



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 336 (2004) 657–666



Géophysique externe, climat et environnement (Climat)

La circulation globale de l'océan et ses variations dans le passé

Jean-Claude Duplessy

Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, laboratoire mixte CEA-CNRS, Parc du CNRS 91198, Gif-sur-Yvette, France

Accepté le 10 décembre 2003

Disponible sur Internet le 8 mai 2004

Rédigé à l'invitation du Comité éditorial

Résumé

Le développement de méthodes quantitatives micropaléontologiques et géochimiques permettant de reconstituer la température, la salinité et la ventilation de l'eau de mer par l'étude des sédiments marins a ouvert la voie à la reconstruction de la circulation globale de l'océan dans le passé. Ces données géologiques peuvent être confrontées à des simulations réalisées à l'aide de modèles océaniques ou de modèles de l'ensemble du système climatique. Ce papier discute les résultats acquis depuis une vingtaine d'années et les grandes incertitudes qui restent à traiter. Les reconstitutions paléo-océanographiques ont montré que la circulation océanique avait été très différente de celle d'aujourd'hui pendant la dernière période glaciaire et que les changements mis en évidence peuvent se développer rapidement, en quelques siècles tout au plus. Des changements similaires pourraient se développer en réponse au changement climatique induit par les activités humaines. **Pour citer cet article : J.-C. Duplessy, C. R. Geoscience 336 (2004).**

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Global ocean circulation and its past variations. Quantitative reconstruction of past sea water temperature, salinity and ventilation from marine sediment has provided an original approach to reconstruct the global ocean circulation and its past variations. These reconstructions may be compared to simulations performed either by forcing a 2-D or 3-C Ocean Circulation Model by sea surface temperature, salinity and wind stress or by forcing a fully coupled climate model (atmosphere-ocean-sea ice) by past boundary conditions such as those of the last glacial maximum (insolation, ice sheets, continental albedo and vegetation). This paper describes the main results that have been obtained over the last twenty years and discusses remaining uncertainties. Palaeoceanographic reconstructions have shown that the global ocean circulation was deeply different from that of today during the last glaciation and that major changes may develop in less than a few centuries. Comparable changes may occur in response to the human induced climate change of the next centuries. **To cite this article: J.-C. Duplessy, C. R. Geoscience 336 (2004).**

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : climat ; paléoclimat ; océanographie ; paléo-océanographie ; changement climatique

Keywords: climate; palaeoclimate; oceanography; palaeoceanography; climatic change

Adresse e-mail : jean-claude.duplessy@lsce.cnrs-gif.fr (J.-C. Duplessy).

1631-0713/\$ – see front matter © 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.
doi:10.1016/j.crte.2003.12.021

1. Introduction

Les courants marins jouent un rôle essentiel dans le climat, puisqu'ils contribuent environ pour moitié au transport de chaleur des basses vers les hautes latitudes, le reste étant assuré par l'atmosphère. La compréhension des changements qui ont affecté les climats du passé passe donc par celle de la circulation océanique à grande échelle. Or, celle-ci dépend de deux moteurs essentiels, les vents et les différences de densité entre les diverses masses d'eau, les eaux denses plongeant sous celles dont la densité est moindre. Enfin, au cours de leur mouvement, les masses d'eau sont déviées par la force de Coriolis du fait de la rotation de la Terre. Ces principes sur lesquels repose toute modélisation de la circulation océanique, sont évidemment valables dans le passé géologique. Au-delà de ces aspects théoriques, il est nécessaire que soient établies des reconstitutions de la circulation de l'océan dans le passé reposant sur des bases expérimentales. Étant donné que la densité de l'eau de mer est une fonction de la température et de la salinité, des méthodes quantitatives d'estimation des températures et des salinités de l'eau de mer dans le passé ont été développées au cours des dernières années, ainsi que des traceurs permettant la reconstitution des grandes lignes de courant au sein de l'océan profond. Cet article discute brièvement ces méthodes, décrit les principaux résultats acquis par cette science nouvelle qu'est la paléocéanographie et souligne les incertitudes qui demeurent.

2. Estimation des caractéristiques de l'eau de mer dans le passé

2.1. Température des eaux superficielles

La méthode la plus ancienne repose sur l'interprétation des variations de faunes de foraminifères en fonction de la température d'été et d'hiver des eaux superficielles [26,31]. Cette approche statistique donne de bons résultats, parce que la température est le principal paramètre gouvernant le développement de ces animaux. Elle permet d'estimer les températures de l'eau de mer dans le passé, avec une incertitude (à 1σ) voisine de 1°C , dans une gamme de température de 6 à 25°C pour l'été et de 2 à 25°C pour l'hiver. Vers

les basses températures, une espèce unique *Neogloboquadrina pachyderma* (sénestre) domine la faune ; les estimations de température sont imprécises et présentent un biais vers des valeurs chaudes (Fig. 1). Dans les eaux chaudes, les faunes varient peu et les estimations obtenues à l'aide des premières fonctions de transfert étaient moins précises avec un biais vers des valeurs basses (Fig. 1). Cette difficulté qui devrait être levée grâce à l'emploi des plus récentes méthodes statistiques (Fig. 1) est à l'origine des incertitudes sur les températures des zones polaires ou tropicales pendant le dernier maximum glaciaire.

Pour lever ces incertitudes, plusieurs approches ont été tentées. Les premières font appel à des fonctions de transfert reposant sur d'autres groupes de fossiles, algues ou animaux. Des résultats cohérents ont été obtenus à l'aide des diatomées marines qu'on ne trouve que dans les sédiments des zones polaires [34]. Pour les autres groupes, leur écologie est encore insuffisamment connue et la signification de leurs variations d'abondance est encore l'objet de discussions (voir par exemple de Vernal [15]). L'impact des variations de la production primaire sur la composition des faunes ou des flores de microfossiles, y compris les foraminifères, est encore un sujet d'étude [12].

