, G. Dupont-Nivet and J.-J. Jaeger (2014), Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world, *Nature*, 513, 501-506, doi:10.1038/nature13704

Ladant J.-B., Y. Donnadieu, V. Lefebvre and C. Dumas (2014), The respective role of atmospheric carbon dioxide and orbital parameters on ice sheet evolution at the Eocene-Oligocene transition, *Paleoceanography*, 29, doi:10.1002/2013PA002593

Conférences

Ladant J.-B. and Y. Donnadieu, *Tectonic Controls on the development of high-latitudes ice sheets during the middle-late Cretaceous*, EGU Vienna 2015, poster.

Ladant J.-B., Y. Donnadieu and C. Dumas, *Antarctic ice sheets during the middle-late Cretaceous?*, Réunion des Sciences de la Terre Pau 2014, oral presentation.

Ladant J.-B., Y. Donnadieu and C. Dumas, *Glacial Inception at the Eocene-Oligocene Transition and during the middle-late Cretaceous*, GSA Vancouver 2014, oral presentation.

Ladant J.-B., Y. Donnadieu, V. Lefebvre and C. Dumas, *A new method to reconstruct ice evolution in Antarctica at the Eocene-Oligocene Transition using a coupled ocean-atmosphere-ice sheet model: towards better model-data agreement*, ICP Sitges 2013, poster.

Ladant J.-B., Y. Donnadieu, V. Lefebvre and C. Dumas, *Development of the Antarctic Ice Sheet at the Eocene-Oligocene Transition using an ocean-atmosphere-ice sheet model*, EGU Vienna 2013, oral presentation.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABBOT, D. S. & TZIPERMAN, E. (2008). A high-latitude convective cloud feedback and equable climates. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, 165-185.
- ADHEMAR, J. (1842). *Révolutions de la mer: Déluges périodiques*, Carilian-Goeury et Dalmont.
- ADOLPHI, F., MUSCHELER, R., SVENSSON, A., ALDAHAN, A., POSSNERT, G., et al. (2014). Persistent link between solar activity and Greenland climate during the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience*, 7, 662-666.
- AGASSIZ, L. & BETTANNIER, J. (1840). *Etudes sur les glaciers*, Jent et Gassmann.
- ALVAREZ, L. W., ALVAREZ, W., ASARO, F. & MICHEL, H. V. (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1108.
- ALVAREZ-SOLAS, J. (2010). *Changements abrupts et variabilité rapide dans différents contextes climatiques*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie.
- AMIOT, R., LÉCUYER, C., BUFFETAUT, E., FLUTEAU, F., LEGENDRE, S., et al. (2004). Latitudinal temperature gradient during the Cretaceous Upper Campanian–Middle Maastrichtian: $\delta^{18}\text{O}$ record of continental vertebrates. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 255-272.
- AN, Z., WU, G., LI, J., SUN, Y., LIU, Y., et al. (2015). Global Monsoon Dynamics and Climate Change. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 29-77.
- ANDO, A., HUBER, B. T., MACLEOD, K. G., OHTA, T. & KHIM, B. K. (2009). Blake Nose stable isotopic evidence against the mid-Cenomanian glaciation hypothesis. *Geology*, 37, 451-454.
- ARRHENIUS, S. (1896). XXXI. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 41, 237-276.

BIBLIOGRAPHIE

- BARKER, P. & BURRELL, J. (1977). The opening of Drake passage. *Marine geology*, 25, 15-34.
- BARKER, P. & THOMAS, E. (2004). Origin, signature and palaeoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth-Science Reviews*, 66, 143-162.
- BARKER, P. F., DIEKMANN, B. & ESCUTIA, C. (2007a). Onset of Cenozoic Antarctic glaciation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54, 2293-2307.
- BARKER, P. F., FILIPPELLI, G. M., FLORINDO, F., MARTIN, E. E. & SCHER, H. D. (2007b). Onset and role of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54, 2388-2398.
- BARRON, E. J. (1983). A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth-Science Reviews*, 19, 305-338.
- BARRON, E. J., FAWCETT, P. J., PETERSON, W. H., POLLARD, D. & THOMPSON, S. L. (1995). A "simulation" of Mid-Cretaceous climate. *Paleoceanography*, 10, 953-962.
- BARRON, E. J. & PETERSON, W. H. (1990). Mid - Cretaceous ocean circulation: Results from model sensitivity studies. *Paleoceanography*, 5, 319-337.
- BARRON, E. J., PETERSON, W. H., POLLARD, D. & THOMPSON, S. (1993). Past climate and the role of ocean heat transport: Model simulations for the Cretaceous. *Paleoceanography*, 8, 785-798.
- BARRON, E. J. & WASHINGTON, W. M. (1982a). Atmospheric circulation during warm geologic periods: Is the equator-to-pole surface-temperature gradient the controlling factor? *Geology*, 10, 633-636.
- BARRON, E. J. & WASHINGTON, W. M. (1982b). Cretaceous climate: a comparison of atmospheric simulations with the geologic record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40, 103-133.
- BARRON, E. J. & WASHINGTON, W. M. (1984). The role of geographic variables in explaining paleoclimates: Results from Cretaceous climate model sensitivity studies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 89, 1267-1279.
- BARRON, E. J. & WASHINGTON, W. M. (1985). Warm Cretaceous climates: High atmospheric CO₂ as a plausible mechanism. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, 546-553.
- BEERLING, D. J. & ROYER, D. L. (2011). Convergent Cenozoic CO₂ history. *Nature Geoscience*, 4, 418-420.

BIBLIOGRAPHIE

- BEGHIN, P., CHARBIT, S., KAGEYAMA, M., DUMAS, C. & RITZ, C. (2015). How might the North American ice sheet influence the Northwestern Eurasian climate? *Climate of the Past Discussions*, 11, 27-61.
- BERGER, A. (1978). Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, 2362-2367.
- BERNER, R. A. (2004). *The Phanerozoic carbon cycle: CO₂ and O₂*, Oxford University Press.
- BICE, K. L., BIRGEL, D., MEYERS, P. A., DAHL, K. A., HINRICHS, K.-U., et al. (2006). A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO₂ concentrations. *Paleoceanography*, 21.
- BICE, K. L. & NORRIS, R. D. (2002). Possible atmospheric CO₂ extremes of the Middle Cretaceous (late Albian-Turonian). *Paleoceanography*, 17, 22-1-22-17.
- BIJL, P. K., HOUBEN, A. J. P., SCHOUTEN, S., BOHATY, S. M., SLUIJS, A., et al. (2010). Transient Middle Eocene atmospheric CO₂ and temperature variations. *Science*, 330, 819-821.
- BIJL, P. K., SCHOUTEN, S., SLUIJS, A., REICHART, G. J., ZACHOS, J. C., et al. (2009). Early Palaeogene temperature evolution of the southwest Pacific Ocean. *Nature*, 461, 776-9.
- BOHATY, S. M. & ZACHOS, J. C. (2003). Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, 31, 1017-1020.
- BOHATY, S. M., ZACHOS, J. C. & DELANEY, M. L. (2012). Foraminiferal Mg/Ca evidence for Southern Ocean cooling across the Eocene–Oligocene transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318, 251-261.
- BORNEMANN, A., NORRIS, R. D., FRIEDRICH, O., BECKMANN, B., SCHOUTEN, S., et al. (2008). Isotopic evidence for glaciation during the Cretaceous supergreenhouse. *Science*, 319, 189-192.
- BORRELLI, C., CRAMER, B. S. & KATZ, M. E. (2014). Bipolar Atlantic deepwater circulation in the middle-late Eocene: Effects of Southern Ocean gateway openings. *Paleoceanography*, 29, 308-327.
- BOWMAN, V. C., FRANCIS, J. E. & RIDING, J. B. (2013). Late Cretaceous winter sea ice in Antarctica? *Geology*, 41, 1227-1230.
- BRADY, E. C., DECONTO, R. M. & THOMPSON, S. L. (1998). Deep water formation and poleward ocean heat transport in the warm climate extreme of the Cretaceous (80 Ma). *Geophysical Research Letters*, 25, 4205-4208.
- BROCCOLI, A. J. & MANABE, S. (1992). The effects of orography on midlatitude Northern Hemisphere dry climates. *Journal of Climate*, 5, 1181-1201.

