



VARIATIONS TEMPORELLES DES CHANGEMENTS HYDROLOGIQUES DANS LA ZONE DU PACIFIQUE EST. APPROCHES GEOCHIMIQUES, ISOTOPIQUES ET MICROPALÉONTOLOGIQUES.

Guillaume Leduc

► To cite this version:

Guillaume Leduc. VARIATIONS TEMPORELLES DES CHANGEMENTS HYDROLOGIQUES DANS LA ZONE DU PACIFIQUE EST. APPROCHES GEOCHIMIQUES, ISOTOPIQUES ET MICROPALÉONTOLOGIQUES.. Géochimie. Université de droit, d'économie et des sciences - Aix-Marseille III, 2007. Français. NNT : . tel-00216197

HAL Id: tel-00216197

<https://theses.hal.science/tel-00216197>

Submitted on 24 Jan 2008

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.

UNIVERSITE DE DROIT, D'ECONOMIE ET DES SCIENCES PAUL CEZANNE (AIX-MARSEILLE III)
ECOLE DOCTORALE DE SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

Numéro attribué par la bibliothèque : 2007AIX30010

THESE
Présentée par
Guillaume LEDUC

Pour obtenir le grade de Docteur en Sciences
de l'Université de Droit, d'Economie et des Sciences Paul Cézanne (Aix-Marseille III)
Spécialité : Géosciences de l'environnement

**VARIATIONS TEMPORELLES DES CHANGEMENTS
HYDROLOGIQUES DANS LA ZONE DU PACIFIQUE EST.
APPROCHES GEOCHIMIQUES, ISOTOPIQUES ET
MICROPALÉONTOLOGIQUES.**

Soutenue le 02 avril 2007, devant la commission d'examen composée de :

H. ARZ	Rapporteur
E. BARD	Directeur de Thèse
S. BLAIN	Invité
E. CORTIJO	Rapporteur
G. GANSSEN	Examineur
K. TACHIKAWA	Co-directrice de Thèse
L. VIDAL	Co-directrice de Thèse

Remerciements

La thèse est un travail de longue haleine, qui ne peut être mené en toute sérénité que grâce à l'encadrement dont le thésard bénéficie. A ce titre, je mesure à l'issue de mon travail de thèse la chance que j'ai eue de travailler sous la direction de Laurence Vidal, de Kazuyo Tachikawa et d'Edouard Bard qui m'ont guidé tout au long de mon parcours.

Laurence a cette capacité qu'ont peu de personnes à pouvoir balayer en une phrase claire et précise la confusion qui règne souvent dans mes méninges, probablement parce qu'elle ne perd jamais de vue la problématique du travail. Elle a beau préparer un powerpoint pour un cours qui a lieu dans cinq minutes en répondant au téléphone la bouche pleine d'un sandwich qu'elle avale en s'étranglant à moitié, elle est disponible en permanence et c'est véritablement un luxe de travailler avec elle. Enfin, elle est d'une bienveillance rare et je la remercie du fond du cœur de m'avoir accordé sa confiance.

Kazuyo est à peu de choses près la version nippone de Laurence en ce qui concerne les l'encadrement de thèse, aussi bien d'un point de vue scientifique qu'humain. C'est toujours un plaisir d'aller l'embêter quand on a un doute quelconque sur des problèmes de l'ordre de l'effet vital d'un foraminifère donné, car on sait qu'on sera accueilli avec un large sourire malgré la montagne d'articles à lire ou à corriger qui sédimente peu à peu sur son bureau. Ses encouragements et son enthousiasme tout au long de ces trois années m'ont aidé à aller de l'avant. Le simple fait de savoir qu'elle est encore dans son bureau tard les soirs d'hiver est réconfortant.

Edouard a des connaissances insondables, sait faire partager sa passion des sciences à qui l'écoute et aura attisé ma curiosité scientifique tout au long de ma thèse. Malgré son emploi du temps de ministre il trouve toujours le moyen de venir faire sa petite promenade dans les couloirs et, à l'occasion, de bavarder science en buvant un coca. Il est également toujours disponible pour lire, relire et corriger sans fin un manuscrit, un poster ou un abstract et je le remercie profondément pour son soutien sans failles.

Je tiens à remercier Elsa Cortijo et Helge Arz d'avoir évalué mon travail de thèse, mais aussi pour l'intérêt qu'ils ont porté à mes recherches. Je remercie également Gerald Ganssen et Stéphane Blain d'avoir accepté d'être les examinateurs de ma thèse. Un grand merci également à Luc Beaufort pour avoir suivi l'évolution de mon travail de thèse, notamment en participant à mes comités de thèse et en faisant partager son savoir.

L'idée même de faire une thèse ne m'aurait pas effleuré si je n'avais pas eu la chance de rencontrer Nicolas Thouveny en Maîtrise d'océanologie. Non seulement il m'a donné le goût des sciences de la Terre, mais aussi et surtout il m'a présenté Didier Bourlès. Tous les deux m'ont encadré pendant mon DEA dont je garde un excellent souvenir. Je les remercie vivement pour leur humanité et leur sympathie et je garderai longtemps le souvenir des longues journées de rédaction d'article, ponctuées par les fringales de Didier de 12h15 et les envolées lyriques de Nicolas de 17h45.

La thèse est également un travail d'équipe, et à ce titre je tiens à remercier chaleureusement Corinne Sonzogni et Frauke Rostek pour avoir transpiré sur les machines, ainsi que pour leur bonne humeur qui y est pour beaucoup dans l'ambiance familiale qui règne dans le couloir. A l'étage au-dessous, il y a aussi Noëlle Buchet qui a passé des semaines entières à piquer et tamiser des foraminifères, secondée par David Lévy. Je les remercie pour leur aide précieuse.

La mer exalte l'âme et fortifie le poumon, la brasse rectifie l'épine dorsale, l'immensité marine appelle à l'aventure et développe l'ingéniosité. [...] De plus elle procure une retraite aux ouvriers de l'arsenal de Toulon.

Malheureusement elle est pleine de drames : les gardiens de phare se prennent en haine et se font trébucher dans l'escalier ; le maëlstrom emporte les navires par la vertu de la force centripète au fond de son cône de marbre noir, la vague les jette aux cieux où la foudre les frappe, l'éclair lance une lueur livide, la pieuvre agite ses tentacules, les gros poissons dévorent les petits, le mazout tache les pieds du baigneur, l'oursin lui pique l'orteil, le requin lui mord la cuisse, il nage péniblement jusqu'à une île déserte, il ne peut plus payer ses factures, la Compagnie lui coupe le gaz. Quelquefois il doit manger le mousse.

*« La guerre navale »,
Chroniques des grands micmacs,
Alexandre Vialatte*

Table des matières

AVANT-PROPOS ET PROBLÉMATIQUE	13
CHAPITRE 1 INTRODUCTION GÉNÉRALE	23
1. Climatologie et océanographie actuelles.....	25
1.1. Dynamique de l'atmosphère	25
1.1.1. Circulation atmosphérique générale	25
1.1.2. La zone intertropicale et les systèmes de mousson.....	26
1.2. Circulation océanique de surface et couplage atmosphère/océan.....	28
1.2.1. Circulation océanique de surface.....	28
1.2.2. La variabilité ENSO.....	29
1.3. Circulation thermohaline et transferts de chaleur.....	30
1.4. La zone d'étude : le Pacifique Est équatorial et subtropical.....	37
1.4.1. Climatologie et hydrologie de surface	37
1.4.1.1. Site de la carotte MD02-2529 : le Pacifique Est équatorial	37
1.4.1.2. Site de la carotte MD02-2508 : la pointe de basse Californie	41
1.4.1.3. Productivité dans la zone du Pacifique Nord-Est	42
1.4.1.4. Impact de la variabilité ENSO sur l'hydrologie de surface du Pacifique Est-équatorial	43
1.4.2. Hydrologie des eaux intermédiaires.....	45
2. Méthodologie	48
2.1. Les isotopes stables des carbonates.....	48
2.1.1. Les foraminifères analysés au cours de la thèse	48
2.1.2. Utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères	50
2.1.3. Utilisation du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères.....	52
2.1.4. Mesures en spectrométrie de masse (IR-MS).....	53
2.2. Le rapport Mg/Ca mesuré sur <i>G. ruber</i>	54
2.2.1. Nettoyages des foraminifères	55

2.2.2. Mesures en spectrométrie d'émission atomique.....	56
2.3. Géochimie organique.....	57
2.3.1. Teneur en carbone organique et en carbonates des sédiments	57
2.3.2. Utilisation de l'index d'insaturation des C ₃₇ alcénones comme paléothermomètre	58
2.4. Mise en âge des carottes MD02-2529 et MD02-2508.....	59
2.4.1. Carotte MD02-2529	59
2.4.2. Carotte MD02-2508	62
3. La variabilité climatique passée.....	64
3.1. Les forçages du climat à l'échelle des cycles glaciaires/interglaciaires.....	64
3.2. La théorie de Milankovitch	67
3.2.1. Variations de l'excentricité	67
3.2.2. Variations de l'obliquité.....	68
3.2.3. La précession des équinoxes	69
3.3. La variabilité climatique de la dernière période glaciaire (0-90 ky BP)....	71
3.3.1. Variabilité climatique des hautes latitudes.....	71
3.3.2. Variabilité climatique rapide des moyennes et basses latitudes	72
3.3.3. Variabilité hydrologique rapide des eaux intermédiaires.....	76
3.3.4. Variations du niveau marin	77
 CHAPITRE 2 VARIABILITÉ TEMPORELLE DE L'HYDROLOGIE DES EAUX DE SURFACE DU BASSIN DE PANAMA.....	 83
1. Reconstitution des paramètres hydrologiques des eaux de surface dans le bassin de Panama : Résultats	89
1.1. Variations temporelles des températures des eaux de surface.....	89
1.1.1. Le rapport Mg/Ca de l'espèce <i>G. ruber</i>	89
1.1.2. L'index d'insaturation des alcénones et estimation des températures des eaux de surface	92
1.2. Enregistrement des isotopes stables des foraminifères planctoniques	94

1.2.1.	Mesures des isotopes stables de l'espèce <i>G. ruber</i>	95
1.2.2.	Mesures des isotopes stables de l'espèce <i>N. dutertrei</i>	98
1.2.3.	Estimation du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface et variations des salinités régionales	
	100	
2.	Dynamique climatique des basses latitudes : Discussion	102
2.1.	Variations temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et implications pour la variabilité climatique rapide pendant le MIS3 (Article#1).....	102
2.2.	Dynamique atmosphérique du Pacifique équatorial : ITCZ ou ENSO? (Article#2)	135
2.3.	Variabilité des températures de surface	163
 CHAPITRE 3 VARIATIONS TEMPORELLES DE L'HYDROLOGIE DU PACIFIQUE EST AUX PROFONDEURS INTERMEDIAIRES, IMPLICATIONS POUR LA DYNAMIQUE DES OMZ		
		169
1.	Enregistrement des isotopes stables des foraminifères benthiques et des indicateurs de paléoproduktivité : Résultats	174
1.1.	Mesures des isotopes stables de l'espèce <i>C. wuellerstorfi</i> dans la carotte MD02-2529	174
1.2.	Mesures des isotopes stables de l'espèce <i>U. peregrina</i>	176
1.2.1.	Résultats de la carotte MD02-2529	176
1.2.2.	Résultats de la carotte MD02-2508	177
1.3.	Flux de matière organique au sédiment.....	178
1.3.1.	Résultats de la carotte MD02-2529	178
1.3.2.	Résultats de la carotte MD02-2508	179
2.	Variabilité hydrologique des eaux intermédiaires dans la zone du Pacifique Est	181
2.1.	Interprétation des signatures isotopiques des foraminifères benthiques dans les OMZ (Article#3)	181

2.2. Modes de circulation des masses d'eau du Pacifique Est en relation avec la variabilité climatique rapide de la dernière période glaciaire	223
2.2.1. Ventilation du Pacifique intermédiaire et profond déduite des enregistrements $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères épibenthiques	223
2.2.2. Modes de ventilation à l'intérieur et aux alentours des OMZ	230
 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	237
 RÉFÉRENCES	247
 ANNEXES.....	269

AVANT-PROPOS ET PROBLEMATIQUE

À l'aube du XXI^{ème} siècle, l'homme est en passe de modifier considérablement le climat terrestre. Les émissions de gaz à effet de serre liées à la combustion des énergies fossiles sont à l'origine d'un réchauffement climatique global, amorcé depuis la moitié du siècle précédent. Ce réchauffement est particulièrement spectaculaire lorsqu'il est comparé aux fluctuations des températures globales reconstituées pour le dernier millénaire : la forme en « crosse de hockey » induite par la tendance au réchauffement observé lors du XX^{ème} siècle laisse présager un avenir climatique inquiétant (**Figure 1.1**).

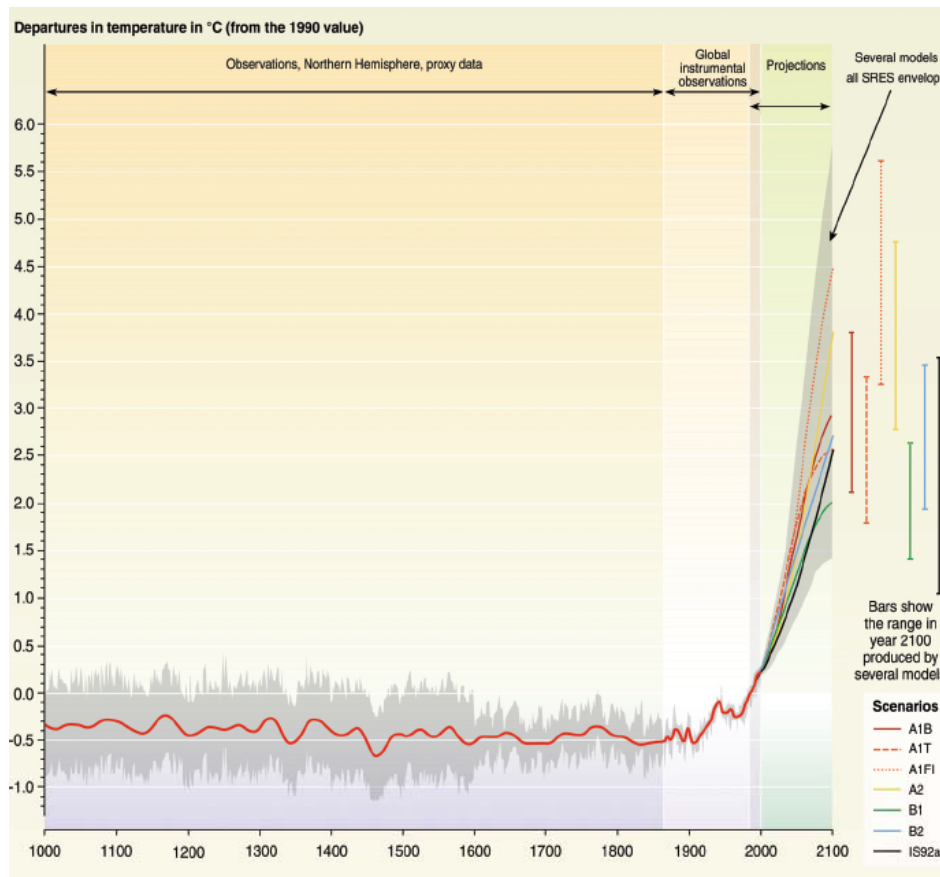


Figure 1.1 : La courbe en « crosse de hockey » représentant les écarts de températures de l'hémisphère Nord pour les derniers 1000 ans, par rapport à l'année 1990 (3^{ème} rapport du GIEC – IPCC synthesis report, d'après Mann et al., 1998 ; Mann et al., 1999). Les incertitudes sur l'estimation des températures pour l'année 2100 (jeux de couleurs à droite) sont autant liées aux différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre qu'au comportement du système climatique lui-même.