Les chimistes organiciens ont remarqué que certaines espèces de coccolithophoridés (algues à coquille calcaire responsables des accumulations de craie) fabriquent des alcénones en C-37, longues chaînes moléculaires dont les proportions relatives en espèces di- et tri-insaturées sont, en culture, une fonction de la température à laquelle ces algues se sont développées [35]. On obtient ainsi une nouvelle méthode d'estimation des températures de l'eau de mer, dont la validité a été contrôlée sur des sédiments récents. Toutefois, des incertitudes subsistent à la fois vers les basses températures pour lesquelles le développement des coccolithophoridés est très limité et vers les températures $>26^\circ\text{C}$ pour lesquelles la molécule tri-insaturée n'est plus produite en quantité significative [6,40].

Une approche récente repose sur les variations en fonction de la température de la teneur en Mg incorporé dans les coquilles calcaires de foraminifères. Cette méthode prometteuse est encore en voie d'exploration [41]. Différentes calibrations ont été présentées. Elles dépendent de l'espèce analysée et de la masse d'eau océanique concernée, vraisemblablement en rai-

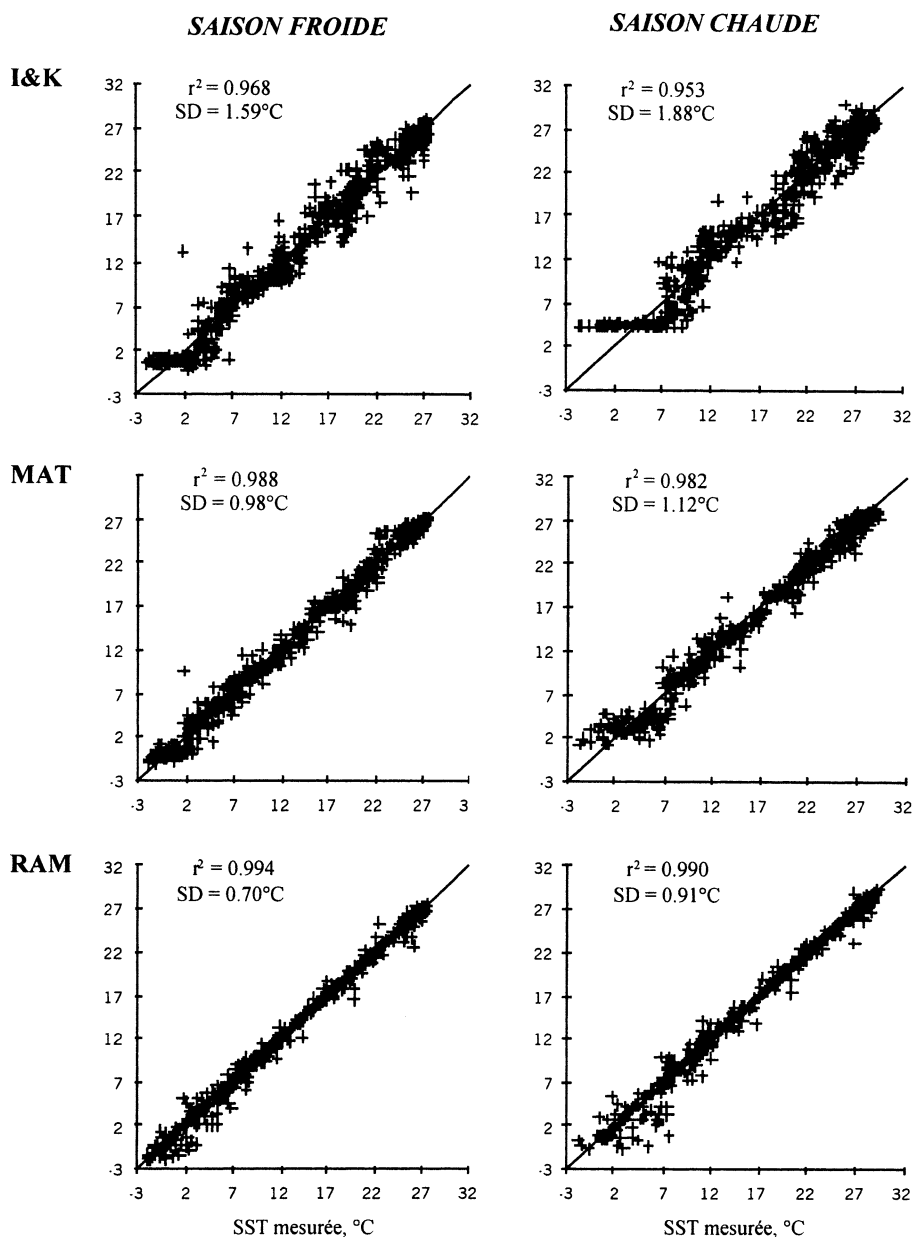


Fig. 1. Comparaison des températures de surface de l'eau de mer estimées pour la saison chaude et la saison froide avec les valeurs mesurées. Les estimations ont été obtenues à l'aide de trois méthodes statistiques différentes : la fonction de transfert d'Imbrie et Kipp, la méthode des analogues modernes (MAT) et la méthode révisée des analogues modernes (RAM) (r est le coefficient de corrélation, et SD l'écart quadratique moyen). La base de données est constituée de 615 sommets de carottes couvrant l'ensemble de l'océan Atlantique nord. Les températures à l'emplacement de chaque carotte ont été calculées en prenant comme base de données de référence les 614 autres carottes (d'après [31]). Noter l'amélioration apportée par RAM vers les hautes et basses températures.

Fig. 1. Comparison of estimated versus measured SST at the 615 sites of the North Atlantic database for three different statistical methods: the Imbrie and Kipp transfer function (I&K), the modern analogue technique (MAT), and the revised analogue method (RAM) (r , correlation coefficient and SD, standard deviation). At the location of each core top, warm and cold seasons SSTs have been estimated using the 614 other core tops as reference database (from [31]). Note the improved SST estimates obtained by RAM in the low and high SST range.

son des différences de pH. Par ailleurs, des problèmes de conservation sur des temps géologiques se posent en raison de la grande sensibilité de l'ion magnésium à la dissolution des carbonates.