BIBLIOGRAPHIE

- BUSH, A. B. G. & PHILANDER, S. G. H. (1997). The Late Cretaceous: Simulation with a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Paleoceanography*, 12, 495-516.
- CHERCHI, A., ALESSANDRI, A., MASINA, S. & NAVARRA, A. (2010). Effects of increased CO₂ levels on monsoons. *Climate Dynamics*, 37, 83-101.
- CLARKE, L. J. & JENKYNS, H. C. (1999). New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology*, 27, 699-702.
- COCCIONI, R. & GALEOTTI, S. (1993). Orbitally induced cycles in benthonic foraminiferal morphogroups and trophic structure distribution patterns from the Late Albian "Amadeus Segment" (Central Italy). *Journal of Micropalaeontology*, 12, 227-239.
- CONTOUX, C., DUMAS, C., RAMSTEIN, G., JOST, A. & DOLAN, A. M. (2015). Modelling Greenland ice sheet inception and sustainability during the Late Pliocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 424, 295-305.
- COXALL, H. K. & WILSON, P. A. (2011). Early Oligocene glaciation and productivity in the eastern equatorial Pacific: Insights into global carbon cycling. *Paleoceanography*, 26.
- COXALL, H. K., WILSON, P. A., PÄLIKE, H., LEAR, C. H. & BACKMAN, J. (2005). Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*, 433, 53-57.
- CROLL, J. (1864). On the physical cause of the change of climate during geological epochs. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 28, 121-137.
- CROWLEY, T. J. & BAUM, S. K. (1992). Modeling late Paleozoic glaciation. *Geology*, 20, 507-510.
- DAVIES, A., KEMP, A. E. & PIKE, J. (2009). Late Cretaceous seasonal ocean variability from the Arctic. *Nature*, 460, 254-8.
- DAWBER, C. F. & TRIPATI, A. K. (2011). Constraints on glaciation in the middle Eocene (46-37 Ma) from Ocean Drilling Program (ODP) Site 1209 in the tropical Pacific Ocean. *Paleoceanography*, 26.
- DECONTO, R., POLLARD, D. & HARWOOD, D. (2007). Sea ice feedback and Cenozoic evolution of Antarctic climate and ice sheets. *Paleoceanography*, 22, PA3214.
- DECONTO, R. M. & POLLARD, D. (2003a). A coupled climate-ice sheet modeling approach to the Early Cenozoic history of the Antarctic ice sheet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198, 39-52.

BIBLIOGRAPHIE

- DECONTO, R. M. & POLLARD, D. (2003b). Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature*, 421, 245-249.
- DECONTO, R. M., POLLARD, D., WILSON, P. A., PÄLIKE, H., LEAR, C. H., et al. (2008). Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. *Nature*, 455, 652-656.
- DIEKMANN, B., KUHN, G., GERSONDE, R. & MACKENSEN, A. (2004). Middle Eocene to early Miocene environmental changes in the sub-Antarctic Southern Ocean: evidence from biogenic and terrigenous depositional patterns at ODP Site 1090. *Global and Planetary Change*, 40, 295-313.
- DIESTER-HAASS, L. & ZAHN, R. (1996). Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: History of water mass circulation and biological productivity. *Geology*, 24, 163-166.
- DING, L., XU, Q., YUE, Y., WANG, H., CAI, F., et al. (2014). The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene–Eocene Linzhou Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 392, 250-264.
- DITCHFIELD, P. W., MARSHALL, J. D. & PIRRIE, D. (1994). High latitude palaeotemperature variation: New data from the Thithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107, 79-101.
- DONNADIEU, Y., GODDÉRIIS, Y. & BOUTTES, N. (2009). Exploring the climatic impact of the continental vegetation on the Mesozoic atmospheric CO₂ and climate history. *Climate of the Past*, 5, 85-96.
- DONNADIEU, Y., GODDÉRIIS, Y., RAMSTEIN, G., NÉDÉLEC, A. & MEERT, J. (2004). A 'snowball Earth' climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature*, 428, 303-306.
- DONNADIEU, Y., PIERREHUMBERT, R., JACOB, R. & FLUTEAU, F. (2006). Modelling the primary control of paleogeography on Cretaceous climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 426-437.
- DORIA, G., ROYER, D. L., WOLFE, A. P., FOX, A., WESTGATE, J. A., et al. (2011). Declining atmospheric CO₂ during the late Middle Eocene climate transition. *American Journal of Science*, 311, 63-75.
- DUFRESNE, J. L., FOUJOLS, M. A., DENVIL, S., CAUBEL, A., MARTI, O., et al. (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40, 2123-2165.
- DUMAS, C. (2002). *Modélisation de l'évolution de l'Antarctique depuis le dernier cycle glaciaire-interglaciaire jusqu'au futur : importance relative des différents processus et rôle des données d'entrée*. PhD thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I.

BIBLIOGRAPHIE

- EAGLES, G. & JOKAT, W. (2014). Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage. *Tectonophysics*, 611, 28-50.
- EAGLES, G., LIVERMORE, R. & MORRIS, P. (2006). Small basins in the Scotia Sea: the Eocene Drake passage gateway. *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 343-353.
- EHRMANN, W. U. & MACKENSEN, A. (1992). Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93, 85-112.
- ELDRETT, J. S., GREENWOOD, D. R., HARDING, I. C. & HUBER, M. (2009). Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes. *Nature*, 459, 969-73.
- ELDRETT, J. S., HARDING, I. C., WILSON, P. A., BUTLER, E. & ROBERTS, A. P. (2007). Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene. *Nature*, 446, 176-179.
- FLÖGEL, S., WALLMANN, K. & KUHN, W. (2011). Cool episodes in the Cretaceous — Exploring the effects of physical forcings on Antarctic snow accumulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 279-288.
- FLUTEAU, F., RAMSTEIN, G. & BESSE, J. (1999). Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 104, 11995-12018.
- FORSTER, A., SCHOUTEN, S., BAAS, M. & SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. (2007a). Mid-Cretaceous (Albian–Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. *Geology*, 35, 919.
- FORSTER, A., SCHOUTEN, S., MORIYA, K., WILSON, P. A. & SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. (2007b). Tropical warming and intermittent cooling during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event 2: Sea surface temperature records from the equatorial Atlantic. *Paleoceanography*, 22, n/a-n/a.
- FOSTER, G. L., LEAR, C. H. & RAE, J. W. B. (2012). The evolution of pCO₂, ice volume and climate during the middle Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 341-344, 243-254.
- FRAKES, L. A., FRANCIS, J. E. & SYKTUS, J. I. (2005). *Climate modes of the Phanerozoic*, Cambridge University Press, 1992.
- FRANCIS, J. E., MARENSSI, S., LEVY, R., HAMBREY, M., THORN, V. C., et al. (2008). From greenhouse to icehouse—the Eocene/Oligocene in Antarctica. *Developments in Earth and Environmental Sciences*, 8, 309-368.