Figure 1.1: The « hockey stick » representing the temperature anomalies in the northern hemisphere for the last 1,000 years, with respect to the year 1990 (3rd IPCC synthesis report, from Mann et al., 1998; Mann et al., 1999). The uncertainties on temperature estimation for the year 2100 (color bars on the right) depend equally on the different scenario for greenhouse gases emissions than on the climatic system behaviour itself.

Le dernier rapport du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, IPCC en anglais) publié en 2004 prévoit en effet une augmentation de la température globale comprise entre 1,5 et 5,5°C pour la fin du siècle (**Figure 1.1**). Cette incertitude est liée aux émissions futures des gaz à effet de serre (en relation avec les divers scénarios envisageables) ainsi qu'à la connaissance de la dynamique climatique elle-même. Notamment, une des difficultés est de prédire quel sera l'impact d'une augmentation brutale de la concentration en gaz à effet de serre à l'échelle du siècle prochain, et plus particulièrement quel sera le comportement du climat vis-à-vis des nombreuses rétroactions climatiques qui seront nécessairement associées au réchauffement global. Dans ce contexte, la paléoclimatologie est le seul moyen d'étudier la variabilité climatique naturelle s'opérant à des échelles de temps de l'ordre du siècle, telle qu'un changement de mode de circulation océanique aux hautes latitudes ou encore une modification de la dynamique atmosphérique et/ou océanique aux basses latitudes (systèmes de mousson, événements El Niño).

De ce point de vue, la dernière période glaciaire, et plus particulièrement le Stade Isotopique Marin 3 (MIS3 en anglais, c.à.d. l'intervalle 25-60 ka avant le présent), a été marquée par une succession d'oscillations climatiques rapides à l'échelle temporelle de l'ordre de la centaine au millier d'années. Cette variabilité climatique rapide est marquée dans la zone de l'Atlantique Nord par l'enregistrement des paléotempératures atmosphériques au Groënland pendant le MIS3 (Dansgaard et al., 1993), montrant une succession d'événements chauds (ou interstades) et froids (ou stades), appelés événements de Dansgaard-Oeschger (DO). Les transitions entre un stade et un interstade s'accompagnent de variations des températures de plus de 10°C et s'accomplissent en quelques décennies seulement (**Figure 1.2a**). Les recherches récentes en paléoclimatologie indiquent clairement que la variabilité DO a eu une influence à l'échelle globale (**Figure 1.2**).

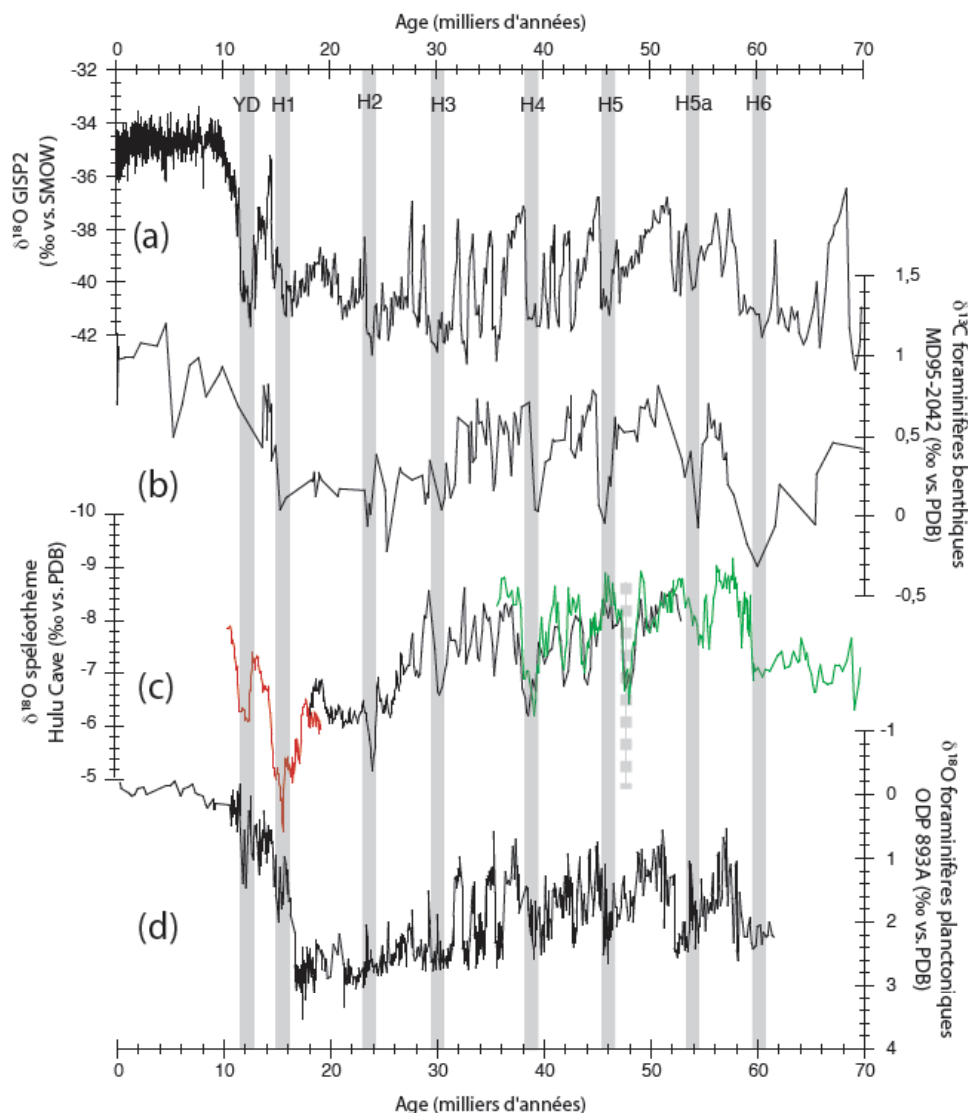


Figure 1.2 : Relation entre les évènements DO enregistrés au Groënland (a) et leur impact à l'échelle globale pendant la dernière période glaciaire enregistré dans différents types d'archives paléoclimatiques (b-d). (a) $\delta^{18}\text{O}$ de la glace au site Groënlandais de GISP2 (proxy des paléotempératures atmosphériques, Stuiver et Grootes, 2000) ; (b) $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques témoignant des variations de la ventilation des eaux profondes Nord-Atlantique (Shackleton et al., 2000) ; (c) $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur des spéléothèmes de la cave de Hulu en Chine (les minima correspondent à des maxima de précipitation, Wang et al., 2001, les pointillés indiquent l'âge de l'évènement de Heinrich 5 daté par la méthode U/Th) ; (d) $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques du Pacifique Nord-Est dans le bassin de Santa Barbara indicateurs des températures des eaux de surface (Hendy et Kennett, 2000).

Figure 1.2: Relationship between the DO events recorded in Greenland (a) and their impact at the global scale during the last glacial period recorded in various types of paleoclimatic archives (b-d). (a) $\delta^{18}\text{O}$ of ice in the GISP2 ice core (used as a proxy for atmospheric temperature, Stuiver et Grootes, 2000); (b) $\delta^{13}\text{C}$ measured on benthic foraminifera indicating variations of North Atlantic Deep Water ventilation rates (Shackleton et al., 2000); (c) $\delta^{18}\text{O}$ measured on speleothems of the Hulu Cave, China (with minima corresponding to rainfall maxima, Wang et al., 2001, the dotted line indicate the age of the Heinrich event 5 dated by U/Th measurements); (d) $\delta^{18}\text{O}$ of planktonic foraminifera in the Santa Barbara Basin, Noertheastern Pacific (Hendy and Kennett, 2000).

Notamment, les reconstitutions paléoclimatiques montrent une relation étroite entre la variabilité DO (Stuiver et Grootes, 2000) et l'intensité de la circulation thermohaline mise en évidence par l'enregistrement des foraminifères benthiques en Atlantique Nord (Vidal et al., 1997 ; Shackleton et al., 2000 ; **Figure 1.2a,b**). La relation étroite entre les conditions climatiques dans la zone de l'Atlantique Nord et la circulation thermohaline a été vérifiée par des expériences de modélisation couplant océan et atmosphère, qui ont réussi à reproduire la variabilité DO en perturbant la circulation thermohaline par des injections d'eau douce dans les eaux de surface de l'Atlantique Nord (Ganopolski et Rahmstorf, 2001).

Aux basses latitudes, la variabilité DO est marquée par des changements intenses de la circulation atmosphérique dans les zones sensibles à la mousson. Par exemple, les interstades sont marqués par des régimes de mousson très intenses en Asie du Sud-Est, et inversement pendant les stades (Wang et al., 2001, **Figure 1.2c**). Les modèles suggèrent qu'aux variations rapides de la circulation thermohaline sont associés des changements latitudinaux de la ceinture des alizés, perturbant ainsi les systèmes de mousson à l'échelle des événements DO (Chiang et al., 2003 ; Knutti et al., 2004 ; Zhang et Delworth, 2005 ; Broccoli et al., 2006).

Des études récentes ont mis en évidence que la zone du Pacifique Est était très sensible à la variabilité climatique DO, autant dans la variabilité de l'hydrologie de surface (Hendy et al., 2000, Ortiz et al., 2004, Benway et al., 2006, **Figure 1.2d**) que dans les variations hydrologiques des eaux de profondeurs intermédiaires de l'actuelle Zone de Minimum d'Oxygène du Pacifique Est (ZMO ou OMZ en anglais, entre 300 et jusqu'à 1200m de profondeur, Behl et Kennett 1996, Kennett et al., 2000, van Geen et al., 2003).

L'occurrence de telles variations synchrones implique l'existence de connections climatiques entre hautes et basses latitudes, mais également entre l'hydrologie de surface et la circulation des eaux intermédiaires (Vidal et Arz, 2004). Pour comprendre quels sont les types de forçages engendrant cette variabilité climatique rapide, j'ai mené des études sur la zone du Pacifique Est aux basses latitudes. En effet, il est nécessaire d'estimer quels sont les mécanismes à l'origine de la signature hydrologique régionale, afin de cartographier dans le temps et dans l'espace la réponse climatique de la zone du Pacifique Est et de l'insérer dans un contexte climatique global cohérent.

Cette thèse est basée sur l'analyse multiproxy de 2 carottes de sédiments marins prélevées en 2002 lors de la campagne océanographique MONA (IMAGES VIII, R/V Marion Dufresne). À partir de mesures des isotopes stables et des éléments mineurs effectuées sur des foraminifères couplées à des analyses de géochimie organique, j'ai caractérisé les variations

temporelles de l'hydrologie des eaux de surface et des eaux intermédiaires du Pacifique Est équatorial et du Pacifique Est tropical. La carotte MD02-2529 a été prélevée à 1600m de profondeur à proximité du bassin de Panama. La carotte MD02-2508 a été prélevée en Basse Californie par 600m de profondeur. Les taux de sédimentation des carottes, supérieurs à 10 cm.k^{-1} , permettent de documenter les variations temporelles de l'hydrologie de la zone d'étude pendant la dernière période glaciaire avec une résolution temporelle de l'ordre du siècle.

Les objectifs principaux de cette thèse sont :

- de mieux comprendre le rôle de la dynamique climatique des basses latitudes et du Pacifique tropical vis-à-vis de la variabilité climatique rapide,
- quels sont les modes de connections climatiques entre la zone de l'Atlantique Nord et le Pacifique Est équatorial à l'échelle de la variabilité DO,
- quels sont les mécanismes à l'origine de la variabilité hydrologique des eaux intermédiaires dans la zone du Pacifique Est, en relation avec les changements de la circulation thermohaline.

Ce travail s'organisera en trois grandes parties de la manière suivante :

Une première partie, sous la forme d'une introduction générale, traitera de la variabilité climatique actuelle à l'échelle globale, et plus particulièrement dans la zone d'étude. De plus, les méthodes analytiques utilisées dans cette thèse seront décrites. Enfin, cette partie fera l'état de l'art de la variabilité climatique passée et des différents forçages climatiques qui y sont associés.

Une seconde partie discutera de la reconstitution de l'hydrologie de surface du Pacifique Est-équatorial, notamment des températures et salinités des eaux de surface et de subsurface grâce à l'étude de tests fossiles de deux espèces de foraminifères planctoniques vivant à différentes profondeurs dans la colonne d'eau (mesures des isotopes stables et du rapport Mg/Ca des tests).

Une troisième partie se focalisera sur l'hydrologie des eaux intermédiaires déduite de l'étude des foraminifères benthiques, qui renseigneront plus particulièrement sur la

signification des rapports isotopiques des foraminifères dans et autour des OMZ, ainsi que sur les modes de changements de circulation des masses d'eaux du Pacifique (mesures des isotopes stables et géochimie organique).

Enfin, les conclusions et les perspectives à l'issue de mon travail de thèse seront présentées dans la dernière partie de ce manuscrit.

CHAPITRE 1 INTRODUCTION GENERALE

1. Climatologie et océanographie actuelles

1.1. Dynamique de l'atmosphère

1.1.1. Circulation atmosphérique générale

La circulation atmosphérique générale s'organise schématiquement en trois grandes cellules de convection (**Figure 1.3**) : la cellule de Hadley (entre l'équateur et 30° de latitude), la cellule de Ferrel (entre 30 et 60° de latitude) et la cellule polaire (entre 60° de latitude et les pôles).