En combinant les études chimiques et micropaléontologiques des sédiments marins, on peut s'affranchir des incertitudes évoquées ci-dessus et obtenir des estimations raisonnablement fiables des températures passées de l'eau de mer. Celles-ci se préciseront avec le perfectionnement des méthodes chimiques (alcénonnes, rapport Mg/Ca).

2.2. Salinité des eaux superficielles

Les eaux chaudes étant généralement les plus salées, il est rarement possible d'estimer les paléosalinités par des fonctions de transfert, parce que le signal de température est dominant. C'est pourquoi il est nécessaire de faire appel aux méthodes isotopiques. Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau de mer (δ_w) est, au moins localement, une fonction linéaire de la salinité, parce qu'une molécule d'eau contenant l'isotope léger ^{16}O s'évapore plus rapidement que celle contenant l'isotope lourd ^{18}O . Dans un modèle à deux boîtes, l'une superficielle, localement homogène, de salinité S et de rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ δ_w , et l'autre homogène profonde de salinité S_D et de rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ δ_D , la pente de la relation reliant δ_w à S dans la boîte superficielle est donnée par la formule :

$$d\delta_w/dS = (1/S_D)[(\delta_D - \delta_w) + (\delta_E - \delta_P)/(1 - E/P)]$$

où E désigne le taux d'évaporation, P le taux de précipitation, δ_E la composition isotopique de l'eau qui s'évapore et δ_P la composition isotopique de la pluie [16]. Tous ces paramètres sont sensiblement constants à l'échelle d'une région, de sorte que la relation entre δ_w et S est linéaire. Les mesures effectuées au cours des expéditions GEOSECS ont montré que cette linéarité était conservée à l'échelle des grands bassins océaniques.

Par ailleurs, le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ d'un carbonate (δ_c) est une fonction de la température et du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau dans laquelle il s'est formé, appelée formule des paléotempératures :

$$T = 16,9 - 4,38(\delta_c - \delta_w) + 0,10(\delta_c - \delta_w)^2$$

Par conséquent, à partir d'un même sédiment marin, on peut estimer la température de l'eau de mer (par

fonction de transfert ou analyse chimique), puis son rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (en mesurant celui des coquilles de foraminifères) et enfin sa salinité [18]. Les principales sources d'incertitude proviennent d'abord de l'erreur sur la température, parce qu'une erreur de 1 °C se traduit par une erreur de 0,25 ‰ sur δ_w et une erreur de 0,50 psu sur la salinité. L'erreur sur les variations de la pente de la relation entre δ_w et la salinité est généralement plus faible, sauf dans les zones de forte évaporation où cette pente diminue sensiblement.

L'erreur statistique sur les estimations de salinité est donc très importante. Cependant, les variations de salinité des eaux superficielles dépassent plusieurs psu au cours d'un cycle glaciaire–interglaciaire [19], de sorte que les estimations obtenues restent représentatives des grands traits des fluctuations de salinité de l'océan mondial.

2.3. Température et salinité des eaux profondes

La distribution des foraminifères benthiques ne dépend pas de la température. Dans l'attente que la méthode chimique d'estimation des températures des eaux profondes soit au point, l'approche utilisée actuellement consiste à mesurer le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des foraminifères benthiques et appliquer la formule des paléotempératures en estimant la composition isotopique de l'eau δ_w . Pour le dernier maximum glaciaire, δ_w est estimé, soit par un modèle simple tenant compte du volume des glaces continentales [20], soit par la mesure du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des eaux interstitielles qui gardent la mémoire de l'eau de mer du passé [1].

2.4. Lignes de courant profond

Les eaux profondes de l'océan mondial tirent leur origine d'eaux superficielles qui plongent dans les hautes latitudes. Au cours de leur trajet en profondeur, elles reçoivent la « pluie » des matières organiques mortes formées dans la zone euphotique. Sous l'action des bactéries, ces matières organiques se dégradent en consommant l'oxygène dissous et en relâchant simultanément en profondeur du gaz carbonique (avec une composition isotopique caractéristique pauvre en ^{13}C) et des éléments nutritifs comme les ions phosphates. La diminution de la ventilation des eaux profondes

s'accompagne donc d'un enrichissement en CO_2 dissous et en phosphates. Les lignes de courant sont marquées dans l'océan par la diminution progressive du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du CO_2 dissous et l'augmentation concomitante des teneurs en ions phosphates. Or, le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'eau de mer est enregistré dans celui du carbonate des foraminifères benthiques, tandis que le rapport Cd/Ca des coquilles de ces mêmes foraminifères est linéairement corrélé à la teneur en phosphate dissous dans l'eau de mer. En analysant en différents points de l'océan le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et le rapport Cd/Ca des foraminifères benthiques déposés à un moment précis de l'histoire géologique, on dispose de deux méthodes indépendantes de reconstitution de la circulation profonde à l'échelle globale qui donnent généralement des résultats convergents [9,17]. Des incertitudes subsistent dans l'océan Austral, probablement associées à l'expansion de la glace de mer qui a réduit la ventilation des eaux superficielles pendant la glaciation et découple ainsi le traceur $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du traceur Cd/Ca [10].

3. L'océan mondial pendant le dernier maximum glaciaire

En 1981, une première reconstitution des températures des eaux superficielles au cours du dernier maximum glaciaire a été présentée par le groupe CLIMAP [13]. Cette reconstitution sert toujours de référence en absence d'une version révisée. Les points de discussion portent essentiellement sur les latitudes hautes et les tropiques, là où les fonctions de transfert présentent les plus grandes incertitudes. Les méthodes chimiques d'évaluation des températures suggèrent que le refroidissement des zones tropicales a vraisemblablement été compris entre 3 et 5 °C, soit 2 °C de plus que la reconstitution CLIMAP [2,5,23]. Le fort refroidissement des latitudes moyennes est confirmé. Pour les très hautes latitudes, il est maintenant admis que la reconstitution CLIMAP a surestimé l'ampleur de la couverture de glace de mer permanente sur la mer de Norvège et du Groenland et qu'une large partie de ces mers était libre de glace pendant l'été [45]. L'océan glaciaire est donc caractérisé par des eaux froides dans les hautes et moyennes latitudes séparées des eaux chaudes tropicales par un front

polaire marqué, aussi bien dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud.