BIBLIOGRAPHIE

- FRANCIS, J. E. & POOLE, I. (2002). Cretaceous and early Tertiary climates of Antarctica: evidence from fossil wood. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 182, 47-64.
- FRIEDMAN, M., TARDUNO, J. A. & BRINKMAN, D. B. (2003). Fossil fishes from the high Canadian Arctic: further palaeobiological evidence for extreme climatic warmth during the Late Cretaceous (Turonian–Coniacian). *Cretaceous Research*, 24, 615-632.
- FYKE, J. G., D'ORGEVILLE, M. & WEAVER, A. J. (2015). Drake Passage and Central American Seaway controls on the distribution of the oceanic carbon reservoir. *Global and Planetary Change*, 128, 72-82.
- GADGIL, S. (2003). The Indian Monsoon and its variability. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 429-467.
- GALEOTTI, S., RUSCIADELLI, G., SPROVIERI, M., LANCI, L., GAUDIO, A., et al. (2009). Sea-level control on facies architecture in the Cenomanian–Coniacian Apulian margin (Western Tethys): A record of glacio-eustatic fluctuations during the Cretaceous greenhouse? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276, 196-205.
- GALEOTTI, S., SPROVIERI, M., COCCIONI, R., BELLANCA, A. & NERI, R. (2003). Orbitally modulated black shale deposition in the upper Albian Amadeus Segment (central Italy): a multi-proxy reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 441-458.
- GASSON, E., LUNT, D. J., DECONTO, R., GOLDNER, A., HEINEMANN, M., et al. (2014). Uncertainties in the modelled CO₂ threshold for Antarctic glaciation. *Climate of the Past*, 10, 451-466.
- GODDÉRIS, Y., DONNADIEU, Y., LE HIR, G., LEFEBVRE, V. & NARDIN, E. (2014). The role of palaeogeography in the Phanerozoic history of atmospheric CO₂ and climate. *Earth-Science Reviews*, 128, 122-138.
- GODDÉRIS, Y. & JOACHIMSKI, M. M. (2004). Global change in the Late Devonian: modelling the Frasnian–Famennian short-term carbon isotope excursions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, 309-329.
- GOLDNER, A., HEROLD, N. & HUBER, M. (2014). Antarctic glaciation caused ocean circulation changes at the Eocene-Oligocene transition. *Nature*, 511, 574-7.
- GOUGH, D. O. (1981). Solar interior structure and luminosity variations. *Physics of Solar Variations*. Springer.
- GREENOP, R., FOSTER, G. L., WILSON, P. A. & LEAR, C. H. (2014). Middle Miocene climate instability associated with high-amplitude CO₂ variability. *Paleoceanography*, 29, 845-853.

BIBLIOGRAPHIE

- GRIMES, S. T., HOOKER, J. J., COLLINSON, M. E. & MATTEY, D. P. (2005). Summer temperatures of late Eocene to early Oligocene freshwaters. *Geology*, 33, 189.
- GUO, Z. T., RUDDIMAN, W. F., HAO, Q. Z., WU, H. B., QIAO, Y. S., et al. (2002). Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 416, 159-163.
- HAMON, N., SEPULCHRE, P., DONNADIEU, Y., HENROT, A. J., FRANCOIS, L., et al. (2012). Growth of subtropical forests in Miocene Europe: The roles of carbon dioxide and Antarctic ice volume. *Geology*, 40, 567-570.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- HAWORTH, M., HESSELBO, S. P., MCELWAIN, J. C., ROBINSON, S. A. & BRUNT, J. W. (2005). Mid-Cretaceous pCO₂ based on stomata of the extinct conifer *Pseudofrenelopsis* (Cheirolepidiaceae). *Geology*, 33, 749.
- HERRINGTON, A. R. & POULSEN, C. J. (2011). Terminating the Last Interglacial: The Role of Ice Sheet-Climate Feedbacks in a GCM Asynchronously Coupled to an Ice Sheet Model. *Journal of Climate*, 25, 1871-1882.
- HEUREUX, A. M. C. & RICKABY, R. E. M. (2015). Refining our estimate of atmospheric CO₂ across the Eocene–Oligocene climatic transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 409, 329-338.
- HILL, D. J., HAYWOOD, A. M., VALDES, P. J., FRANCIS, J. E., LUNT, D. J., et al. (2013). Paleogeographic controls on the onset of the Antarctic circumpolar current. *Geophysical Research Letters*, 40, 1-6.
- HOFFMAN, P. F., KAUFMAN, A. J., HALVERSON, G. P. & SCHRAG, D. P. (1998). A Neoproterozoic snowball earth. *Science*, 281, 1342-1346.
- HOKE, G. D., LIU-ZENG, J., HREN, M. T., WISSINK, G. K. & GARZIONE, C. N. (2014). Stable isotopes reveal high southeast Tibetan Plateau margin since the Paleogene. *Earth and Planetary Science Letters*, 394, 270-278.
- HOLBOURN, A., KUHNT, W., SCHULZ, M. & ERLLENKEUSER, H. (2005). Impacts of orbital forcing and atmospheric carbon dioxide on Miocene ice-sheet expansion. *Nature*, 438, 483-487.
- HOUBEN, A. J. P., VAN MOURIK, C. A., MONTANARI, A., COCCIONI, R. & BRINKHUIS, H. (2012). The Eocene–Oligocene transition: Changes in sea level, temperature or both? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 335-336, 75-83.
- HUBER, B. T., HODELL, D. A. & HAMILTON, C. P. (1995). Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 1164-1191.