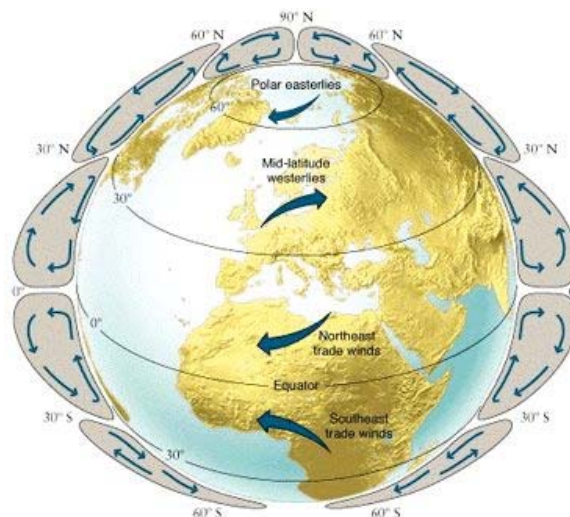


Figure 1.3 : Circulation atmosphérique générale de la troposphère, vue tridimensionnelle des cellules de convection (en gris) et des grandes zones de circulation en surface (flèches bleues du globe). D'après le site internet <http://www.astrosurf.com/>.

Figure 1.3 : General atmospheric circulation within the troposphere, view in three dimensions of convection cells (in grey) and main surface circulation patterns (blue arrows on the globe). From the web site <http://www.astrosurf.com/>.

Le réchauffement de l'atmosphère provoqué par l'ensoleillement intense dans la zone équatoriale est à l'origine d'une convection atmosphérique aux basses latitudes, provoquant les fortes pluviosités dans la zone de convergence intertropicale (ZCIT ou ITCZ en anglais). Cette convection est le moteur principal des alizés, vents d'Est tropicaux qui se rencontrent à l'aplomb de la zone convective équatoriale (soit à l'ITCZ, représentant l'équateur météorologique). Aux moyennes latitudes, la subsidence des masses d'air crée des ceintures de hautes pressions centrées sur 30° de latitudes Nord et Sud autour desquelles les vents à la

surface du globe divergent, soit vers les basses latitudes (ceinture des alizés) soit vers les hautes latitudes (ceinture des vent d'Ouest, ou « Westerlies »).

La saisonnalité de la circulation atmosphérique générale est principalement dictée par la migration latitudinale du zénith solaire, c'est-à-dire vers les latitudes des tropiques du cancer et du capricorne pour les solstices boréaux d'été et d'hiver, respectivement. Il s'ensuit une migration latitudinale saisonnière de l'ITCZ, de la ceinture des alizés et des régions anticycloniques ainsi qu'une réorganisation de la circulation atmosphérique aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord (**Figure 1.4**).

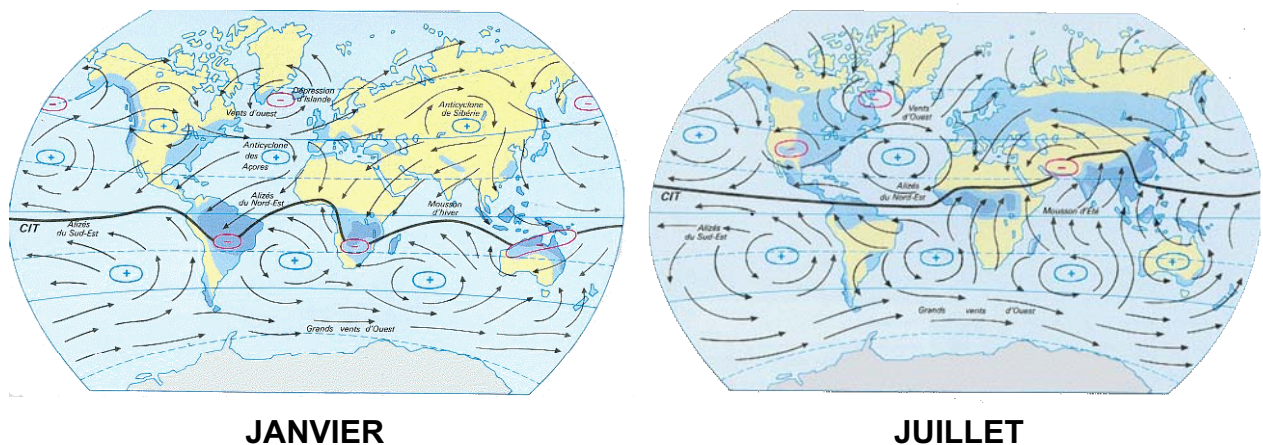


Figure 1.4 : Circulation atmosphérique générale à la surface du globe pour le mois de janvier (à gauche) et le mois de juillet (à droite). Les zones dépressionnaires sont marquées d'un (-) et les zones anticycloniques d'un (+). La couleur bleue au-dessus des continents indique l'intensité relative des précipitations. Le trait plein localise l'ITCZ. D'après le site <http://www.educnet.education.fr>

Figure 1.4: General atmospheric circulation at the Earth surface in January (left) and in July (right). Atmospheric low pressure and high pressure areas are marked with a (-) and a (+), respectively. The blue areas over the continents indicate the relative precipitation rates. The black line localizes the ITCZ. From the web site <http://www.educnet.education.fr>.

1.1.2. La zone intertropicale et les systèmes de mousson

L'ITCZ impose par ses migrations saisonnières latitudinales les régimes de pluies aux basses latitudes (**Figure 1.5**). À en croire l'origine du mot « mousson », provenant du mot arabe « mausim » signifiant « saison », il sera admis par la suite et par soucis de simplification que les systèmes de mousson aux basses latitudes sont intimement liés à la variabilité saisonnière de l'ITCZ, et le terme de mousson sera utilisé pour désigner une saison humide. La **Figure 1.5** indique que les zones de mousson coïncident effectivement aux zones balayées par les migrations saisonnières de l'ITCZ.

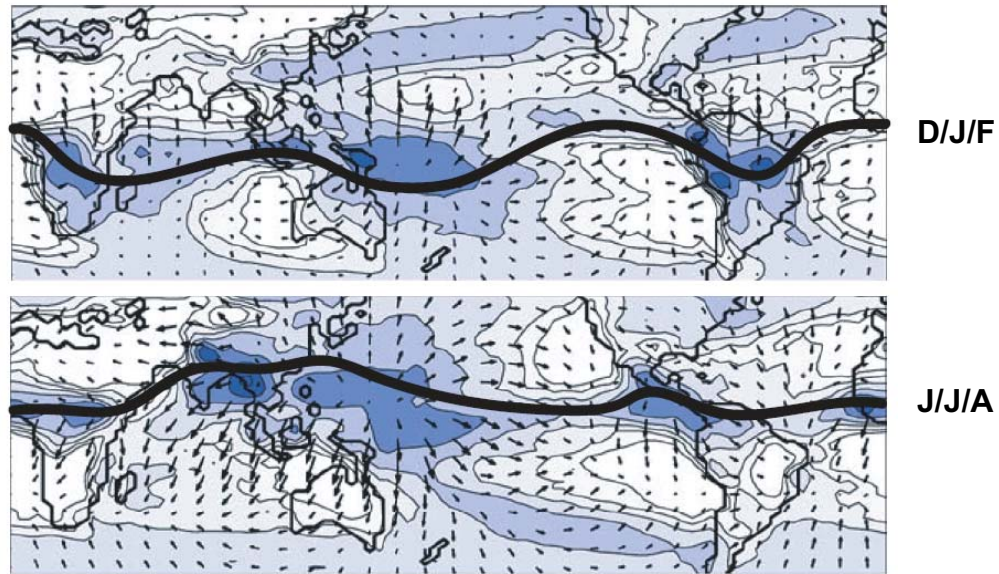


Figure 1.5 : Correspondance entre la position de l'ITCZ (trait noir) et les régimes de pluviosité (couleur bleue) pour les mois de décembre/janvier/février (figure du haut) et les mois de juin/juillet/août (figure du bas). Les flèches indiquent la direction des vents au sommet de la troposphère. Modifié d'après Clement et al., 2004.

Figure 1.5: Correspondance between the ITCZ (black line) and regions of intense rainfall (blue color) for the December/January/February (top) and the June/July/August (bottom). The black arrows indicate wind direction at the top of the troposphere. Modified from Clement et al., 2004.

La divergence des vents au sommet de la troposphère est maximale autour des régions les plus pluvieuses, ce qui indique que les ascendances d'air chaud induites par l'ITCZ sont principalement centrées sur le Pacifique Ouest équatorial, et dans une moindre mesure au-dessus de l'Afrique et de l'Amérique latine (**Figure 1.5**). La divergence des vents centrée sur le Pacifique Ouest au sommet de la troposphère, leur direction d'Ouest en Est observée dans le Pacifique central et leur convergence le long des côtes de l'Amérique du Sud (liée à la subsidence dans l'anticyclone Sud Pacifique) illustrent la boucle convective de Walker, cellule atmosphérique zonale intégrant également les alizés à la surface de l'océan, et particulièrement importante dans la variabilité El Niño/Southern Oscillation (ENSO) du Pacifique tropical (**Figure 1.5**, cf. § 1.2.2.).

1.2. Circulation océanique de surface et couplage atmosphère/océan

1.2.1. Circulation océanique de surface

D'une manière identique à la circulation atmosphérique, la circulation océanique de surface s'organise en vastes gyres autour des zones anticycloniques centrées sur 30° de latitude (**Figure 1.6**). Sur la bordure Ouest des bassins océaniques, les courants de surface transportent la chaleur des basses latitudes vers les pôles. Les bordures Est des bassins océaniques sont caractérisées par des upwellings côtiers où la productivité primaire est intense.

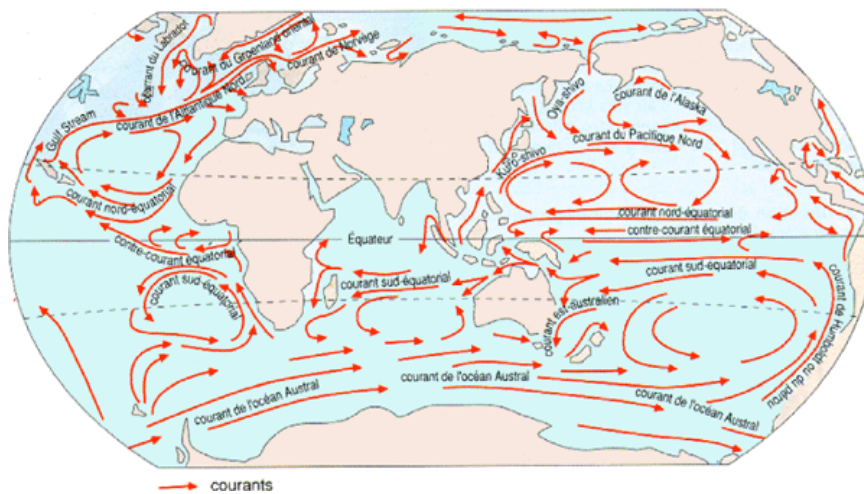


Figure 1.6 : Circulation océanique de surface. Les similarités entre la carte des courants de surface et la carte de la circulation atmosphérique générale (cf. **Figure 1.4**) illustrent le couplage étroit entre les deux circulations, notamment autour des grands gyres anticycloniques subtropicaux ainsi que dans l'océan austral et à l'équateur. D'après le site <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim>.

Figure 1.6: Surface currents circulation. Note the similarities between the surface currents map and the general atmospheric circulation (cf. **Figure 1.4**) illustrating the coupling between both modes of circulation, in particular around the anticyclonic gyres as well as within the Antarctic circumpolar current and at around the equator. From the web site <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim>.

Aux basses latitudes, les courants Nord et Sud équatoriaux sont générés par les alizés et circulent d'Est en Ouest. Entre ces courants équatoriaux circulent les contre-courants équatoriaux, dont l'écoulement est étroitement lié à la dynamique de l'ITCZ et les minima d'intensité des vents d'Est qui y sont associés.

1.2.2. La variabilité ENSO

Dans une situation normale, les alizés poussent les eaux de surface du Pacifique tropical vers l'Ouest. Il en résulte une accumulation d'eaux chaudes dans le Pacifique Ouest équatorial générant une convection atmosphérique intense ainsi qu'un approfondissement de la thermocline dans cette zone (**Figure 1.5, 1.7**). La zone du Pacifique Sud-Est est marquée par une remontée de la thermocline et un upwelling côtier le long de la côte péruvienne, couplés à une subsidence atmosphérique (**Figures 1.5, 1.7**). Ainsi, les basses pressions à l'Ouest et les hautes pressions à l'Est engendrent une boucle convective atmosphérique zonale, nommée circulation de Walker (cf. **Figure 1.5, Figure 1.7**).

Tous les 3 à 7 ans pour une raison encore mal comprise, les alizés faiblissent, provoquant une migration des eaux de surface initialement stockées dans la zone du Pacifique Ouest vers le Pacifique central (Rasmusson et Carpenter, 1982). Ce phénomène appelé « El Niño » a pour effet de réchauffer les eaux de surface du Pacifique central et Est équatorial, et engendre l'abaissement de la thermocline dans la zone du Pacifique Est et sa remontée dans le Pacifique Ouest (**Figure 1.7**). De même, les zones de convection atmosphérique se déplacent vers le centre du Pacifique (Rasmusson et Carpenter, 1982). Il en résulte un bouleversement généralisé du climat, notamment par le biais de pluies diluviennes sur les côtes péruviennes et chiliennes et de sécheresses en Indonésie. De plus, la disparition de l'upwelling péruvien prodiguant des nutriments aux eaux de surface a des conséquences désastreuses sur les pêcheries lors des années El Niño. Le retour à une situation normale peut parfois être exacerbée et donner naissance à un événement « La Niña », phénomène antagoniste à El Niño, pendant lequel les alizés sont anormalement intenses.