La distribution des salinités témoigne de l'existence d'un gradient plus fort qu'aujourd'hui entre les latitudes tropicales et les latitudes polaires (Fig. 2). Le transfert d'eau évaporée dans les tropiques vers les hautes latitudes était donc plus intense qu'aujourd'hui. Du fait des très basses salinités en mer de Norvège et du Groenland, ces bassins n'étaient plus susceptibles de former des eaux denses capables d'envahir l'océan Atlantique en cascade au-dessus du seuil des Faeroe. La formation de glace de mer hivernale et de saumures sursalées permettait uniquement des plongées d'eau denses qui trouvaient leur équilibre de densité vers 1 km de profondeur [36,43]. La reconstitution des salinités est évidemment dépendante de celle des températures des eaux superficielles. Des tests de sensibilité ont montré que, quelle que soit la reconstitution des températures superficielles adoptées pour le domaine nordique, les eaux étaient trop peu salées pour permettre une convection hivernale aussi intense qu'aujourd'hui.

L'essentiel de l'eau profonde nord-atlantique était formé par convection hivernale profonde dans l'océan Atlantique nord, vers 50° N, là où la dérive nord-atlantique apportait des eaux salées qui traversaient le front polaire (Fig. 2). Ces eaux étaient suffisamment denses pour plonger vers 2 km de profondeur, de sorte que l'eau profonde nord-atlantique glaciaire était remontée d'environ 1000 m par rapport à sa localisation actuelle [17,30]. Finalement, tout le bassin atlantique profond était envahi par des eaux denses qui avaient plongé dans l'hémisphère sud (Fig. 3). Ces eaux antarctiques avaient aussi envahi les bassins profonds des océans Indien et Pacifique et elles étaient séparées des eaux profondes par un gradient marqué, sans équivalent actuel, qui séparait vers 2 km de profondeur les eaux de fond froides, salées et mal ventilées des eaux sus-jacentes moins denses et mieux ventilées [25,27]. L'existence d'une convection hivernale dans le Pacifique Nord est encore objet de discussions, mais son intensité était en tout cas trop faible pour assurer une ventilation élevée, comparable à celle de l'océan Atlantique aux mêmes profondeurs.

L'océan glaciaire en dessous de 2500 m était extrêmement froid, avec des températures inférieures à -1 °C, et donc proches du point de congélation, parce que les plongées hivernales d'eau superficielles se pro-

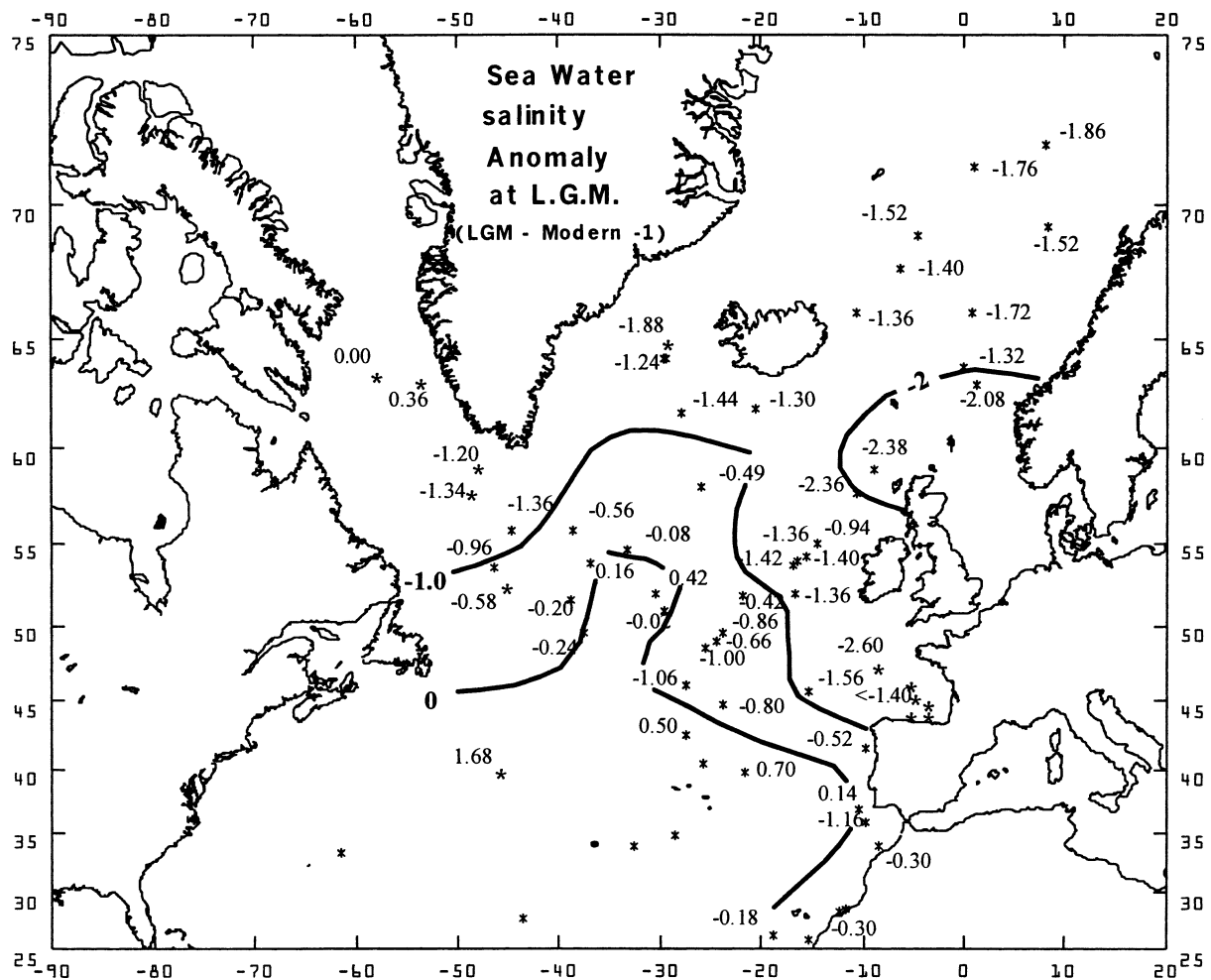


Fig. 2. Carte de l'anomalie de salinité des eaux superficielles de l'océan Atlantique au cours du dernier maximum glaciaire [18]. 1 psu est retiré à la différence ($S_{LGM} - S_{MODERN}$) pour tenir compte de l'augmentation globale de salinité due à la croissance des calottes glaciaires continentales.