BIBLIOGRAPHIE

- HUBER, B. T., NORRIS, R. D. & MACLEOD, K. G. (2002). Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30, 123.
- HUBER, M., BRINKHUIS, H., STICKLEY, C. E., DÖÖS, K., SLUIJS, A., et al. (2004). Eocene circulation of the Southern Ocean: Was Antarctica kept warm by subtropical waters? *Paleoceanography*, 19, PA4026.
- HUBER, M. & CABALLERO, R. (2011). The early Eocene equable climate problem revisited. *Climate of the Past*, 7, 603-633.
- HUBER, M. & GOLDNER, A. (2012). Eocene monsoons. *Journal of Asian Earth Sciences*, 44, 3-23.
- HUBER, M. & NOF, D. (2006). The ocean circulation in the southern hemisphere and its climatic impacts in the Eocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231, 9-28.
- HUBER, M. & SLOAN, L. C. (2001). Heat transport, deep waters, and thermal gradients: Coupled simulation of an Eocene greenhouse climate. *Geophys. Res. Lett*, 28, 3481-3484.
- JACOB, R. (1997). *Low Frequency Variability in a Simulated Atmosphere Ocean System*. PhD thesis, University of Wisconsin-Madison, Madison, Wisconsin, USA.
- JENKYN, H. C., FORSTER, A., SCHOUTEN, S. & DAMSTÉ, J. S. S. (2004). High temperatures in the late Cretaceous Arctic Ocean. *Nature*, 432, 888-892.
- KAGEYAMA, M., BRACONNOT, P., BOPP, L., CAUBEL, A., FOUJOLS, M.-A., et al. (2013). Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model—part I: comparing IPSL_CM5A to IPSL_CM4. *Climate Dynamics*, 40, 2447-2468.
- KATZ, M. E., CRAMER, B. S., TOGGWEILER, J. R., ESMAY, G., LIU, C., et al. (2011). Impact of Antarctic Circumpolar Current Development on Late Paleogene Ocean Structure. *Science*, 332, 1076-1079.
- KATZ, M. E., MILLER, K. G., WRIGHT, J. D., WADE, B. S., BROWNING, J. V., et al. (2008). Stepwise transition from the Eocene greenhouse to the Oligocene icehouse. *Nature Geoscience*, 1, 329-334.
- KENNEDY, A. T., FARNSWORTH, A., LUNT, D. J., LEAR, C. H. & MARKWICK, P. J. (2015). Atmospheric and oceanic impacts of Antarctic glaciation across the Eocene-Oligocene transition. *Philos Trans A Math Phys Eng Sci*, 373.
- KENNETT, J. P. (1977). Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*, 82, 3843-3860.

BIBLIOGRAPHIE

- KENNETT, J. P. & SHACKLETON, N. J. (1976). Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr ago.
- KIEHL, J. T. & SHIELDS, C. A. (2013). Sensitivity of the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum climate to cloud properties. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 371, 20130093.
- KITOH, A. (2004). Effects of mountain uplift on East Asian summer climate investigated by a coupled atmosphere-ocean GCM. *Journal of Climate*, 17, 783-802.
- KNOWLTON, F. H. (1919). Evolution of geologic climates. *Geological Society of America Bulletin*, 30, 499-566.
- KOLODNY, Y. & RAAB, M. (1988). Oxygen isotopes in phosphatic fish remains from Israel: paleothermometry of tropical Cretaceous and Tertiary shelf waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64, 59-67.
- KOMINZ, M. A., BROWNING, J. V., MILLER, K. G., SUGARMAN, P. J., MIZINTSEVA, S., et al. (2008). Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin Research*, 20, 211-226.
- KÖNIG, M. & JOKAT, W. (2006). The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- KUTZBACH, J. E., GUETTER, P. J., RUDDIMAN, W. F. & PRELL, W. L. (1989). Sensitivity of Climate to Late Cenozoic Uplift in Southern Asia and the American West: Numerical Experiments. *Journal of Geophysical Research*, 94, 18393-18407.
- KUTZBACH, J. E., RUDDIMAN, W. F. & PRELL, W. L. (1997). Possible effects of Cenozoic uplift and CO₂ lowering on global and regional hydrology. *Tectonic Uplift and Climate Change*. Springer US.
- LADANT, J.-B., DONNADIEU, Y., LEFEBVRE, V. & DUMAS, C. (2014). The respective role of atmospheric carbon dioxide and orbital parameters on ice sheet evolution at the Eocene-Oligocene transition. *Paleoceanography*, 29, 810-823.
- LAGABRIELLE, Y., GODDÉRIIS, Y., DONNADIEU, Y., MALAVIEILLE, J. & SUAREZ, M. (2009). The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 279, 197-211.
- LASKAR, J., FIENGA, A., GASTINEAU, M. & MANCHE, H. (2011). La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 532, A89.
- LASKAR, J., ROBUTEL, P., JOUTEL, F., GASTINEAU, M., CORREIA, A. C. M., et al. (2004). A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261-185.

BIBLIOGRAPHIE

- LATIMER, J. C. & FILIPPELLI, G. M. (2002). Eocene to Miocene terrigenous inputs and export production: Geochemical evidence from ODP Leg 177, Site 1090. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 182, 151-164.
- LAWVER, L. A. & GAHAGAN, L. M. (2003). Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198, 11-37.
- LE MEUR, E. & HUYBRECHTS, P. (1996). A comparison of different ways of dealing with isostasy: examples from modeling the Antarctic ice sheet during the last glacial cycle. *Annals of Glaciology*, 23, 309-317.
- LEAR, C. H., BAILEY, T. R., PEARSON, P. N., COXALL, H. K. & ROSENTHAL, Y. (2008). Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology*, 36, 251.
- LEFEBVRE, V., DONNADIEU, Y., GODDÉRIIS, Y., FLUTEAU, F. & HUBERT-THÉOU, L. (2013). Was the Antarctic glaciation delayed by a high degassing rate during the early Cenozoic? *Earth and Planetary Science Letters*, 371-372, 203-211.
- LEFEBVRE, V., DONNADIEU, Y., SEPULCHRE, P., SWINGEDOUW, D. & ZHANG, Z.-S. (2012). Deciphering the role of southern gateways and carbon dioxide on the onset of the Antarctic Circumpolar Current. *Paleoceanography*, 27, PA4201.
- LEVITUS, S. (1982). Climatological atlas of the world ocean. *NOAA Prof. Pap.*, 13.
- LIAKKA, J., COLLEONI, F., AHRENS, B. & HICKLER, T. (2014). The impact of climate-vegetation interactions on the onset of the Antarctic ice sheet. *Geophysical Research Letters*, 41, 1269-1276.
- LIVERMORE, R., HILLENBRAND, C.-D., MEREDITH, M. & EAGLES, G. (2007). Drake Passage and Cenozoic climate: An open and shut case? *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, Q01005.
- LIVERMORE, R., NANKIVELL, A., EAGLES, G. & MORRIS, P. (2005). Paleogene opening of Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 459-470.
- LMD_MODELLING_TEAM (2014). LMDZ5: A documentation.
- LOWRY, D. P., POULSEN, C. J., HORTON, D. E., TORSVIK, T. H. & POLLARD, D. (2014). Thresholds for Paleozoic ice sheet initiation. *Geology*, 42, 627-630.
- LUNT, D. J., FOSTER, G. L., HAYWOOD, A. M. & STONE, E. J. (2008a). Late Pliocene Greenland glaciation controlled by a decline in atmospheric CO₂ levels. *Nature*, 454, 1102-1105.
- LUNT, D. J., VALDES, P. J., HAYWOOD, A. & RUTT, I. C. (2008b). Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: implications for climate and Northern Hemisphere glaciation. *Climate Dynamics*, 30, 1-18.