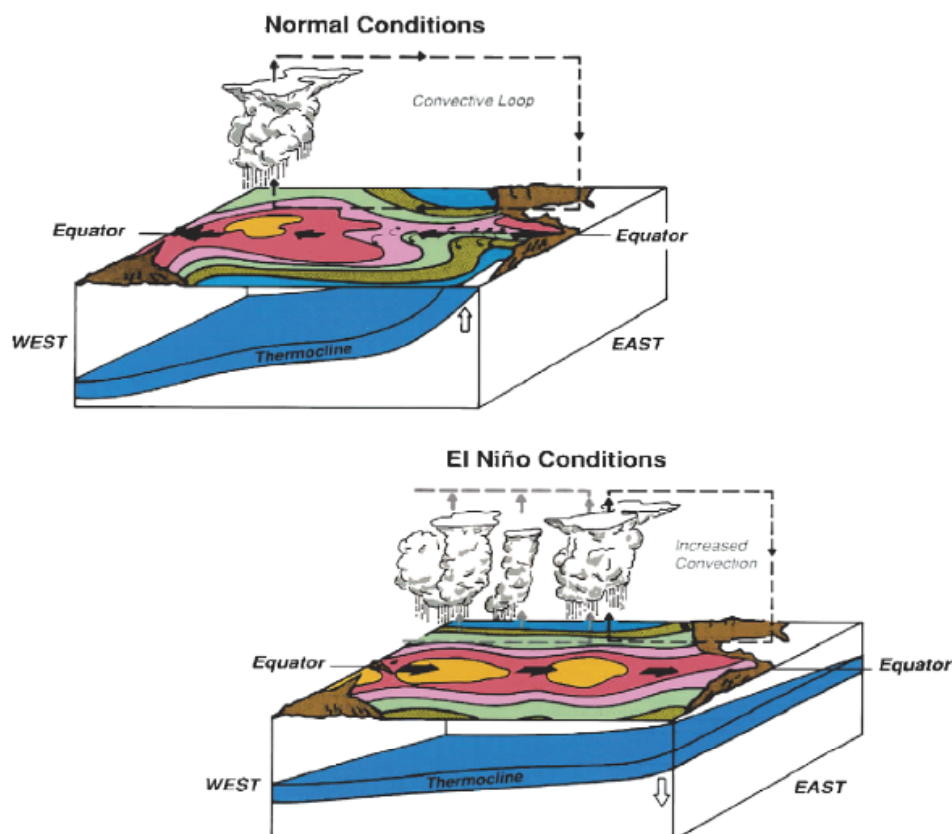


Figure 1.7 : Couplage océan-atmosphère dans la zone du Pacifique équatorial pour une année normale (figure du haut) et pour une année El Niño (figure du bas). Lors d’une année El Niño, les eaux chaudes du Pacifique Ouest équatorial et les zones de convection atmosphérique qui y sont associées migrent vers l’Est du Pacifique. Cela engendre un réchauffement des eaux de surface à l’Est couplée à un abaissement de la thermocline au large du Pérou. D’après Cane, 2005.

Figure 1.7: Ocean-Atmosphere coupling within the equatorial Pacific under normal conditions (top) and for El Niño years (bottom). During El Niño years, warm surface waters of the western equatorial Pacific migrate eastward. It induces the warming of the eastern Pacific surface waters and a downwelling of the thermocline at around the Peru. From Cane, 2005.

1.3. Circulation thermohaline et transferts de chaleur

Le régime climatique actuel est fortement dépendant de la circulation océanique profonde, mécanisme fondamental pour la redistribution de la chaleur à la surface du globe (**Figure 1.8, 1.9**). Les eaux de surface de l’Atlantique acquièrent aux basses latitudes une salinité élevée par évaporation (principalement dans le golfe du Mexique où la vapeur d’eau peut être exportée vers le Pacifique via les alizés, cf. §1.4.1). Puis elles circulent jusqu’aux moyennes latitudes via le Gulf Stream, transportant une énorme quantité d’énergie (de l’ordre

de 1 PW, soit 10^{15} W ; Broecker, 1991, **Figure 1.8, 1.9a**). Une partie de ces eaux d'origine tropicale atteint la mer de Norvège, d'où elles plongent en profondeur après avoir cédé leur énergie calorifique à l'atmosphère pendant l'hiver (**Figure 1.9b**). Cette plongée d'eaux profondes permet un transfert de chaleur des basses vers les hautes latitudes, et de cette manière l'Europe du Nord bénéficie d'un climat tempéré grâce à l'influence de la circulation océanique de surface (**Figure 1.9**). Parce qu'elle est régie par la densité des eaux de surface (c.à.d. température et salinité), la formation d'eaux profondes et leur circulation en profondeur est appelée « circulation thermohaline ».

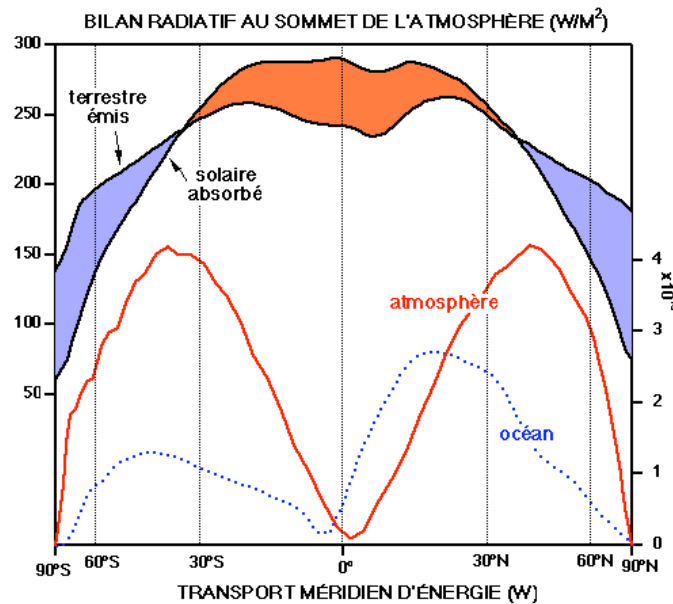


Figure 1.8 : Estimation du bilan radiatif annuel au sommet de l'atmosphère, en moyenne zonale (énergie solaire absorbée, énergie terrestre émise, échelle en haut à gauche), ainsi que du transport méridien de chaleur par les circulations atmosphériques et océaniques, également en moyenne zonale annuelle (échelle en bas à droite). Le bilan radiatif est positif pour les régions situées en deçà de 40 degrés de latitude, et négatif aux plus hautes latitudes. Le transport de chaleur par l'océan dans l'hémisphère Nord est dû principalement au Gulf Stream (cf. **Figure 1.9**). D'après le site <http://www.ens-lyon.fr/Planet-Terre>

Figure 1.8: Global estimation of the annual, zonal mean heat balance at the top of the atmosphere (absorbed solar energy, emitted terrestrial energy, the scale is indicated on the left-hand axis). The heat balance is positive for latitudes lower than 40°, and negative at higher latitudes. The oceanic heat transport in the northern hemisphere is mainly due to the Gulf Stream (cf. **Figure 1.9**). From the web site <http://www.ens-lyon.fr/Planet-Terre>

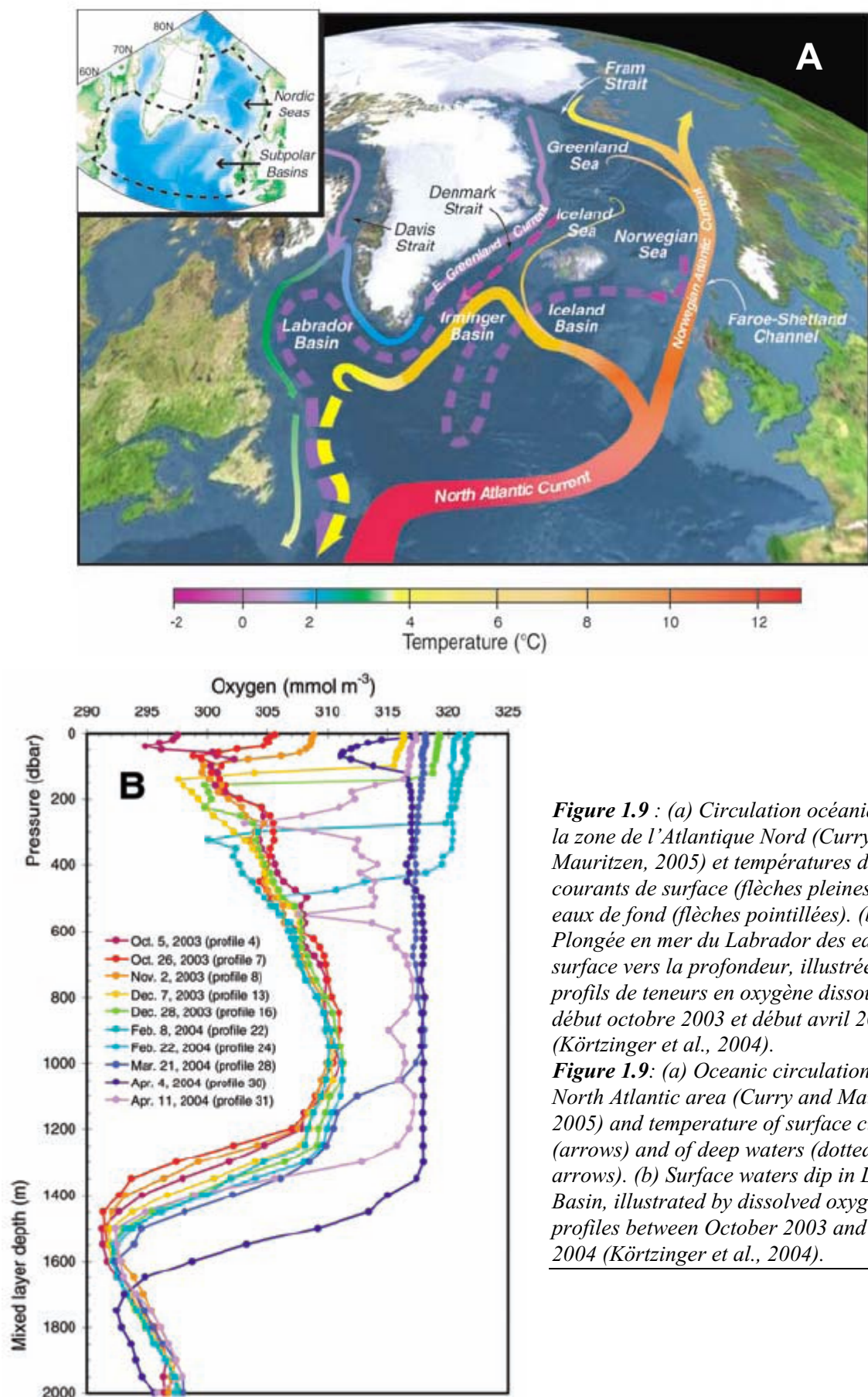


Figure 1.9 : (a) Circulation océanique dans la zone de l'Atlantique Nord (Curry et Mauritzen, 2005) et températures des courants de surface (flèches pleines) et des eaux de fond (flèches pointillées). (b) Plongée en mer du Labrador des eaux de surface vers la profondeur, illustrée par des profils de teneurs en oxygène dissous entre début octobre 2003 et début avril 2004 (Körtzinger et al., 2004).

Figure 1.9: (a) Oceanic circulation in the North Atlantic area (Curry and Mauritzen, 2005) and temperature of surface currents (arrows) and of deep waters (dotted arrows). (b) Surface waters dip in Labrador Basin, illustrated by dissolved oxygen profiles between October 2003 and April 2004 (Körtzinger et al., 2004).

La plongée vers les abysses des eaux profondes Nord Atlantique (NADW en anglais) est compensée dans l'océan global par une remontée des eaux profondes vers la surface. La circulation thermohaline peut être schématisée par un tapis roulant, les eaux de surface circulant vers l'Atlantique Nord et les eaux profondes vers le Pacifique Nord (**Figure 1.10**).

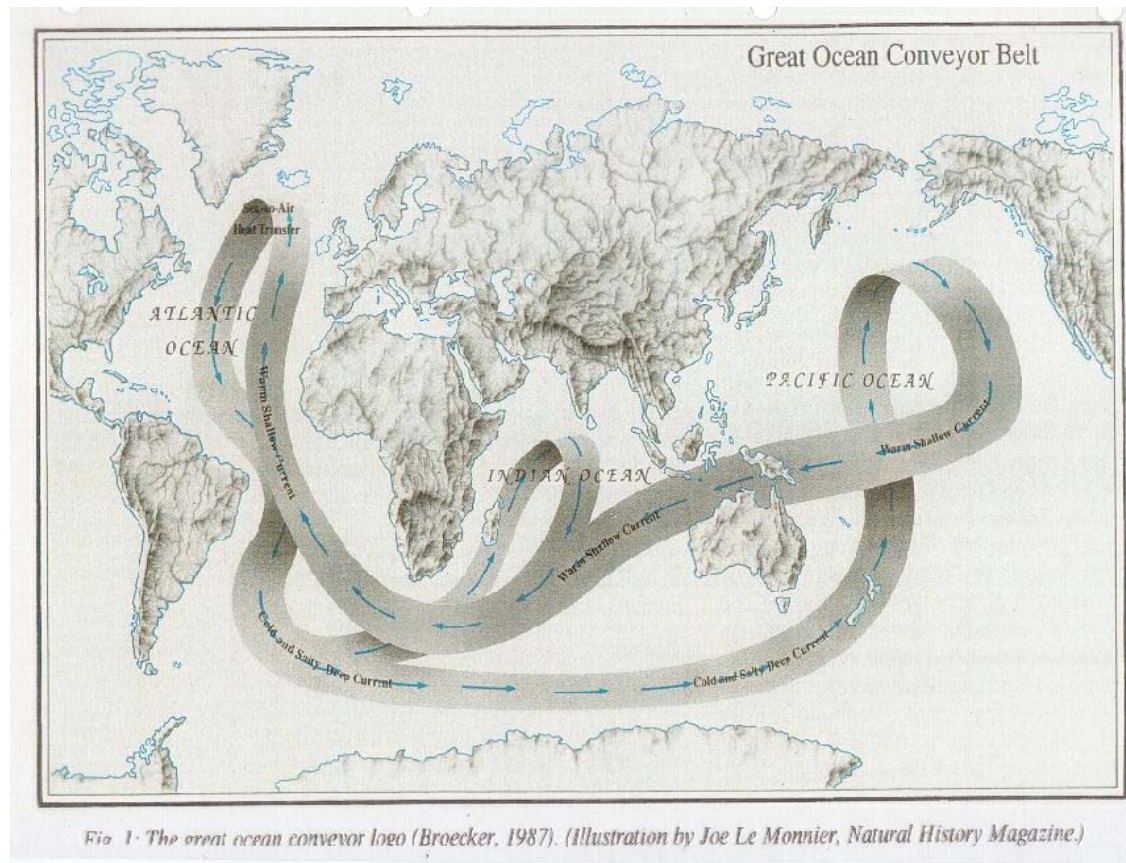


Figure 1.10 : Schéma simple d'une circulation thermohaline à deux couches (surface et profondeur), illustrant le « tapis roulant ». La circulation océanique profonde se fait de l'Atlantique vers l'Indien et le Pacifique où elles remontent à la surface, tandis que les eaux de surface ont tendance à revenir à leur point de départ, c.à.d. en Atlantique Nord. D'après Broecker, 1991.

Figure 1.10: Simple view of the thermohaline circulation (with one surface layer and one deep layer), illustrating the « conveyor belt ». The deep waters circulate from the Atlantic Ocean toward the Indian and the Pacific Oceans where they upwell, while the surface waters tend to come back toward the North Atlantic. From Broecker, 1991.