Fig. 2. Map of the sea surface salinity anomaly for the North Atlantic Ocean during the Last Glacial Maximum. 1 psu is subtracted to the difference ($S_{LGM} - S_{MODERN}$) to take into account the salinity increase associated with the growth of continental ice sheets.

duisaient en plein océan, au voisinage de zones englacées et qu'aucun mécanisme ne permettait le mélange de ces eaux très froides avec des eaux intermédiaires plus chaudes, comme cela se produit aujourd'hui pour former l'eau profonde nord-atlantique [20,38].

Les simulations réalisées en forçant des modèles 2-D ou 3-D de circulation générale de l'océan par les vents glaciaires (issus d'un modèle atmosphérique) et les températures et salinités superficielles reconstituées conduisent à des schémas cohérents avec les

grandes lignes de la circulation thermohaline reconstituées par les méthodes géochimiques [21,46]. Elles montrent en général que la circulation thermohaline glaciaire était ralentie par rapport à la circulation actuelle et que les différences de ventilation avaient un impact significatif sur la distribution du carbone 14. Les eaux superficielles des hautes latitudes avaient un âge carbone 14 apparent plus élevé qu'aujourd'hui, ce qui introduit une incertitude supplémentaire pour dater les coquilles fossiles qui s'y sont développées. Comme

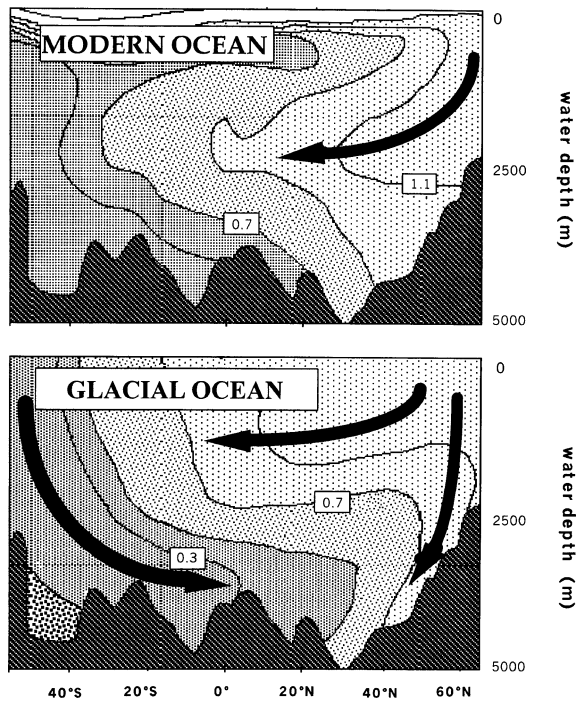


Fig. 3. Section nord–sud de l’océan Atlantique montrant les variations du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du CO_2 dissous dans les eaux profondes pour l’Actuel (adapté de Kroopnick [29]) et le dernier maximum glaciaire (adapté de Duplessy [17]). Les valeurs élevées de $\delta^{13}\text{C}$ correspondent aux eaux ventilées qui ont plongé dans l’Atlantique nord et les valeurs faibles aux eaux peu ventilées, mais très denses, qui ont plongé dans l’océan Austral. Pendant le dernier maximum glaciaire, les eaux qui plongeaient dans l’Atlantique nord trouvaient leur équilibre de densité vers 2 km de profondeur, environ 1 km plus haut qu’aujourd’hui, et les eaux australes avaient envahi tout le bassin profond de l’océan Atlantique.

Fig. 3. Reconstruction of the changes in $\delta^{13}\text{C}$ across the Atlantic Ocean for the modern period (adapted from Kroopnick [29]) and the Last Glacial Maximum (adapted from Duplessy [17]). High $\delta^{13}\text{C}$ values reflect well-ventilated waters that sank in the North Atlantic. Low $\delta^{13}\text{C}$ values reflect poorly ventilated, but dense waters which sank in the Southern Ocean. During the LGM, the North Atlantic Deep water sank only to 2-km depth and the whole deep Atlantic was invaded by bottom water formed in the Southern Ocean.

ce sont ces eaux qui plongent en profondeur, leur teneur en carbone 14 n’est pas simplement représentative du temps de résidence des eaux profondes [11]. En outre, les simulations réalisées avec des modèles couplés océan–atmosphère–glace, entièrement indépendantes des données paléo–océanographiques, montrent à la fois la forte diminution des salinités aux hautes la-

titudes de l’Atlantique et le ralentissement de la circulation thermohaline [28,39].