BIBLIOGRAPHIE

- LUYENDYK, B. P., FORSYTH, D. & D PHILLIPS, J. (1972). Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface waters. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 2649-2664.
- LYLE, M., GIBBS, S., MOORE, T. C. & REA, D. K. (2007). Late Oligocene initiation of the Antarctic circumpolar current: evidence from the South Pacific. *Geology*, 35, 691-694.
- MACLEOD, K. G., HUBER, B. T., BERROCOSO, A. J. & WENDLER, I. (2013). A stable and hot Turonian without glacial 180 excursions is indicated by exquisitely preserved Tanzanian foraminifera. *Geology*, 41, 1083-1086.
- MADEC, G. & IMBARD, M. (1996). A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity. *Climate Dynamics*, 12, 381-388.
- MAIER - REIMER, E., MIKOLAJEWICZ, U. & CROWLEY, T. (1990). Ocean general circulation model sensitivity experiment with an open Central American Isthmus. *Paleoceanography*, 5, 349-366.
- MANABE, S. & BROCCOLI, A. J. (1990). Mountains and arid climates of middle latitudes. *Science*, 247, 192-195.
- MARKWICK, P. J. (1998). Fossil crocodilians as indicators of Late Cretaceous and Cenozoic climates: implications for using palaeontological data in reconstructing palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137, 205-271.
- MARTINEZ, M., DECONINCK, J.-F., PELLENARD, P., REBOULET, S. & RIQUIER, L. (2013). Astrochronology of the Valanginian Stage from reference sections (Vocontian Basin, France) and palaeoenvironmental implications for the Weissert Event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 376, 91-102.
- MATTHEWS, R. K. & POORE, R. Z. (1980). Tertiary $\delta^{18}\text{O}$ record and glacio-eustatic sea-level fluctuations. *Geology*, 8, 501-504.
- MCGUFFIE, K. & HENDERSON-SELLERS, A. (2005). *A climate modelling primer*, John Wiley & Sons.
- MIKOLAJEWICZ, U., MAIER-REIMER, E., CROWLEY, T. J. & KIM, K.-Y. (1993). Effect of Drake and Panamanian gateways on the circulation of an ocean model. *Paleoceanography*, 8, 409-426.
- MILANKOVITCH, M. (1941). *Kanon der Erdestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*, Königlich Serbische Akademie.
- MILLER, K. G. (2009). Palaeoceanography: Broken greenhouse windows. *Nature Geoscience*, 2, 465-466.
- MILLER, K. G., BARRERA, E., OLSSON, R. K., SUGARMAN, P. J. & SAVIN, S. M. (1999). Does ice drive early Maastrichtian eustasy? *Geology*, 27, 783-786.

BIBLIOGRAPHIE

- MILLER, K. G., BROWNING, J. V., AUBRY, M. P., WADE, B. S., KATZ, M. E., et al. (2008a). Eocene-Oligocene global climate and sea-level changes: St. Stephens Quarry, Alabama. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 34-53.
- MILLER, K. G. & FAIRBANKS, R. G. (1983). Evidence for Oligocene–middle Miocene abyssal circulation changes in the western North Atlantic.
- MILLER, K. G., FAIRBANKS, R. G. & MOUNTAIN, G. S. (1987). Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 1-19.
- MILLER, K. G., KOMINZ, M. A., BROWNING, J. V., WRIGHT, J. D., MOUNTAIN, G. S., et al. (2005a). The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310, 1293-1298.
- MILLER, K. G., SUGARMAN, P. J., BROWNING, J. V., KOMINZ, M. A., HERNANDEZ, J. C., et al. (2003). Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-level changes: Glacioeustasy during the greenhouse world. *Geology*, 31, 585-588.
- MILLER, K. G., SUGARMAN, P. J., BROWNING, J. V., KOMINZ, M. A., OLSSON, R. K., et al. (2004). Upper Cretaceous sequences and sea-level history, New Jersey Coastal Plain. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 368.
- MILLER, K. G., WRIGHT, J. D. & BROWNING, J. V. (2005b). Visions of ice sheets in a greenhouse world. *Marine Geology*, 217, 215-231.
- MILLER, K. G., WRIGHT, J. D., KATZ, M. E., BROWNING, J. V., CRAMER, B. S., et al. (2008b). A View of Antarctic Ice-Sheet Evolution from Sea-Level and Deep-Sea Isotope Changes During the Late Cretaceous-Cenozoic. *Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences*.
- MILLER, K. G., WRIGHT, J. D., KATZ, M. E., WADE, B. S., BROWNING, J. V., et al. (2009). Climate threshold at the Eocene-Oligocene transition: Antarctic ice sheet influence on ocean circulation. *Geological Society of America Special Paper*, 452, 169-178.
- MOLNAR, P., BOOS, W. R. & BATTISTI, D. S. (2010). Orographic Controls on Climate and Paleoclimate of Asia: Thermal and Mechanical Roles for the Tibetan Plateau. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 77-102.
- MOLNAR, P., ENGLAND, P. & MARTINOD, J. (1993). Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31, 357-396.
- MORIYA, K., WILSON, P. A., FRIEDRICH, O., ERBACHER, J. & KAWAHATA, H. (2007). Testing for ice sheets during the mid-Cretaceous greenhouse using glassy foraminiferal calcite from the mid-Cenomanian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 35, 615-618.

BIBLIOGRAPHIE

- MORLAND, L. W. (1984). Thermomechanical balances of ice sheet flows. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 29, 237-266.
- MOSBRUGGER, V., UTESCHER, T. & DILCHER, D. L. (2005). Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 102, 14964-9.
- MUNDAY, D. R., JOHNSON, H. L. & MARSHALL, D. P. (2015). The role of ocean gateways in the dynamics and sensitivity to wind stress of the early Antarctic Circumpolar Current. *Paleoceanography*, 30, 284-302.
- NAISH, T. R., WOOLFE, K. J., BARRETT, P. J., WILSON, G. S., ATKINS, C., et al. (2001). Orbitally induced oscillations in the East Antarctic ice sheet at the Oligocene/Miocene boundary. *Nature*, 413, 719-723.
- NISANCIOGLU, K. H., RAYMO, M. E. & STONE, P. H. (2003). Reorganization of Miocene deep water circulation in response to the shoaling of the Central American Seaway. *Paleoceanography*, 18.
- NORDENSKIÖLD, A. E. (1876). On the Former Climate of the Polar Regions. *The American Naturalist*, 10, 352-360.
- NOTZ, D. (2009). The future of ice sheets and sea ice: Between reversible retreat and unstoppable loss. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106, 20590-20595.
- OGLESBY, R. J. (1989). A GCM study of Antarctic glaciation. *Climate dynamics*, 3, 135-156.
- OTTO-BLIESNER, B. L. (2002). Late Cretaceous ocean: Coupled simulations with the National Center for Atmospheric Research Climate System Model. *Journal of Geophysical Research*, 107.
- OTTO-BLIESNER, B. L. & UPCHURCH, G. R. (1997). Vegetation-induced warming of high-latitude regions during the late Cretaceous period. *Nature*, 385, 804-807.
- PAGANI, M., HUBER, M., LIU, Z., BOHATY, S. M., HENDERIKS, J., et al. (2011). The Role of Carbon Dioxide During the Onset of Antarctic Glaciation. *Science*, 334, 1261-1264.
- PAGANI, M., ZACHOS, J., FREEMAN, K. H., TIPPLE, B. & BOHATY, S. (2005). Marked Decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations During the Paleogene. *Science*, 309, 600-603.
- PAILLARD, D. (1998). The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. *Nature*, 391, 378-381.
- PÄLIKE, H., NORRIS, R. D., HERRLE, J. O., WILSON, P. A., COXALL, H. K., et al. (2006). The Heartbeat of the Oligocene Climate System. *Science*, 314, 1894-1898.
- PARKER, G. (2013). *Global crisis: War, climate change and catastrophe in the seventeenth century*, Yale University Press.