Dans le détail, la circulation thermohaline se subdivise en différentes masses d'eaux plongeant vers les profondeurs principalement aux hautes latitudes. Ces masses d'eaux

peuvent être suivies par des traceurs conservatifs ou semi-conservatifs (qui n'évoluent pas ou peu lors de leur transport, sinon par mélange). Par exemple, salinité est un traceur conservatif car elle n'évolue que par le mélange des masses d'eaux profondes entre elles, elle est donc un outil puissant pour illustrer l'extension des masses d'eaux dans l'espace (Emery, 2001), alors que la teneur en phosphates est liée à l'âge des masses d'eaux : lorsque les NADW (initialement pauvres en phosphates) se répandent dans l'océan global, la reminéralisation dans la colonne d'eau de la matière organique synthétisée en surface enrichit les masses d'eaux plus âgées en phosphates (Broecker et Peng, 1982 ; Kroopnick, 1985).

La **Figure 1.11** illustre comment s'organise la circulation océanique à l'échelle globale, en étudiant des transects de salinités et de phosphates à travers l'Atlantique et dans le Pacifique. Lorsque les NADW (caractérisées par des salinités élevées et des teneurs en phosphates faibles, c.à.d. $\sim 34,9$ et $1\mu\text{mol/L}$, respectivement) sont exportées de l'Atlantique Nord vers l'Atlantique Sud, elles se mélangent dans le courant Antarctique circumpolaire (CCP) où elles perdent leur spécificité (**Figure 1.11a, c**). Vers 60°S , une partie des NADW remonte à la surface au droit de la zone de divergence Antarctique (**Figure 1.11a, c, d, f**). Une partie des NADW est emportée par le CCP (**Figure 1.11a, c**).

Le CCP brasse les eaux de tous les océans et les redistribue par l'intermédiaire de la formation des eaux de fond antarctique (AABW en anglais salinités de $34,7$ et concentrations en phosphates de $2\mu\text{mol/L}$) et des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW en anglais, salinités de $34,2$ et concentrations en phosphates de $2\mu\text{mol/L}$) (**Figure 1.11 a, c, d, f**). La partie des eaux de surface de l'océan Austral advectée vers le Nord plonge en profondeur entre le front polaire et la convergence subantarctique pour former les AAIW, atteignant des profondeurs d'environ 1000m . Ainsi, on retrouve les AAIW (repérables par leur minimum de salinité de $34,2$ à $34,3$) dans tous les océans (**Figure 1.11c, f**).

Les eaux de surface du Pacifique Nord n'étant pas assez salées pour engendrer la formation d'eaux profondes, la circulation du Pacifique profond est très différente de celle de l'Atlantique. Seule la formation d'eaux intermédiaires Nord Pacifique (NPIW en anglais, salinités inférieures à 34 et concentrations en phosphates supérieures à $2\mu\text{mol/L}$) ventile efficacement le Pacifique Nord jusqu'à des profondeurs ne dépassant pas les 500m (Talley, 1993, **Figure 1.11d, f**). Il en résulte que la ventilation du Pacifique se fait principalement par le Sud, à savoir par les AAIW et les AABW (Mantyla, 1975 ; Talley, 1999) (**Figure 1.11d, f**).

Au-delà de 1000m de profondeur, seules les AABW pénètrent efficacement dans l'océan Pacifique. Après avoir traversé l'océan du Sud vers le Nord, le flux géothermique est suffisant pour abaisser leur densité et permettre aux AABW de rebrousser chemin (Mantyla,

1975). Les eaux profondes Pacifique (PDW, salinités de 34,5 et concentrations en phosphates de $2,3\mu\text{mol/L}$) apparaissent comme étant des AABW légèrement modifiées, retournant très lentement vers le Sud entre environ 2000 et 3500m de profondeur (**Figure 1.11d, f**). Les NPIW très peu salées empêchent la remontée en surface des PDW : il est résulte que vers 3000m de profondeur environ, les eaux du Pacifique Nord-Est sont dans un cul-de-sac et atteignent un âge relatif de 1500 ans (Broecker et al., 2004). Les PDW finissent par rejoindre les eaux du CCP où elles pourront être ramenées à la surface à la divergence antarctique (**Figure 1.11d, f**).

Entre les NPIW et les PDW, les eaux du Pacifique Nord situées à environ 1000m de profondeur sont faiblement ventilées. Les teneurs en oxygène du Pacifique Nord, inférieures à $10\mu\text{mol/L}$, définissent une OMZ liée principalement à la lenteur de la circulation des masses d'eaux (**Figure 1.11d**). D'autres OMZ se développent également dans la zone du Pacifique Est aux basses latitudes entre environ 300 et 1200m de profondeur, zone où le faible taux de ventilation océanique est couplé à la productivité primaire intense (caractéristique du Pacifique Est), engendrant une dégradation de matière organique et donc une consommation d'oxygène importantes (**Figure 1.11d**).

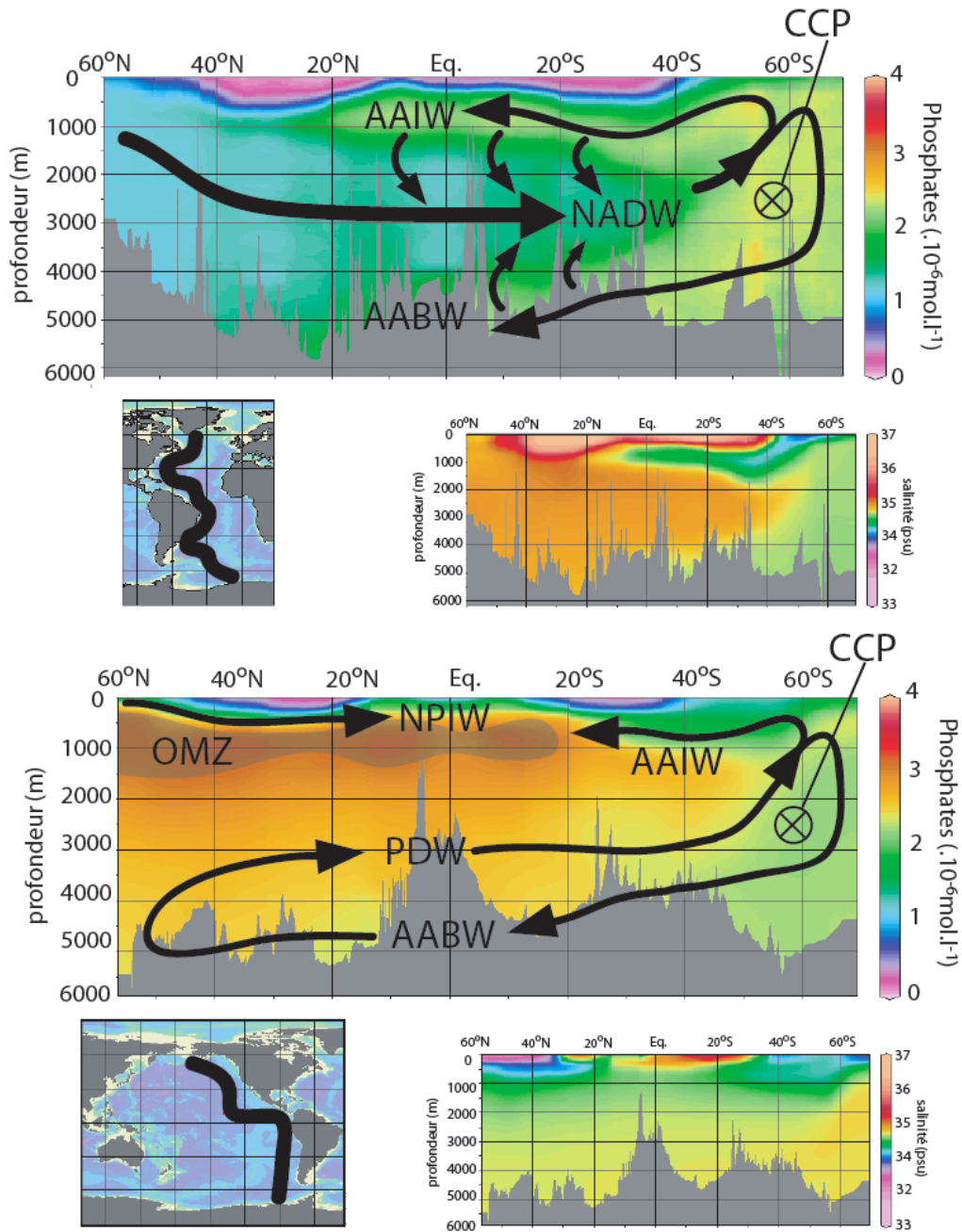


Figure 1.11 : Distributions latitudinales des concentrations en phosphates et des salinités de l'Atlantique et du Pacifique Est. Les principales masses d'eau sont indiquées (NADW pour eaux profondes Nord Atlantique, AAIW pour eaux intermédiaires Antarctiques, AABW pour eaux de fond Antarctiques, NPIW pour eaux intermédiaires Nord Pacifique, PDW pour eaux profondes Pacifique, CCP pour courant circumpolaire). La zone grisée du Pacifique indique la position de l'OMZ, caractérisée par de concentrations en oxygène inférieures à $10\mu\text{mol/L}$. Les tracés noirs sur les cartes localisent les sections représentées. Données WOCE.

Figure 1.11: Latitudinal distribution of phosphate concentrations and of salinities in the Atlantic and the eastern Pacific. The main water masses are indicated (NADW for North Atlantic Deep Water, AAIW for Antarctic Intermediate Water, NPIW for North Pacific Intermediate Water, PDW for Pacific Deep Water, CCP for Antarctic Circumpolar Current). The shadowed area in the Pacific indicates the OMZ area where dissolved oxygen concentrations are lower than $10\mu\text{mol/L}$. The black lines on the map localize the sections used to generate the latitudinal distributions of phosphates and salinities. Data from WOCE.

1.4. La zone d'étude : le Pacifique Est équatorial et subtropical

Les carottes MD02-2529 (08°12.33'N, 84°07.32'W, 1619m de profondeur) et MD02-2508 (23°27.91'N, 111°35.74'W, 606m de profondeur) ont été prélevées lors de la campagne océanographique IMAGES VIII, MONA (**Figure 1.12**), et sont situées dans le Pacifique Est équatorial et à la pointe de basse Californie, respectivement.

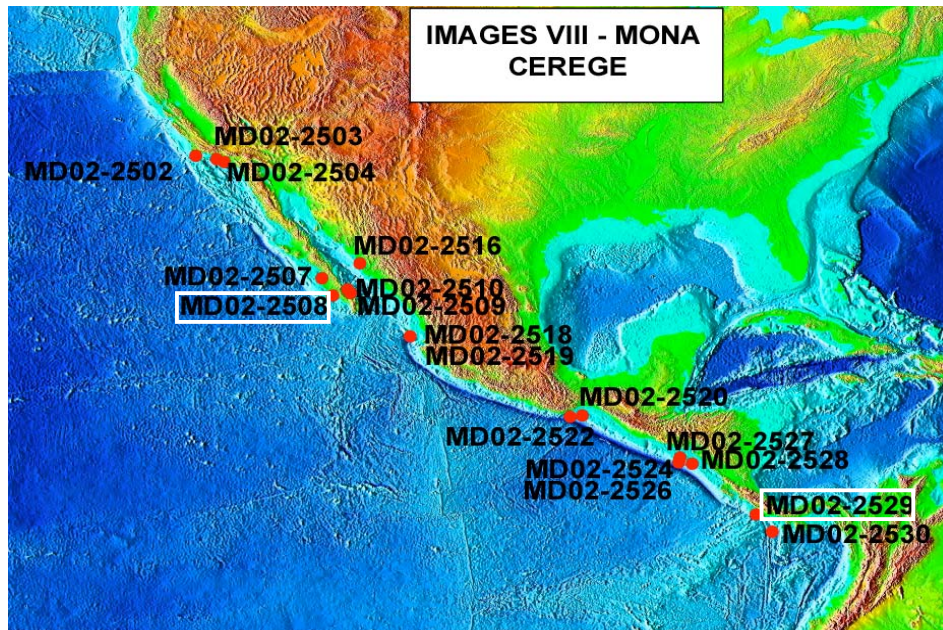


Figure 1.12 : Carte de la campagne océanographique MONA. Les carottes que j'ai étudiées au cours de ma thèse (MD02-2508 et MD02-2529) sont encadrées en blanc. Modifié d'après Beaufort et al., 2002.

Figure 1.12: Map of the MONA oceanographic cruise. The cores that I have studied during my PhD (MD02-2508 and MD02-2529) are indicated. Modified from Beaufort et al., 2002.

1.4.1. Climatologie et hydrologie de surface

1.4.1.1. Site de la carotte MD02-2529 : le Pacifique Est équatorial

La circulation atmosphérique aux alentours de l'Amérique centrale est fortement dépendante de l'orographie (**Figure 1.13**). Cela a des implications importantes pour l'hydrologie de surface de la zone où la carotte MD02-2529 a été prélevée, qui se trouve protégée des alizés en hiver par la Cordillera de Talamanca, chaîne de montagne située directement au Nord du site de la carotte.

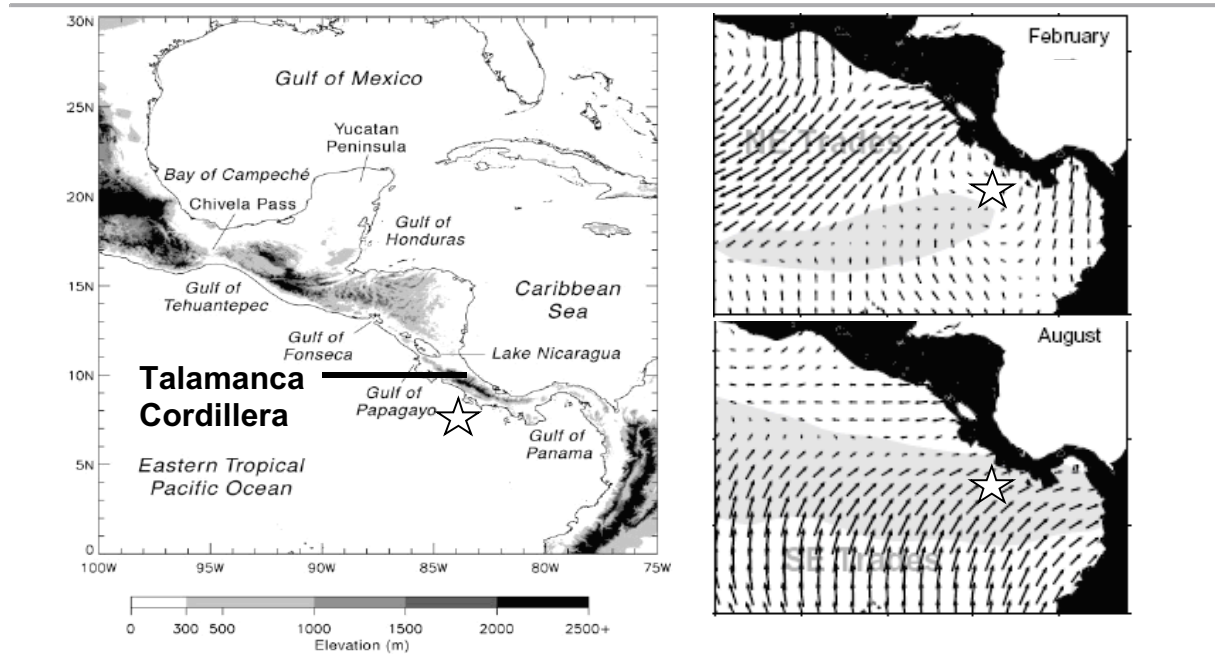


Figure 1.13 : Orographie de la zone centraméricaine (à gauche, modifié d'après Chelton et al., 2000) et champs de vents (modifié d'après Fiedler, 2002) pour les mois de février (en haut à droite) et août (en bas à droite). La zone grisée sur les cartes des vents représente la position moyenne de l'ITCZ. La localisation de la carotte MD02-2529 est indiquée par l'étoile blanche. Il est intéressant de noter que pendant l'hiver les alizés traversent l'Amérique centrale préférentiellement à travers les zones de faible élévation, à savoir les golfes de Tehuantepec, de Papagayo et de Panama.