4. Les changements rapides de la circulation thermohaline

L’un des résultats les plus inattendus de la paléo–océanographie de la dernière glaciation a été la mise en évidence de changements extrêmement rapides de la circulation thermohaline associés à des décharges massives d’icebergs relâchés par les calottes glaciaires qui recouvraient le Canada et le Nord de l’Europe. Ces icebergs ont laissé la trace de leur passage sous forme de lits de débris rocheux minéraux (de taille supérieure à $150\ \mu\text{m}$), qu’ils laissaient tomber sur l’ensemble de l’Atlantique nord aux latitudes supérieures à 40°N , au fur et à mesure qu’ils fondaient. Ce sont les événements de Heinrich [24]. Cette fonte provoquait une diminution des salinités des eaux superficielles telle que les formations hivernales d’eau profonde étaient diminuées, voire totalement arrêtées [7,8,37,42]. On observe simultanément que le bassin atlantique en dessous de 2000 m est envahi par les eaux de fond, mal ventilées, formées dans l’océan Austral (Fig. 4). La circulation thermohaline pendant le dernier maximum glaciaire, qui est caractérisée par une formation d’eau profonde nord-atlantique moins profonde et moins intense que celle d’aujourd’hui, ne correspond donc pas à l’état extrême de ralentissement observé au cours de la glaciation. Cet état extrême caractérisé par un quasi-arrêt du transport d’eaux chaudes et salées vers les hautes latitudes de l’Atlantique nord n’est observé que pendant les événements de Heinrich.

Lorsque les calottes glaciaires retrouvent un profil d’équilibre et cessent d’émettre des icebergs, les eaux chaudes et salées qui étaient cantonnées dans les basses latitudes remontent vers le nord avec la dérive nord-atlantique et la circulation thermohaline reprend, ainsi que les formations d’eaux profondes [14,42]. Divers types de modèles climatiques sont susceptibles de rendre compte de la capacité de l’océan à passer d’un état de circulation à un autre (Paillard, ce volume).

Le ralentissement de la circulation thermohaline a pour conséquence une diminution sensible du flux de chaleur transporté par l’océan de l’hémisphère sud dans l’hémisphère nord. Il en résulte un refroidissement de toute la zone nord-atlantique, marqué par une

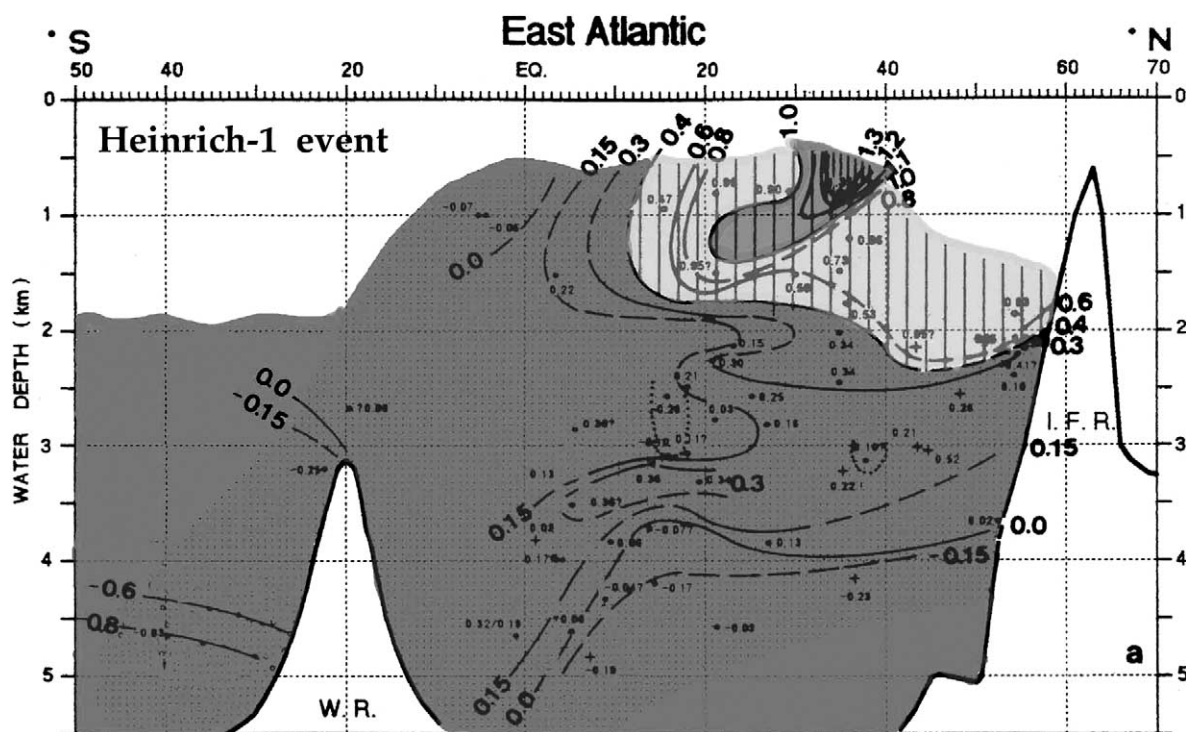


Fig. 4. Section nord-sud de l'océan Atlantique montrant les variations du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du CO_2 dissous dans les eaux profondes durant l'événement de Heinrich 1, qui marque le début de la déglaciation (adapté de Sarnthein [37]). Les formations d'eau profonde dans l'Atlantique nord étaient très réduites. Ces eaux ne plongeaient pas au-delà de 1 km et les eaux australes avaient envahi tout le bassin profond de l'océan Atlantique.

Fig. 4. Reconstruction of the changes in $\delta^{13}\text{C}$ across the Atlantic Ocean during Heinrich event 1, which marks the beginning of the deglaciation (adapted from Sarnthein [37]). The small flux of North Atlantic Deep Water sank only to 1-km depth and the whole deep Atlantic was invaded by bottom water formed in the Southern Ocean.

avancée du front polaire jusqu'à la latitude de Gibraltar, provoquant un refroidissement marqué des côtes du Portugal [3] et, sur le continent américain, un changement de végétation enregistré jusque dans un lac de Floride [22]. Encore plus que pendant le maximum glaciaire, ces changements de circulation océanique s'accompagnent d'une modification sensible du cycle du ^{14}C océanique avec la présence d'eaux de surface dont l'âge apparent est vieilli d'environ mille ans dans l'Atlantique aux latitudes supérieures à 40°N [44].