BIBLIOGRAPHIE

- PARRISH, J. T. & SPICER, R. A. (1988). Late Cretaceous terrestrial vegetation: a near-polar temperature curve. *Geology*, 16, 22-25.
- PASSALIA, M. G. (2009). Cretaceous pCO₂ estimation from stomatal frequency analysis of gymnosperm leaves of Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273, 17-24.
- PEARSON, P. N., FOSTER, G. L. & WADE, B. S. (2009). Atmospheric carbon dioxide through the Eocene–Oligocene climate transition. *Nature*, 461, 1110-1113.
- PEKAR, S. F. & CHRISTIE-BLICK, N. (2008). Resolving apparent conflicts between oceanographic and Antarctic climate records and evidence for a decrease in pCO₂ during the Oligocene through early Miocene (34–16 Ma). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260, 41-49.
- PEKAR, S. F. & DECONTO, R. M. (2006). High-resolution ice-volume estimates for the early Miocene: Evidence for a dynamic ice sheet in Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231, 101-109.
- PEKAR, S. F., DECONTO, R. M. & HARWOOD, D. M. (2006). Resolving a late Oligocene conundrum: deep-sea warming and Antarctic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231, 29-40.
- PENMAN, D. E., HÖNISCH, B., ZEEBE, R. E., THOMAS, E. & ZACHOS, J. C. (2014). Rapid and sustained surface ocean acidification during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Paleoceanography*, 29, 357-369.
- PETOUKHOV, V., GANOPOLSKI, A., BROVKIN, V., CLAUSSEN, M., ELISEEV, A., et al. (2000). CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate. *Climate dynamics*, 16, 1-17.
- PFUHL, H. A. & MCCAVE, I. N. (2005). Evidence for late Oligocene establishment of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 715-728.
- PIERREHUMBERT, R. T. (2004). High levels of atmospheric carbon dioxide necessary for the termination of global glaciation. *Nature*, 429, 646-649.
- POHL, A., DONNADIEU, Y., LE HIR, G., BUONCRISTIANI, J. F. & VENNIN, E. (2014). Effect of the Ordovician paleogeography on the (in)stability of the climate. *Climate of the Past*, 10, 2053-2066.
- POLLARD, D. (2010). A retrospective look at coupled ice sheet–climate modeling. *Climatic Change*, 100, 173-194.
- POLLARD, D. & DECONTO, R. M. (2005). Hysteresis in Cenozoic Antarctic ice-sheet variations. *Global and Planetary Change*, 45, 9-21.

BIBLIOGRAPHIE

- POLLARD, D., DECONTO, R. M. & ALLEY, R. B. (2015). Potential Antarctic Ice Sheet retreat driven by hydrofracturing and ice cliff failure. *Earth and Planetary Science Letters*, 412, 112-121.
- POLLARD, D., DECONTO, R. M. & NYBLADE, A. A. (2005). Sensitivity of Cenozoic Antarctic ice sheet variations to geothermal heat flux. *Global and Planetary Change*, 49, 63-74.
- POULSEN, C. J., BARRON, E. J., ARTHUR, M. A. & PETERSON, W. H. (2001a). Response of the Mid-Cretaceous global oceanic circulation to tectonic and CO₂ forcings. *Paleoceanography*, 16, 576-592.
- POULSEN, C. J., GENDASZEK, A. S. & JACOB, R. L. (2003). Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum? *Geology*, 31, 115-118.
- POULSEN, C. J., PIERREHUMBERT, R. T. & JACOB, R. L. (2001b). Impact of ocean dynamics on the simulation of the neoproterozoic "snowball Earth". *Geophysical Research Letters*, 28, 1575-1578.
- POULSEN, C. J., SEIDOV, D., BARRON, E. J. & PETERSON, W. H. (1998). The impact of paleogeographic evolution on the surface oceanic circulation and the marine environment within the Mid - Cretaceous tethys. *Paleoceanography*, 13, 546-559.
- PRELL, W. L. & KUTZBACH, J. E. (1992). Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 360, 647-652.
- PRELL, W. L. & KUTZBACH, J. E. (1997). The impact of Tibet-Himalayan elevation on the sensitivity of the monsoon climate system to changes in solar radiation. *Tectonic Uplift and Climate Change*. Springer.
- PRICE, G. D. (1999). The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 48, 183-210.
- PRICE, G. D., VALDES, P. J. & SELLWOOD, B. W. (1998). A comparison of GCM simulated Cretaceous 'Greenhouse' and 'Icehouse' climates: implications for the sedimentary record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 142, 123-138.
- PUCÉAT, E., LÉCUYER, C., SHEPPARD, S. M. F., DROMART, G., REBOULET, S., et al. (2003). Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, 18, 1029.
- PUSZ, A. E., THUNELL, R. C. & MILLER, K. G. (2011). Deep water temperature, carbonate ion, and ice volume changes across the Eocene-Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, 26.
- QUADE, J., BREECKER, D. O., DAERON, M. & EILER, J. (2011). The paleoaltimetry of Tibet: An isotopic perspective. *American Journal of Science*, 311, 77-115.

BIBLIOGRAPHIE

- QUAN, C., LIU, Y.-S. & UTESCHER, T. (2012). Eocene monsoon prevalence over China: A paleobotanical perspective. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 365-366, 302-311.
- RAMSTEIN, G., FLUTEAU, F., BESSE, J. & JOUSSAUME, S. (1997). Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 386, 788-795.
- REEH, N. (1991). Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland ice sheet. *Polarforschung*, 59, 113-128.
- RICH, P. V., RICH, T. H., WAGSTAFF, B. E., MASON, J. M., DOUTHITT, C. B., et al. (1988). Evidence for low temperatures and biologic diversity in Cretaceous high latitudes of Australia. *Science*, 242, 1403-1406.
- RIND, D. & CHANDLER, M. (1991). Increased ocean heat transports and warmer climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012)*, 96, 7437-7461.
- RINTOUL, S., HUGHES, C. & OLBERS, D. (2001). The Antarctic circumpolar current system. In: *Ocean Circulation and Climate/G. Siedler, J. Church and J. Gould, eds. New York: Academic Press. p.*, 271-302.
- RITZ, C., ROMMELAERE, V. & DUMAS, C. (2001). Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years: Implications for altitude changes in the Vostok region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012)*, 106, 31943-31964.
- ROSE, B. E. J. & FERREIRA, D. (2013). Ocean Heat Transport and Water Vapor Greenhouse in a Warm Equable Climate: A New Look at the Low Gradient Paradox. *Journal of Climate*, 26, 2117-2136.
- ROYER, D. L. (2010). Fossil soils constrain ancient climate sensitivity. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 107, 517-8.
- RUDDIMAN, W. F. (1997). *Tectonic Uplift and Climate Change*, Springer Science+Business Media New York.
- SAGAN, C. & MULLEN, G. (1972). Earth and Mars: evolution of atmospheres and surface temperatures. *Science*, 177, 52-56.
- SCHER, H. D. & MARTIN, E. E. (2006). Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. *Science*, 312, 428-430.
- SCHER, H. D., WHITTAKER, J. M., WILLIAMS, S. E., LATIMER, J. C., KORDESCH, W. E., et al. (2015). Onset of Antarctic Circumpolar Current 30 million years ago as Tasmanian Gateway aligned with westerlies. *Nature*, 523, 580-3.