Figure 1.13: Orography of Central America (left, modified from Chelton et al., 2000) and wind fields (right, modified from Fiedler, 2002) for February (top) and August (bottom). The shaded zone indicates the mean ITCZ position. MD02-2529 core site is indicated by the white star. Note that the trade winds blowing across Central America during winter preferentially pass through the low-level mountain channels, i.e. the Tehuantepec isthmus, the Nicaragua lakes region and the Panama isthmus.

La circulation atmosphérique dans la zone du Pacifique Est équatorial est alternativement sous l'influence des alizés traversant l'isthme centraméricain en hiver boréal et de l'ITCZ en été boréal. L'essentiel de la pluviosité tombe entre mai et décembre, en faisant de la région une zone fortement influencée de la mousson d'été (**Figure 1.14e**). Environ la moitié des précipitations engendrées par sa migration latitudinale pendant l'été dans la zone du Pacifique Est équatorial proviennent des alizés de Nord-Est ayant traversé l'Amérique centrale (Benway et Mix, 2004). La région est donc particulièrement importante vis-à-vis du bilan hydrologique global car un transfert de vapeur d'eau via la circulation atmosphérique entre les océans Atlantique et Pacifique s'y opère (Broecker, 1997 ; **Figure 1.15**). Ce transfert d'eau douce est de l'ordre de 0,3 Sv (Zaucker et Broecker 1994, $1\text{Sv}=10^6\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, la gamme proposée par la littérature varie entre 0,1 (Hostetler et Mix, 1999) et 0,45 Sv (Manabe et Stouffer, 1988)).

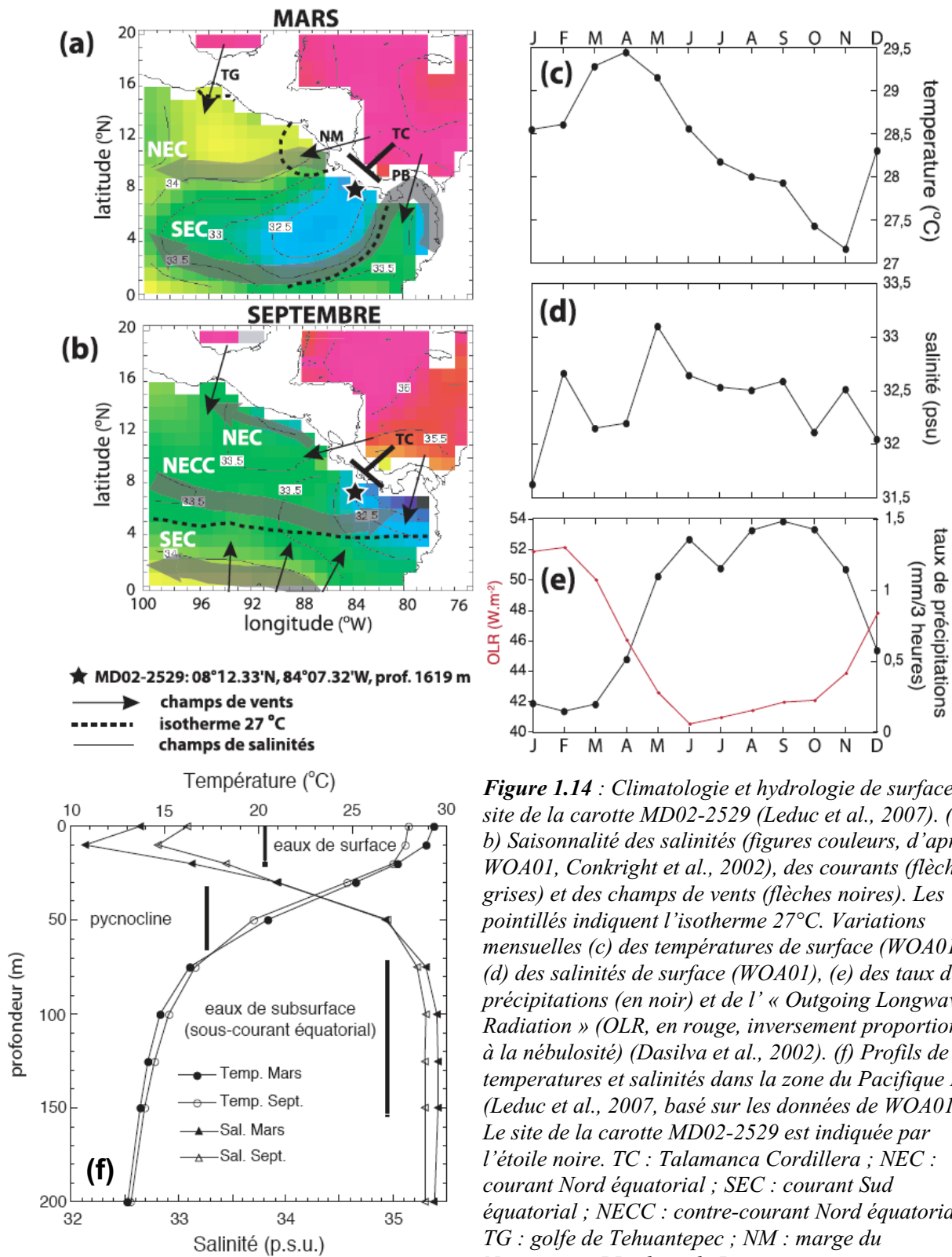


Figure 1.14 : Climatologie et hydrologie de surface au site de la carotte MD02-2529 (Leduc et al., 2007). (a, b) Saisonnalité des salinités (figures couleurs, d'après WOA01, Conkright et al., 2002), des courants (flèches grises) et des champs de vents (flèches noires). Les pointillés indiquent l'isotherme 27°C. Variations mensuelles (c) des températures de surface (WOA01), (d) des salinités de surface (WOA01), (e) des taux de précipitations (en noir) et de l'« Outgoing Longwave Radiation » (OLR, en rouge, inversement proportionnel à la nébulosité) (Dasilva et al., 2002). (f) Profils de températures et salinités dans la zone du Pacifique Est (Leduc et al., 2007, basé sur les données de WOA01). Le site de la carotte MD02-2529 est indiquée par l'étoile noire. TC : Talamanca Cordillera ; NEC : courant Nord équatorial ; SEC : courant Sud équatorial ; NECC : contre-courant Nord équatorial ; TG : golfe de Tehuantepec ; NM : marge du Nicaragua ; PB : baie de Panama.

Figure 1.14: (p. 39) Climatology and surface hydrology at the MD02-2529 core location (Leduc et al., 2007). (a, b) Seasonal variations of salinity (in colors, from WOA01, Conkright et al., 2002), of surface currents (grey arrows) and of wind fields (black arrows). The dotted lines indicate the position of the 27°C isotherm. Monthly variations of (c) Sea Surface Temperatures (WOA01), (d) Sea Surface Salinities (WOA01), (e) precipitation rates (in black) and Outgoing Longwave Radiation (in red, inversely proportional to the cloud cover) (DaSilva et al., 2002). (f) Temperature and Salinity profiles at MD02-2529 core site (Leduc et al., 2007, based on WOA01). MD02-2529 core location is indicated by the black star. TC: Talamanca Cordillera; NEC: North Equatorial Current; SEC: South Equatorial Current; NECC: North Equatorial Countercurrent; TG: Tehuantepec Gulf; NM: Nicaragua Margin; PB: Panama Basin.

Les eaux de surface chaudes et peu salées sont séparées des eaux de subsurface par une pycnocline très marquée comprise entre 30 et 70m de profondeur (**Figure 1.14f**). Les eaux de subsurface sont sous l'influence du sous-courant équatorial, ou courant de Cromwell (**Figure 1.14f**). La cordillère de Talamanca, située au Nord de la zone d'étude, protège les eaux de surface d'éventuels upwellings côtiers liés à la circulation atmosphérique, les alizés traversant l'Amérique Centrale préférentiellement par les isthmes de Panama et de la marge Nicaraguenne (**Figures 1.13 et 1.14a, b**). Il en résulte une grande stabilité saisonnière de la pycnocline (**Figure 1.14f**), et les eaux de surface ne sont jamais influencées par l'hydrologie de subsurface

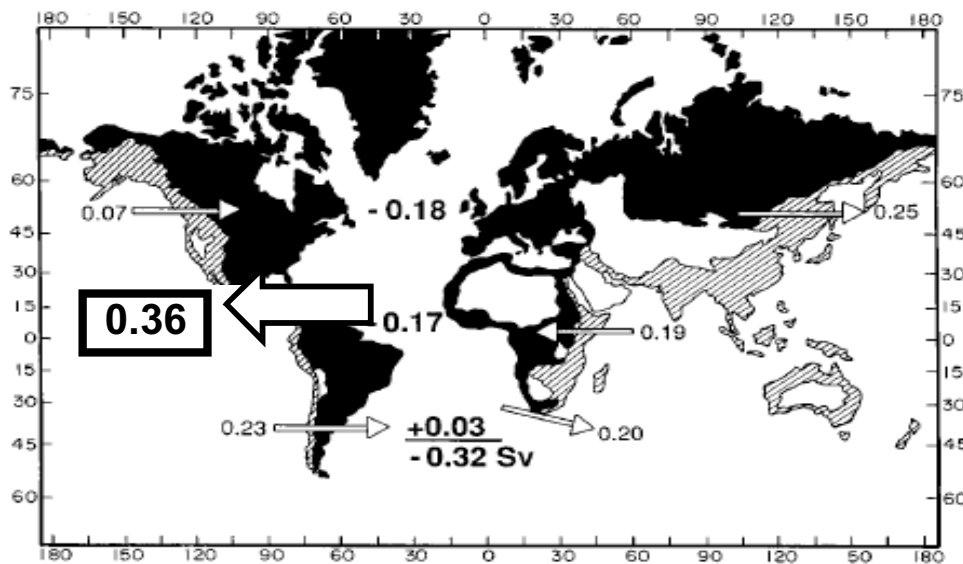


Figure 1.15 : Flux atmosphérique d'eau douce, en Sv (modifié d'après Broecker, 1997).

Figure 1.15: Atmospheric freshwater fluxes, in Sv (modified from Broecker, 1997).

1.4.1.2. Site de la carotte MD02-2508 : la pointe de basse Californie

La carotte MD02-2508 a été prélevée dans une région située à la limite des zones influencées par des régimes de mousson estivale (au Sud) et hivernale (au Nord) (cf. **Figure 1.16**). La saisonnalité des vents varie entre une période estivale pendant laquelle les minima de vents sont associés à la présence de l'ITCZ dans la zone, et une période hivernale caractérisée par des vents de Nord-Ouest. Les maxima de pluviosité sont en relation avec la migration latitudinale de l'ITCZ pendant les mois d'Août et de Septembre (**Figure 1.16**).

L'hydrologie de surface et de subsurface sont à la limite Sud de la zone d'influence du système de courants de Californie : la carotte MD02-2508 est principalement influencée par le courant froid de Californie en hiver et le courant chaud de Davidson en été (Lynn et Simpson, 1987). En hiver, les vents provoquent un upwelling côtier (Zaytsev et al., 2003), à l'origine d'une productivité primaire intense (cf. § 1.4.1.3).

Figure 1.16: (p. 42) Seasonal variations of atmospheric circulation and of surface hydrology at MD02-2508 core site, modified from Blanchet et al., submitted. MD02-2508 core site is under the influence of the summer monsoon. Yellow arrows indicate the main wind fields. Blue dotted arrows indicate the surface currents.