5. Conclusions et perspectives

L'idée que l'on puisse reconstituer la circulation tri-dimensionnelle de l'océan dans le passé par des indicateurs géologiques était un rêve il y a quelques

dizaines d'années. Le couplage entre les analyses micropaléontologiques, chimiques et isotopiques des sédiments marins a fourni les bases scientifiques de sa réalisation. Un effort important de carottage a dû être mis en œuvre, grâce à un navire, comme le *Marion Dufresne*, équipé de grands carottiers au maniement rapide, permettant de sillonner les océans en quelques années et de collecter des sédiments provenant des principaux bassins océaniques.

Il reste à comprendre par quels mécanismes l'océan passe rapidement d'un état à un autre. Ceci nécessitera de reconstituer à très haute résolution l'évolution des conditions régnant en surface et en profondeur au cours d'un ou plusieurs cycles climatiques dans un cadre chronologique très précis. En particulier, les variations de la circulation thermohaline pendant les périodes interglaciaires restent encore très mal

connues et devront être précisées. Il faut enfin noter que les variations de la chimie de l'océan dans le passé sont beaucoup moins bien comprises que celles de sa circulation. On est toujours incapable d'expliquer comment l'océan a pu absorber suffisamment de gaz carbonique pour faire baisser la teneur en CO₂ de 280 ppm, en période interglaciaire, à 200 ppm, en période glaciaire [4]. Le cycle de certains éléments nutritifs comme l'azote est encore mal compris et celui des éléments trace comme le zinc, dont le comportement est proche de celui de la silice est juste abordé [32]. Il faut enfin noter que plusieurs des méthodes développées pour reconstituer l'évolution de la circulation océanique au cours des dernières centaines de milliers d'années peuvent aussi s'appliquer à des périodes plus anciennes, tant que la diagenèse ne perturbe pas le signal chimique ou isotopique original. La paléocéanographie de l'ère tertiaire n'en est qu'à ses débuts.

Enfin, les reconstitutions paléocéanographiques ont permis de mettre en évidence des variations de grande ampleur et parfois très rapides de la circulation océanique. Ces résultats ont attiré l'attention de la communauté scientifique étudiant le changement climatique induit par les activités humaines, parce que celui-ci pourrait provoquer une perturbation majeure de la circulation océanique, aux conséquences difficilement prévisibles [33]. Le comportement de l'océan est plus subtil et plus délicat qu'on ne le pensait il y a seulement vingt ans.

Références

- [1] J.F. Adkins, K. McIntyre, D.P. Schrag, The salinity, temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of the glacial deep ocean, *Science* 298 (2002) 1769–1773.
- [2] E. Bard, F. Rostek, C. Sonzogni, Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone paleothermometry, *Nature* 385 (1997) 707–710.
- [3] E. Bard, F. Rostek, J.L. Turon, S. Gendreau, Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic, *Science* 289 (2000) 1321–1324.
- [4] J.-M. Barnola, D. Raynaud, Y.S. Korotkevitch, C. Lorius, Vostok ice core provides 160 000-year record of atmospheric CO₂, *Nature* 329 (6138) (1987) 408–414.
- [5] J.W.E. Beck, R.L. Edwards, E. Ito, F.W. Taylor, J. Recy, F. Rougerie, P. Joannot, C. Henin, Sea-surface temperature from coral skeletal strontium/calcium ratios, *Science* 257 (1992) 644–647.
- [6] I. Bentaleb, M. Fontugne, L. Beaufort, Long-chain alkenones and U^k₃₇ variability along a south-north transect in the western Pacific Ocean, *Global Planet. Change* 34 (2002) 173–183.
- [7] G. Bond, H. Heinrich, W.S. Broecker, L. Labeyrie, J. MacManus, J. Andrews, S. Huon, R. Jantschik, S. Clasen, C. Simet, K. Tedesco, M. Klas, G. Bonani, S. Ivy, Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period, *Nature* 360 (1992) 245–251.
- [8] G. Bond, W.S. Broecker, S. Johnsen, J. MacManus, L. Labeyrie, J. Jouzel, G. Bonani, Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature* 365 (1993) 143–147.
- [9] E.A. Boyle, Cadmium and $\delta^{13}\text{C}$ paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 20 (1992) 245–287.
- [10] W.S. Broecker, An oceanographic explanation for the apparent carbon isotope–cadmium discordancy in the glacial Antarctic?, *Paleoceanography* 8 (1993) 137–139.
- [11] M. Campin, T. Fichefet, J.-C. Duplessy, Problems with using radiocarbon to infer ocean ventilation rates for past and present climates, *Earth Planet. Sci. Lett.* 165 (1999) 17–24.
- [12] O. Cayre, L. Beaufort, E. Vincent, Paleoproductivity in the equatorial Indian Ocean for the last 260 000 yr: a transfer function based on planktonic foraminifera, *Quat. Sci. Rev.* 18 (1999) 839–857.
- [13] CLIMAP, Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum, *Geol. Soc. Am. Map and Chart Ser.*, MC-36, 1981.
- [14] E. Cortijo, L. Labeyrie, L. Vidal, M. Vautravers, M. Chapman, J.-C. Duplessy, M. Elliot, M. Arnold, J.-L. Turon, G. Auffret, Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° N and 60° N, *Earth Planet. Sci. Lett.* 146 (1997) 29–45.
- [15] A. de Vernal, J.-L. Turon, J. Guiot, Dinoflagellate cyst distribution in high-latitude marine environments and quantitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature and seasonality, *Canad. J. Earth Sci.* 31 (1994) 48–62.
- [16] J.-C. Duplessy, C. Lalou, A.C. Vinot, Differential isotopic fractionation in benthic foraminifera and paleotemperatures reassessed, *Science* 168 (1970) 250–251.
- [17] J.-C. Duplessy, N.J. Shackleton, R.G. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo, N. Kallel, Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation, *Paleoceanography* 3 (1988) 343–360.
- [18] J.-C. Duplessy, L. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc, F. Maitre, J. Duprat, M. Sarnthein, Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum, *Oceanol. Acta* 14 (4) (1991) 311–324.
- [19] J.-C. Duplessy, L. Labeyrie, M. Arnold, M. Paterné, J. Duprat, T.C.E. van Weering, Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation, *Nature* 358 (1992) 485–487.
- [20] J.-C. Duplessy, L. Labeyrie, C. Waelbroeck, Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene: paleoceanographic implications, *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 315–330.