BIBLIOGRAPHIE

- SCHNEIDER, B. & SCHMITTNER, A. (2006). Simulating the impact of the Panamanian seaway closure on ocean circulation, marine productivity and nutrient cycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 246, 367-380.
- SELLWOOD, B. W., PRICE, G. D. & VALDES, P. J. (1994). Cooler estimates of Cretaceous temperatures. *Nature*, 370, 453-455.
- SELLWOOD, B. W. & VALDES, P. J. (2006). Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary geology*, 190, 269-287.
- SEPULCHRE, P., ARSOUZE, T., DONNADIEU, Y., DUTAY, J. C., JARAMILLO, C., et al. (2014). Consequences of shoaling of the Central American Seaway determined from modeling Nd isotopes. *Paleoceanography*, 29, 176-189.
- SEWALL, J. O., SLOAN, L. C., HUBER, M. & WING, S. (2000). Climate sensitivity to changes in land surface characteristics. *Global and Planetary Change*, 26, 445-465.
- SEWALL, J. O., VAN DE WAL, R. S. W., VAN DER ZWAN, K., VAN OOSTERHOUT, C., DIJKSTRA, H. A., et al. (2007). Climate model boundary conditions for four Cretaceous time slices. *Climate of the Past*, 3, 647-657.
- SIJP, W. P. & ENGLAND, M. H. (2004). Effect of the Drake Passage throughflow on global climate. *Journal of physical oceanography*, 34, 1254-1266.
- SIJP, W. P. & ENGLAND, M. H. (2005). Role of the Drake Passage in controlling the stability of the ocean's thermohaline circulation. *Journal of climate*, 18, 1957-1966.
- SIJP, W. P., VON DER HEYDT, A. S., DIJKSTRA, H. A., FLÖGEL, S., DOUGLAS, P. M. J., et al. (2014). The role of ocean gateways on cooling climate on long time scales. *Global and Planetary Change*, 119, 1-22.
- STASSEN, P., SPEIJER, R. P. & THOMAS, E. (2014). Unsettled puzzle of the Marlboro clays. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 111, E1066-7.
- STEVENS, B. & BONY, S. (2013). What are climate models missing? *Science*, 340, 1053-1054.
- STICKLEY, C. E., BRINKHUIS, H., SCHELLENBERG, S. A., SLUIJS, A., RÖHL, U., et al. (2004). Timing and nature of the deepening of the Tasmanian Gateway. *Paleoceanography*, 19, PA4027
- STOCCHI, P., ESCUTIA, C., HOUBEN, A. J. P., VERMEERSEN, B. L. A., BIJL, P. K., et al. (2013). Relative sea-level rise around East Antarctica during Oligocene glaciation. *Nature Geoscience*, 6, 380-384.
- STOLL, H. M. & SCHRAG, D. P. (1996). Evidence for glacial control of rapid sea level changes in the Early Cretaceous. *Science*, 1771-1773.

BIBLIOGRAPHIE

- STOLL, H. M. & SCHRAG, D. P. (2000). High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? *Geological Society of America Bulletin*, 112, 308-319.
- SUN, J., YE, J., WU, W., NI, X., BI, S., et al. (2010). Late Oligocene-Miocene mid-latitude aridification and wind patterns in the Asian interior. *Geology*, 38, 515-518.
- SUN, X. & WANG, P. (2005). How old is the Asian monsoon system?—Palaeobotanical records from China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222, 181-222.
- TARDUNO, J. A., BRINKMAN, D. B., RENNE, P. R., COTTRELL, R. D., SCHER, H., et al. (1998). Evidence for extreme climatic warmth from Late Cretaceous Arctic vertebrates. *Science*, 282, 2241-2243.
- THOMPSON, S. L. & POLLARD, D. (1995). A global climate model (GENESIS) with a land-surface transfer scheme (LSX). Part I: Present climate simulation. *Journal of Climate*, 8, 732-761.
- THORN, V. C. & DECONTO, R. (2006). Antarctic climate at the Eocene/Oligocene boundary — climate model sensitivity to high latitude vegetation type and comparisons with the palaeobotanical record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231, 134-157.
- TOGGWEILER, J. & BJORNSSON, H. (2000). Drake Passage and palaeoclimate. *Journal of Quaternary Science*, 15, 319-328.
- TRIPATI, A., BACKMAN, J., ELDERFIELD, H. & FERRETTI, P. (2005). Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature*, 436, 341-346.
- UPCHURCH, G. R., KIEHL, J., SHIELDS, C., SCHERER, J. & SCOTese, C. (2015). Latitudinal temperature gradients and high-latitude temperatures during the latest Cretaceous: Congruence of geologic data and climate models. *Geology*, 43, 683-686.
- UPCHURCH, G. R., OTTO-BLIESNER, B. L. & SCOTese, C. (1998). Vegetation-atmosphere interactions and their role in global warming during the latest Cretaceous. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 353, 97-112.
- UREY, H. C. (1948). Oxygen isotopes in nature and in the laboratory. *Science*, 108, 489-496.
- VALDES, P. J. (2000). Warm climate forcing mechanisms. In: HUBER, B. T., MACLEOD, K. G. & WING, S. L. (eds.) *Warm climates in earth history*. Cambridge University Press.
- VALDES, P. J. & SELLWOOD, B. W. (1992). A palaeoclimate model for the Kimmeridgian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 95, 47-72.

BIBLIOGRAPHIE

- VANDERMARK, D., TARDUNO, J. A. & BRINKMAN, D. B. (2007). A fossil champsosaur population from the high Arctic: Implications for Late Cretaceous paleotemperatures. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248, 49-59.
- VEIZER, J., GODDERIS, Y. & FRANÇOIS, L. M. (2000). Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon. *Nature*, 408, 698-701.
- VON DER HEYDT, A. & DIJKSTRA, H. A. (2006). Effect of ocean gateways on the global ocean circulation in the late Oligocene and early Miocene. *Paleoceanography*, 21.
- WADE, B. S., HOUBEN, A. J. P., QUAIJTAAL, W., SCHOUTEN, S., ROSENTHAL, Y., et al. (2011). Multiproxy record of abrupt sea-surface cooling across the Eocene-Oligocene transition in the Gulf of Mexico. *Geology*, 40, 159-162.
- WADE, B. S. & PÄLIKE, H. (2004). Oligocene climate dynamics. *Paleoceanography*, 19, PA4019.
- WALKER, J. C. G., HAYS, P. B. & KASTING, J. F. (1981). A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of the Earth's surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 86, 9776-9782.
- WANG, B. & DING, Q. (2006). Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophysical Research Letters*, 33.
- WANG, Y., HUANG, C., SUN, B., QUAN, C., WU, J., et al. (2014). Paleo-CO₂ variation trends and the Cretaceous greenhouse climate. *Earth-Science Reviews*, 129, 136-147.
- WEBSTER, P. J. & FASULLO, J. (2003). Monsoon: dynamical theory. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 3, 1370-1391.
- WEGENER, A. 1924. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane (Vierte umgearbeitete Auflage): Friedrich Vieweg & Sohn Aktien-Gesellschaft. Braunschweig.
- WILSON, D. S., JAMIESON, S. S. R., BARRETT, P. J., LEITCHENKOV, G., GOHL, K., et al. (2012). Antarctic topography at the Eocene–Oligocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 335-336, 24-34.
- WILSON, D. S., POLLARD, D., DECONTO, R. M., JAMIESON, S. S. & LUYENDYK, B. P. (2013). Initiation of the West Antarctic Ice Sheet and estimates of total Antarctic ice volume in the earliest Oligocene. *Geophysical Research Letters*, 40, 4305-4309.
- WILSON, P. A. & NORRIS, R. D. (2001). Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, 412, 425-429.