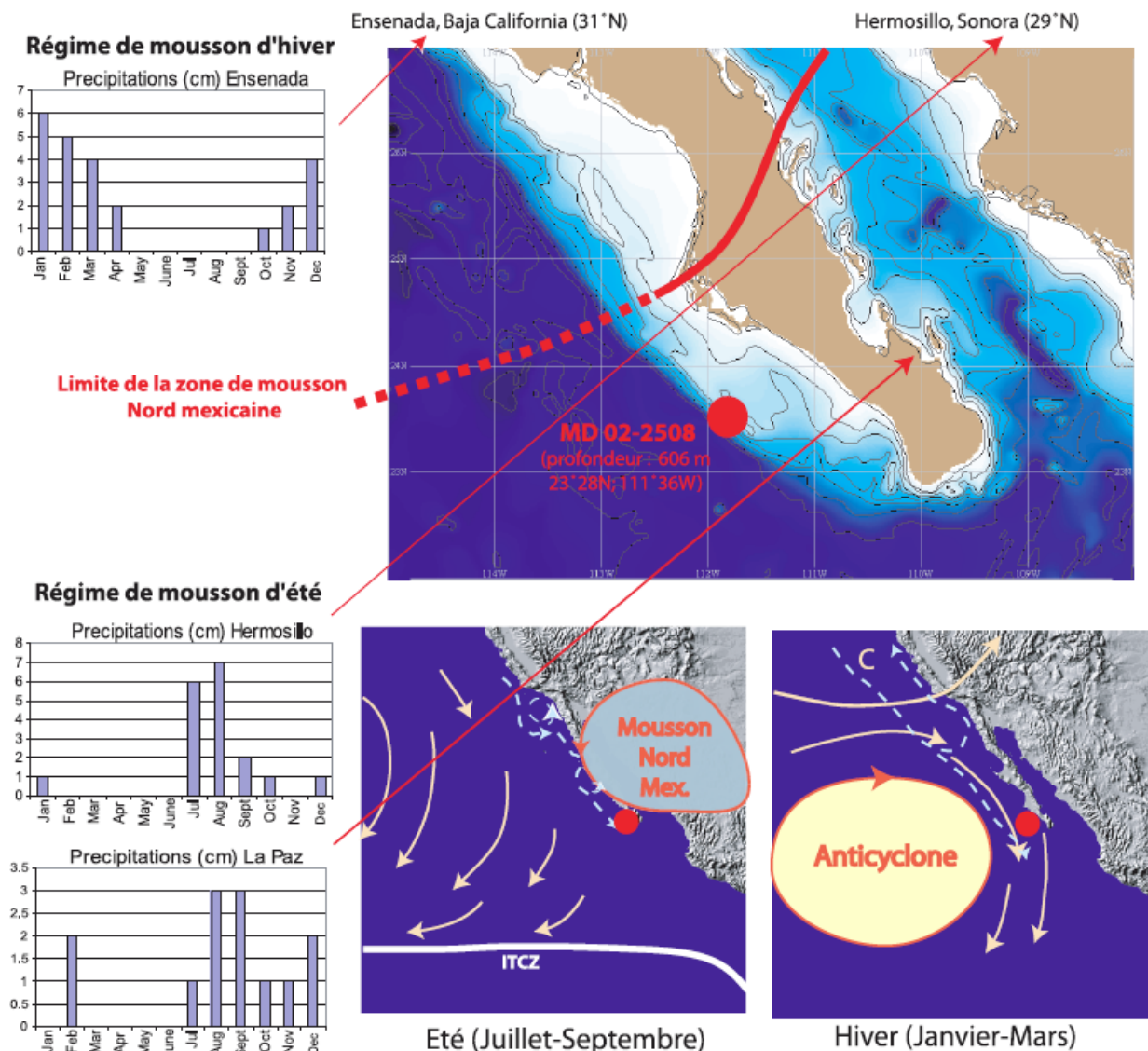


Figure 1.16 : Variabilité saisonnière atmosphérique et hydrologique de surface au site de la carotte MD02-2508, modifié d'après Blanchet et al., subm. Le site de la carotte est influencé par les régimes de mousson d'été. Les flèches jaunes indiquent les champs de vent et les flèches bleues pointillées indiquent les courants de surface.

1.4.1.3. Productivité dans la zone du Pacifique Nord-Est

Les variations saisonnières de productivité dans la zone du Pacifique Nord-Est sont principalement influencées par les variations de régimes de vents. En hiver, les vents de Nord provoquent des upwellings côtiers dans des régions très localisées et particulièrement sensibles aux vents, favorables au développement d'une production primaire intense (Fiedler,

2002 ; Zaytsev, 2003, cf. **Figure 1. 17**). C'est le cas dans la péninsule de Basse Californie (**Figures 1.16, 1.17**), mais également dans le golfe de Tehuantepec, sur la marge Nicaraguayenne et dans la baie de Panama (**Figures 1.14 et 1.17**). En été, seul le dôme du Costa Rica est une source importante de nutriments pour les eaux de surface où la productivité s'y trouve confinée (Fiedler, 2002, **Figure 1.17**). Ce dôme, se développant de Mars à Décembre dans le Pacifique Est-équatorial, est le résultat des influences simultanées des champs de vents et de courants de la zone provoquant une circulation cyclonique des courants de surface et la remontée de la thermocline.

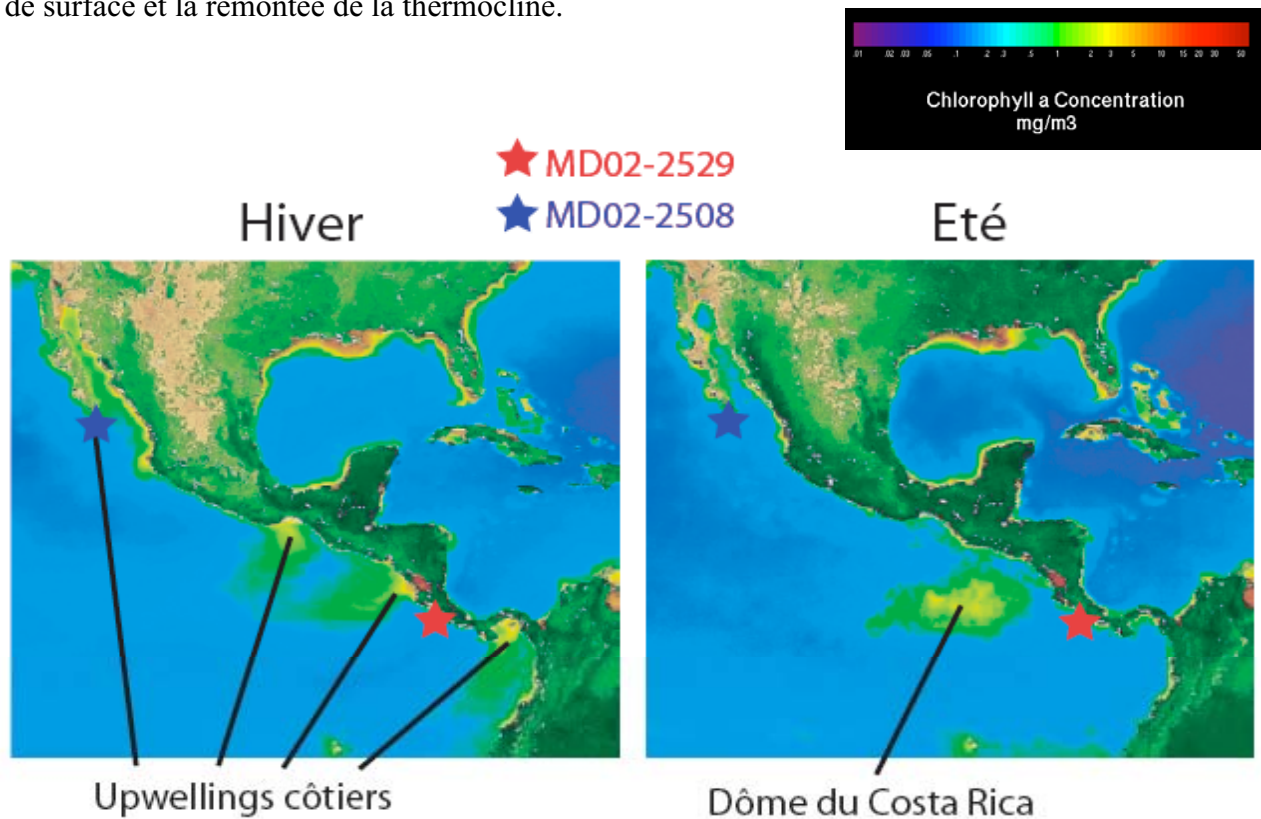


Figure 1.17 : Variabilité saisonnière de la concentration en chlorophylle a, indice de productivité des eaux de surface dans la zone du Pacifique Nord-Est. Images Seawifs.

Figure 1.17: Seasonal variations of chlorophyll a concentrations, used as an indicator of surface water productivity in the Northeastern Pacific region. From Seawifs (left: winter; right: summer).

1.4.1.4. Impact de la variabilité ENSO sur l'hydrologie de surface du Pacifique Est-équatorial

La variabilité ENSO est caractérisée dans le Pacifique Est-équatorial par des anomalies positives de températures des eaux de surface de 1 à 2°C pendant les années El Niño (**Figure 1.18a**). En revanche, les salinités des eaux de surface ne sont pas significativement influencées par la variabilité ENSO (**Figure 1.18b**).

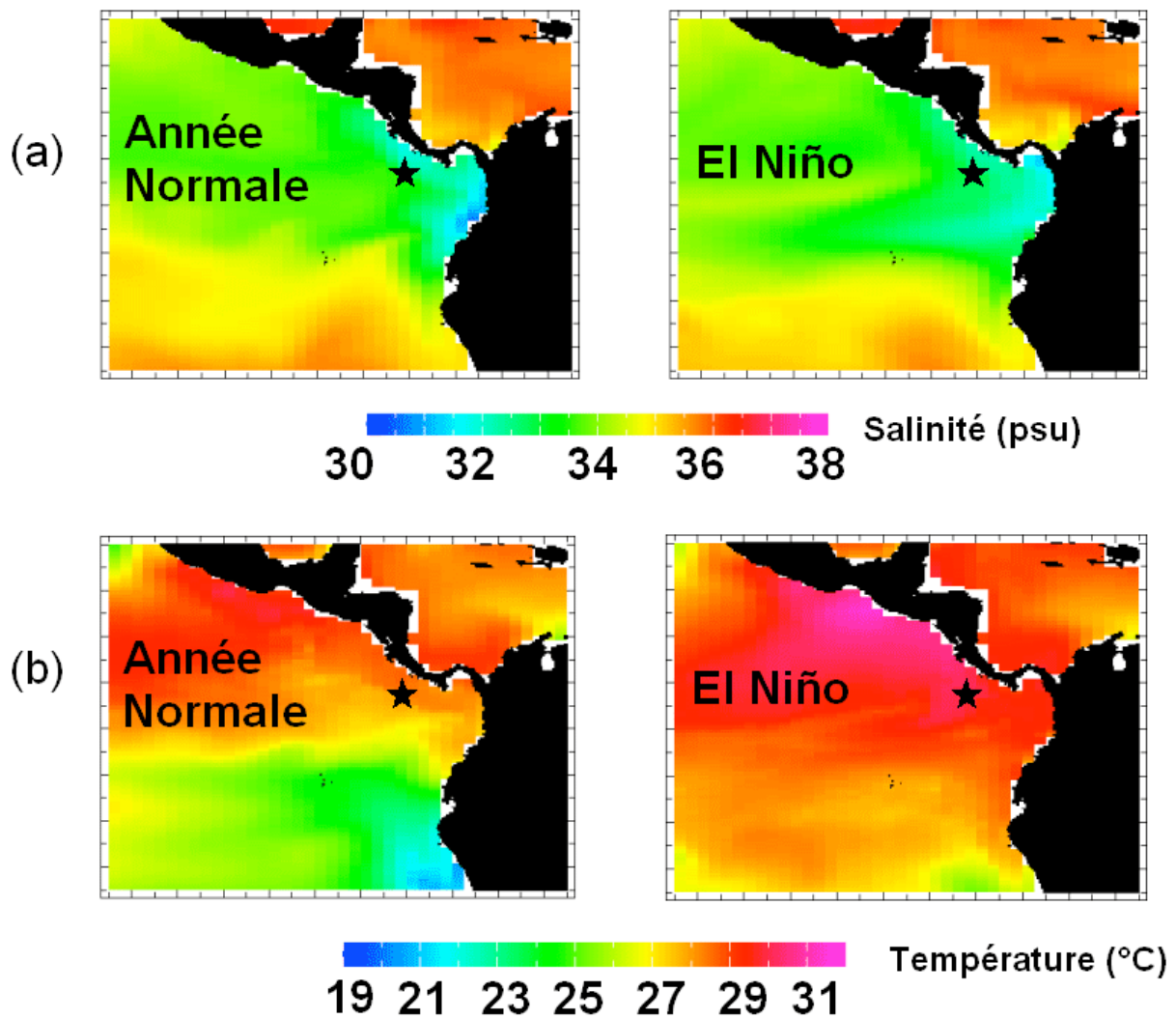


Figure 1.18 : Impact de la variabilité ENSO sur l'hydrologie de surface dans la zone du Pacifique Est (gauche : année normale ; droite : année El Niño). (a) Champs de salinités des des eaux de surface (données NCEP/NCAR). (b) Champs de températures des eaux de surface (données NCEP/NCAR). Les étoilesnoires indiquent la de la carotte MD02-2529.

Figure 1.18: Impact of ENSO variability on hydrological patterns in the Eastern equatorial Pacific region (left: normal year; right: El Niño year). (a) Sea surface salinity fields (data from NCEP/NCAR). (b) Sea surface temperatures fields (data from NCEP/NCAR). The black stars indicate the MD02-2529 coring site.

En termes de productivité, les années El Niño sont caractérisées au site de la carotte MD02-2508 par une diminution drastique de la production primaire, en relation avec une diminution de l'upwelling côtier dans cette région (Zaytsev et al., 2003). Au site de la carotte MD02-2529, les années El Niño sont également marquées par un abaissement de la thermocline dans les zones influencées par l'upwelling côtier, induisant une réduction de la

productivité pendant l'hiver dans la zone (Fiedler 2002, Chavez et al., 1999). De plus, la disparition partielle ou totale du dôme du Costa Rica lors des années El Niño diminue très fortement la production primaire estivale dans le Pacifique Est équatorial (Fiedler 2002, cf. **Figure 1.19**)

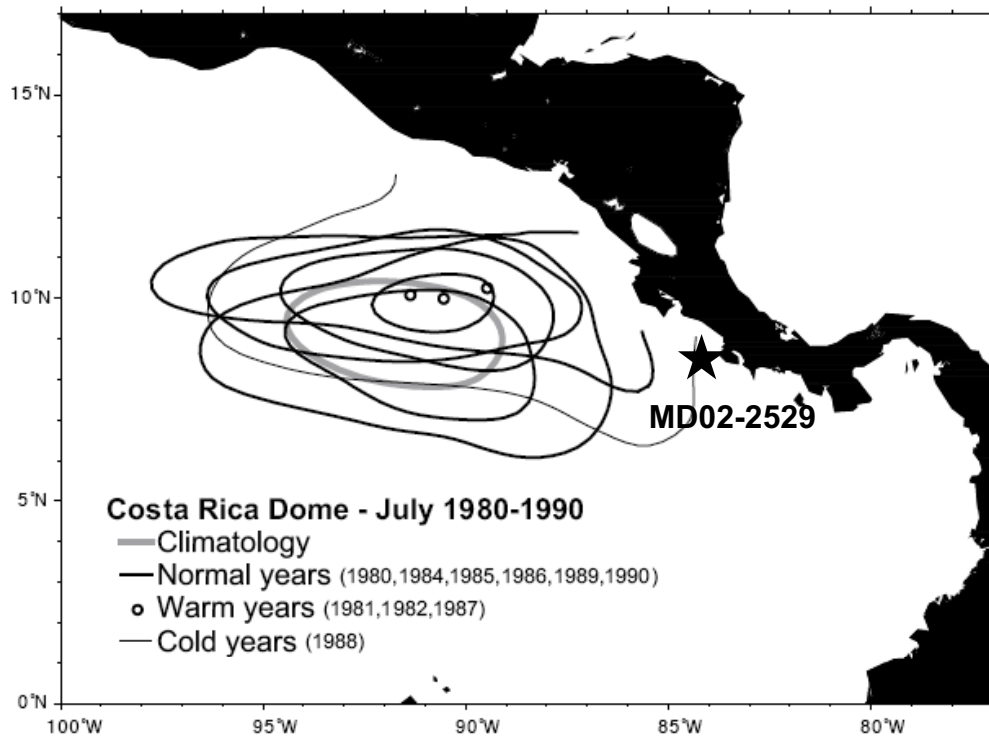


Figure 1.19 : Variabilité interannuelle du dôme du Costa Rica pour la période 1980-1990 (contours correspondant à la thermocline située en moyenne à 35m dans le dôme). Pour les années chaudes (1981, 1982 et 1987) la position du dôme, dont la thermocline fut plus profonde que 35m, est repérée par les cercles. En 1983 (El Niño très marqué), aucun dôme ne fut apparent. La ligne grise (« climatologie ») est la position moyenne du dome. Modifié d'après Fiedler, 2002.