- [21] T. Fichefet, S. Hovine, J.-C. Duplessy, A model study of the Atlantic thermohaline circulation during the last glacial maximum, *Nature* 372 (1994) 252–255.
- [22] E.C. Grimm, G.L. Jacobson, J.W.A. Watts, B.C.S. Hansen, K.A. Maasch, A 50 000-year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich Events, *Science* 261 (1993) 198–200.
- [23] T.P. Guilderson, R.G. Fairbanks, J.L. Rubenstone, Tropical temperature variations since 20 000 years ago: modulating interhemispheric climate change, *Science* 263 (1994) 663–665.
- [24] H. Heinrich, Origin and consequences of cyclic ice-rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years, *Quat. Res.* 29 (1988) 142–152.
- [25] J.C. Herguera, L.D. Stott, W.H. Berger, Glacial deep-water properties in the west-equatorial Pacific: bathyal thermocline near a depth of 2000 m, *Mar. Geol.* 100 (1991) 201–206.
- [26] J. Imbrie, N.G. Kipp, A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a Late Pleistocene Caribbean core, in: K.K. Turekian (Ed.), *The Late Cenozoic Glacial Ages*, Yale University Press, 1971, pp. 71–181.
- [27] N. Kallel, L.D. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc, J.-C. Duplessy, A deep hydrological front between intermediate and deep-water masses in the glacial Indian Ocean, *Nature* 333 (6174) (1988) 651–655.
- [28] S.J. Kim, G.M. Flato, G.J. Boer, A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 2: Approach to equilibrium, *Clim. Dyn.* 20 (2003) 635–661.
- [29] P. Kroopnick, The distribution of ^{13}C in the Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.* 49 (1980) 469–484.
- [30] L. Labeyrie, J.-C. Duplessy, J. Duprat, A. Juillet-Leclerc, J. Moyes, E. Michel, N. Kallel, N.J. Shackleton, Changes in vertical structure of the North Atlantic Ocean between glacial and modern times, *Quat. Sci. Rev.* 11 (1992) 401–413.
- [31] B.A. Malmgren, M. Kucera, J. Nyberg, C. Waelbroeck, Comparison of statistical and artificial neuronal network techniques for estimating past sea surface temperatures from planktonic foraminifer census data, *Paleoceanography* 16 (5) (2001) 520–530.
- [32] T.M. Marchitto, W.B. Curry, D.W. Oppo, Zinc concentration in benthic foraminifera reflect seawater chemistry, *Paleoceanography* 15 (3) (2000) 299–306.
- [33] S. Manabe, Study of global warming by GFDL climate models, *Ambio* 27 (3) (1998) 182–186.
- [34] J.-J. Pichon, M. Labracherie, L.D. Labeyrie, J. Duprat, Transfer functions between diatom assemblages and surface hydrology in the southern ocean, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 61 (1987) 79–95.
- [35] F.G. Prahl, S.G. Wakeham, Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment, *Nature* 330 (1987) 367–369.
- [36] T.L. Rasmussen, E. Thomsen, T.C.E. van Weering, L. Labeyrie, Rapid changes in surface and deep-water conditions at the Faeroe Margin during the last 58 000 years, *Paleoceanography* 11 (6) (1996) 757–771.
- [37] M. Sarnthein, K. Winn, S.J.A. Jung, J.-C. Duplessy, L. Labeyrie, H. Erlenkeuser, G. Ganssen, Changes in east Atlantic deep-water circulation over the last 30 000 years: eight time slice reconstructions, *Paleoceanography* 9 (2) (1994) 209–267.
- [38] D.P. Schrag, J.F. Adkins, K. McIntyre, J.L. Alexander, D.A. Hodell, C.D. Charles, J.F. McManus, The oxygen isotopic composition of seawater during the Last Glacial Maximum, *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 331–342.
- [39] S.-I. Shin, Z. Liu, B. Otto-Bliesner, E.C. Brady, J.E. Kutzbach, S.P. Harrison, A simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR–CCSM, *Clim. Dyn.* 20 (2003) 127–151.
- [40] M.-A. Sicre, E. Bard, U. Ezat, F. Rostek, Alkenone distributions in the North Atlantic and the Nordic sea surface waters, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3 (2) (2002), 10.1029/2001GC000159.
- [41] T. Toyofuku, H. Kitazato, H. Kawahata, M. Tsuchiya, M. Nohara, Evaluation of Mg/Ca thermometry in foraminifera: comparison of experimental results and measurements in nature, *Paleoceanography* 15 (4) (2000) 456–464.
- [42] L. Vidal, L. Labeyrie, E. Cortijo, M. Arnold, J.-C. Duplessy, E. Michel, S. Becqué, T.C.E. van Weering, Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events, *Earth Planet. Sci. Lett.* 146 (1997) 13–26.
- [43] L. Vidal, L. Labeyrie, T.C.E. van Weering, Benthic $\delta^{18}\text{O}$ records in the North Atlantic over the last glacial period (60–10 kyr): evidence for brine formation, *Paleoceanography* 13 (3) (1998) 245–251.
- [44] C. Waelbroeck, J.-C. Duplessy, E. Michel, L. Labeyrie, D. Paillard, J. Duprat, The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate record, *Nature* 412 (2001) 724–727.
- [45] M. Weinelt, M. Sarnthein, U. Pflaumann, H. Schulz, S. Jung, H. Erlenkeuser, Ice-free Nordic seas during the last glacial maximum? Potential sites of deepwater formation, *Paleoclimates* 1 (1996) 283–309.
- [46] A.M.E. Winguth, D. Archer, J.-C. Duplessy, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, Sensitivity of paleonutrient tracer distributions and deep sea circulation to glacial boundary conditions, *Paleoceanography* 14 (3) (1999) 304–323.