BIBLIOGRAPHIE

- WILSON, P. A., NORRIS, R. D. & COOPER, M. J. (2002). Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30, 607-610.
- WRIGHT, J. D., MILLER, K. G. & FAIRBANKS, R. G. (1992). Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography*, 7, 357-389.
- WRIGHT, J. D. & SCHALLER, M. F. (2013). Evidence for a rapid release of carbon at the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 15908-15913.
- YANG, S., GALBRAITH, E. & PALTER, J. (2013). Coupled climate impacts of the Drake Passage and the Panama Seaway. *Climate Dynamics*, 43, 37-52.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001a). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292, 686-693.
- ZACHOS, J. C., DICKENS, G. R. & ZEEBE, R. E. (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451, 279-283.
- ZACHOS, J. C., SHACKLETON, N. J., REVENAUGH, J. S., PÄLIKE, H. & FLOWER, B. P. (2001b). Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 292, 274-278.
- ZACHOS, J. C., STOTT, L. D. & LOHMANN, K. C. (1994). Evolution of Early Cenozoic marine temperatures. *Paleoceanography*, 9, 353-387.
- ZANAZZI, A., KOHN, M. J., MACFADDEN, B. J. & TERRY, D. O. (2007). Large temperature drop across the Eocene-Oligocene transition in central North America. *Nature*, 445, 639-42.
- ZEEBE, R. E., DICKENS, G. R., RIDGWELL, A., SLUIJS, A. & THOMAS, E. (2014). Onset of carbon isotope excursion at the Paleocene-Eocene thermal maximum took millennia, not 13 years. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 111, E1062-3.
- ZEEBE, R. E., ZACHOS, J. C. & DICKENS, G. R. (2009). Carbon dioxide forcing alone insufficient to explain Palaeocene–Eocene Thermal Maximum warming. *Nature Geoscience*, 2, 576-580.
- ZHANG, Y. G., PAGANI, M., LIU, Z., BOHATY, S. M. & DECONTO, R. M. (2013). A 40-million-year history of atmospheric CO₂. *Philosophical transactions. Series A*, 371.
- ZHANG, Z., FLATØY, F., WANG, H., BETHKE, I., BENTSEN, M., et al. (2012). Early Eocene Asian climate dominated by desert and steppe with limited monsoons. *Journal of Asian Earth Sciences*, 44, 24-35.

BIBLIOGRAPHIE

- ZHANG, Z., NISANCIOGLU, K. H., FLATØY, F., BENTSEN, M., BETHKE, I., et al. (2011). Tropical seaways played a more important role than high latitude seaways in Cenozoic cooling. *Climate of the Past*, 7, 801-813.
- ZHANG, Z., WANG, H., GUO, Z. & JIANG, D. (2007a). Impacts of tectonic changes on the reorganization of the Cenozoic paleoclimatic patterns in China. *Earth and Planetary Science Letters*, 257, 622-634.
- ZHANG, Z., WANG, H., GUO, Z. & JIANG, D. (2007b). What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratethys Sea retreat? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245, 317-331.
- ZHOU, J., POULSEN, C. J., ROSENBLOOM, N., SHIELDS, C. & BRIEGLEB, B. (2012). Vegetation-climate interactions in the warm mid-Cretaceous. *Climate of the Past*, 8, 565-576.

Titre : Interactions climat-calotte durant la greenhouse Crétacé-Paléogène (120-34 Ma) : influence de la paléogéographie et du CO₂ atmosphérique

Mots-Clés : Paléoclimatologie, Modélisation du Climat, Interactions climat-calottes

Résumé : Les enregistrements climatiques globaux à l'échelle géologique entre le Crétacé et le début du Cénozoïque indiquent des variations de grande amplitude. Sur le long terme, celles-ci sont déterminées par l'équilibre entre la composition atmosphérique en gaz à effet de serre, principalement le CO₂, issus du dégazage volcanique et l'altération continentale, modulée par les mouvements tectoniques des continents. Dans cette thèse, les liens entre paléogéographie et CO₂ ont été étudiés dans le contexte des interactions entre climat et calottes de glace au cours d'un intervalle de temps dit de « greenhouse », entre 120 et 34 Ma. L'utilisation d'une suite de modèles impliquant un modèle couplé moyenne résolution, un modèle atmosphérique haute résolution et un modèle de calotte de glace, a permis de montrer que les changements paléogéographiques survenant au Crétacé ont régulé la présence de glace en Antarctique. Dans un second temps, une nouvelle méthode de couplage climat-calotte a été développée pour étudier la glaciation Eocène-Oligocène. Ces développements ont permis de reconstruire une évolution fidèle de celle-ci, en très bon accord avec les données. Deux rétroactions liées à cette glaciation et à la chute concomitante du CO₂ atmosphérique sont étudiées. En premier lieu, l'impact de la glaciation sur le Courant Circumpolaire Antarctique est abordé, montrant que celle-ci génère une intensification de ce courant. Ensuite, au sein d'une étude mêlant données et modèles pour documenter la présence de moussons en Asie dès l'Eocène moyen, il est montré que le changement climatique de la fin de l'Eocène induit une baisse d'intensité de la mousson asiatique. Enfin, dans la perspective d'analyser les conséquences des changements paléogéographiques du Cénozoïque sur la biogéochimie marine, des tests de sensibilité aux passages océaniques de Panama et de Drake ont été réalisés.

Title: Climate-ice sheets interaction during the Cretaceous-Paleogene greenhouse (120-34 Ma): impact of paleogeography and atmospheric CO₂

Keywords: Paleoclimatology, Climate modelling, Climate-ice sheets interactions

Summary: On geological timescales, global climate proxies indicate that variations of large magnitude occur between the Cretaceous and the Cenozoic. On the long term, these variations are mostly determined by the equilibrium between the greenhouse gases composition of the atmosphere, primarily the CO₂, and continental weathering set up by the spatial location of Earth's landmasses. Here, the links between paleogeography and CO₂ are looked upon in a climate-ice sheet interactions framework during a greenhouse period of Earth history (120 – 34 Ma). A suite of models involving coupled models and ice sheet models have been used to demonstrate that paleogeographic reorganizations have regulated the presence of ice over Antarctica during the Cretaceous. In a second time and using a similar setup, a new method for climate-ice sheet coupling have been developed and applied to the Eocene-Oligocene (EO) glaciation to yield a new scenario of ice evolution, in good agreement with data. Two feedbacks related to this glaciation and the coeval atmospheric CO₂ fall are investigated. First, it is shown that the EO glaciation generates an intensification of the Antarctic Circumpolar Current. Second, within a data-model study demonstrating active Asian monsoons as old as the mid-Eocene, it is shown that the climatic change at the end of the Eocene is responsible for a reduction in the intensity of the Asian monsoon. Finally, with the aim of analysing the effect of paleogeographic changes on marine biogeochemistry during the Cenozoic, sensitivity tests to Drake Passage and Panama Seaway have been carried out.