Figure 1.19: Interannual variability of the Costa Rica Dome for the 1980-1990 period (the contours correspond to the thermocline generally located at 35m inside of the dome). For the warm years (1981, 1982 and 1987), the dome position of which the thermocline was deeper than 35m is indicated by small circles. For the year 1983 (i.e. a year dmarked by a very strong El Niño), no dome was present. The grey line (referred as "climatology") is the mean position of the dome. Modified from Fiedler, 2002.

1.4.2. Hydrologie des eaux intermédiaires

Aux profondeurs intermédiaires, les eaux du Pacifique Est équatorial sont caractérisées par une OMZ centrée sur la profondeur de 600m.

La carotte MD02-2508 se situe au cœur de l'OMZ du Pacifique Est (cf. **Figure 1.20, 1.21**). Les concentrations en oxygène de la masse d'eau au site de la carotte MD02-2508 sont proches de zéro, et les concentrations en phosphates sont supérieures à $3\mu\text{mol/kg}$ (**Figure 1.20**). Les températures et salinités sont de $6,5^\circ\text{C}$ et 34,5, respectivement, et sont typiques des NPIW qui ont perdu leur oxygène au cours de leur parcours (Talley, 1985).

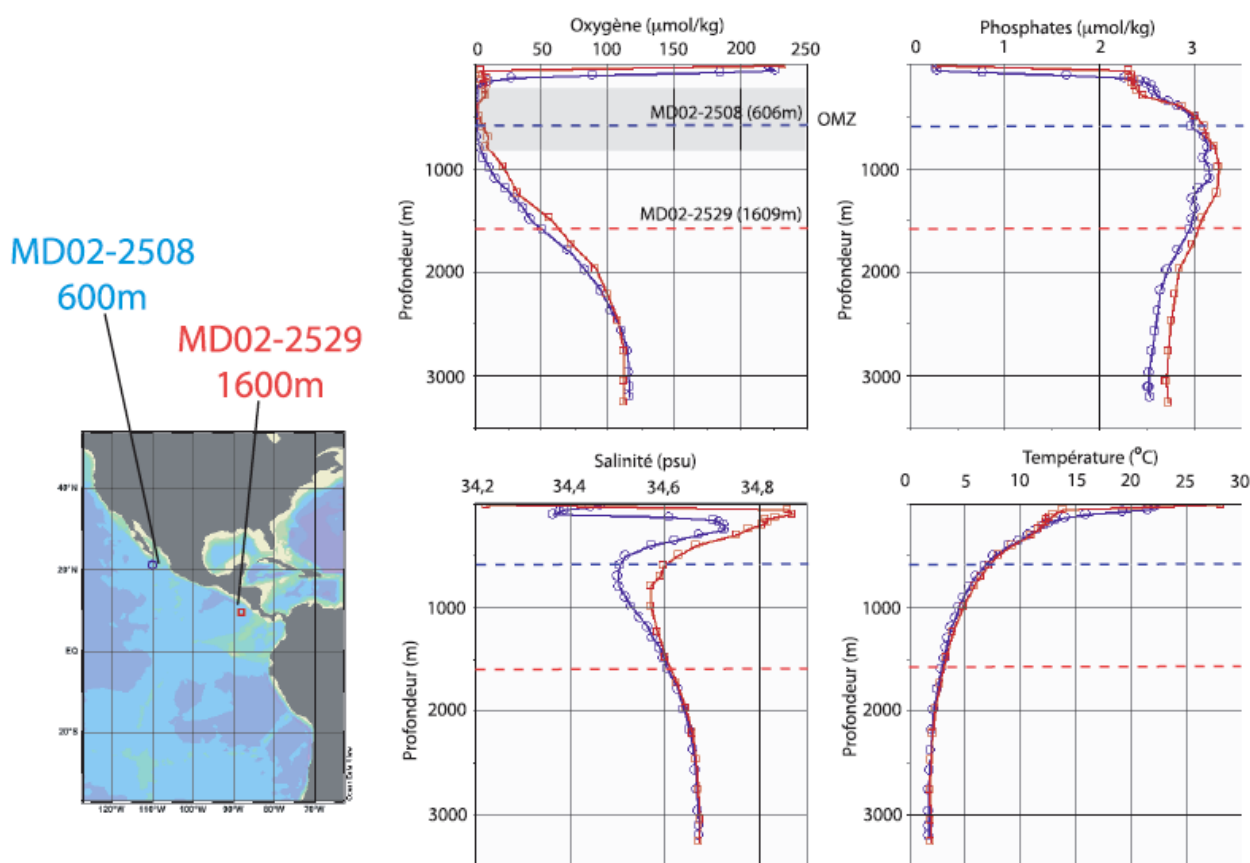


Figure 1.20 : Profils verticaux de concentration en oxygène, de concentration en phosphates, de températures et de salinités au voisinage des carotte MD02-2508 (en bleu) et MD02-2529 (en rouge). Les traits pointillés repèrent les profondeurs respectives auxquelles les carottes ont été prélevées. Données WOCE.

Figure 1.20: Vertical profiles of dissolved oxygen, phosphate concentrations, temperature and salinity at MD02-2508 (in blue) and MD02-2529 (in red) coring sites. The dotted lines on the profiles indicate the respective water depths at which the sediment cores were retrieved. Data from WOCE.

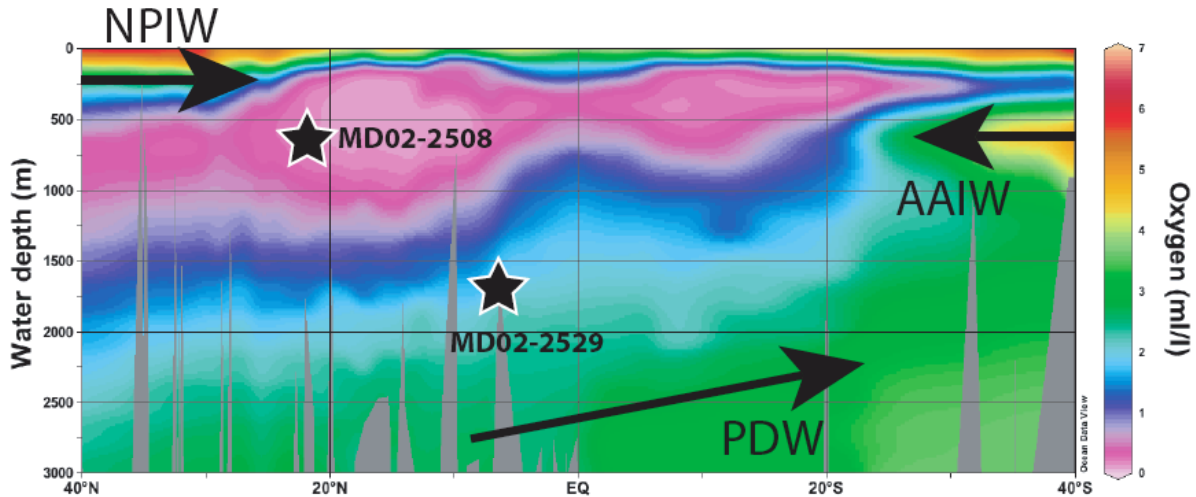


Figure 1.21 : Section latitudinale des concentrations en oxygène dans la zone du Pacifique Est le long de la marge continentale. Données WOCE.

Figure 1.21: Latitudinal section of dissolved oxygen concentration in the Eastern Pacific region along the continental margin. Data from WOCE.

Le site de la carotte MD02-2529 est situé à la limite de l'OMZ et des PDW (**Figure 1.20, 1.21**). Les concentrations en oxygène de la masse d'eau au site de la carotte MD02-2529 sont d'environ $80\mu\text{mol/kg}$, et les concentrations en phosphates atteignent $3\mu\text{mol/kg}$ (**Figure 1.20**). Les températures et salinités sont de 3°C et 34,6, respectivement, et représente une zone de mélange entre l'OMZ située au-dessus (avec des salinités plus faibles) et les PDW situées en-dessous du site de la carotte (avec des salinités plus élevées qu'au site de la carotte) (**Figure 1.20**).

Pour la dernière période glaciaire, les carottes sont susceptibles d'avoir été influencées par l'OMZ, les NPIW et les AAIW au site de la carotte MD02-2508, et par l'OMZ, les AAIW et les PDW au site de la carotte MD02-2529 (**Figures 1.20, 1.21 et 1.11**).

2. Méthodologie

2.1. Les isotopes stables des carbonates

Inspiré des travaux pionniers d'Urey (1947), de McCrea (1950) et d'Epstein (1953) sur l'effet des températures sur le fractionnement des isotopes de l'oxygène des carbonates, Emiliani a été le premier, en 1955, à interpréter les enregistrements isotopiques de l'oxygène des foraminifères dans les sédiments marins en termes de variations de températures au cours du Pléistocène (Emiliani, 1955). Par la suite, Shackleton et Opdyke (1973) ont établi la première stratigraphie isotopique en corrélant les variations des isotopes des foraminifères à la stratigraphie magnétique des sédiments marins, permettant ainsi l'identification de stades isotopiques marins (Shackleton et Opdyke, 1973). De plus, la comparaison des enregistrements des foraminifères planctoniques et benthiques a permis de démontrer que la variabilité glaciaire/interglaciaire enregistrée par les foraminifères était principalement liée aux variations de volume des glaces continentales (Shackleton et Odyke, 1973). Ces résultats ont permis la construction d'une échelle stratigraphique globale, et la corrélation d'enregistrements isotopiques entre eux par stratigraphie isotopique (Imbrie et al., 1984).

D'autre part, il a été montré qu'aux variations glaciaires/interglaciaires des isotopes de l'oxygène étaient également associés des variations dans les isotopes du carbone enregistrés par les foraminifères (Shackleton, 1977). Ce résultat a mis en évidence la signification potentielle des variations temporelles des isotopes du carbone en termes de variabilité de la biosphère terrestre, de paléoproduktivités et de la circulation des masses d'eaux (Shackleton, 1977). Le fait que la signature des isotopes du carbone enregistrés par différentes espèces de foraminifères benthiques soit globalement reliée au $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des masses d'eaux (Duplessy et al., 1984) et que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ soit lui-même dépendant de la circulation océanique globale (Kroopnick, 1985) font des isotopes stables du carbone un outil puissant pour la reconstitution des variations de la circulation des masses d'eaux associées aux variations climatiques passées.

2.1.1. Les foraminifères analysés au cours de la thèse

Les foraminifères sont des organismes protozoaires unicellulaires apparus au Cambrien. Ils ont un mode de vie benthique (épi- et endobenthique) ou planctonique (généralement dans la zone euphotique). Au cours de mon travail de thèse, 4 espèces de foraminifères ont été utilisées : deux espèces planctoniques (*Globigerinoides ruber* et *Neoglobobulimina dutertrei* pour les eaux de surface et de subsurface, respectivement) et

deux espèces benthiques (*Cibicidoides wuellerstorfi* et *Uvigerina peregrina* pour l'interface eau-sédiment et pour les premiers centimètres de sédiment, respectivement) (**Figure 1.22**).

La gamme de taille sélectionnée pour les analyses isotopiques est la fraction 250-355µm pour *G. ruber*, et la fraction > 250µm pour les autres espèces. De cette manière je m'affranchis des individus juvéniles susceptibles d'avoir formé leur test dans des masses d'eaux différents de celles dans lesquelles les adultes vivent.

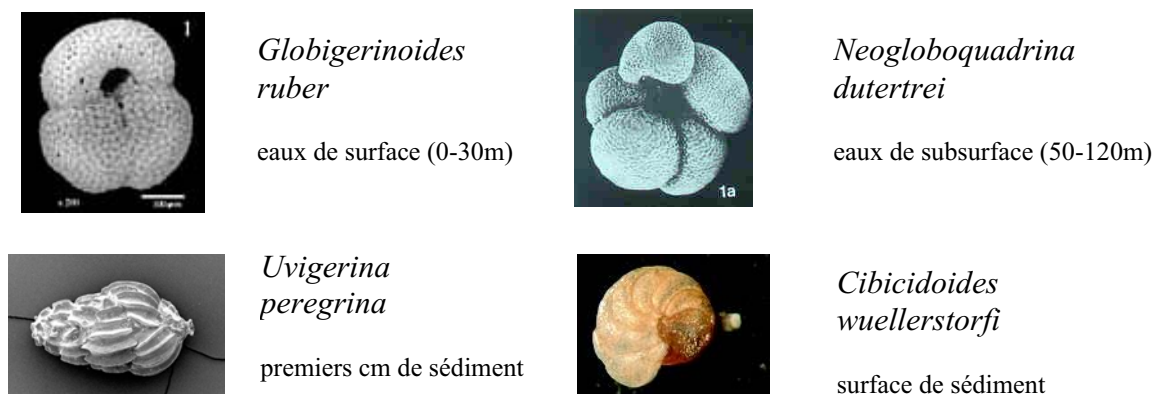


Figure 1.22 : Espèces de foraminifères planctoniques (en haut) et benthiques (en bas) et leur écologie. Réf. photos : Eelco Rohling, Southampton university pour *G. ruber*, *N. dutertrei* et *U. peregrina* ; Martina Blümel, IFM-GEOMAR pour *C. wuellerstorfi*.

Figure 1.22: Planktic (top) and benthic (bottom) foraminifera species and their ecology. Photo references: Eelco Rohling, Southampton university for *G. ruber*, *N. dutertrei* and *U. peregrina* ; Martina Blümel, IFM-GEOMAR for *C. wuellerstorfi*.

Les rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) des foraminifères ont été mesurés pour caractériser les conditions hydrologiques dans lesquelles ils se sont calcifiés. De manière générale, la formule du « delta » exprime la différence entre les rapports isotopiques d'un échantillon par rapport à un standard international (le VPDB pour Vienna Pee Dee Belemnite, remplaçant le PDB de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ par définition, mais n'étant plus disponible actuellement). L'expression du δ est sous la forme :

$$\delta (\text{‰ vs. VPDB}) = 10^3 \cdot (R_{\text{foraminifère}} - R_{\text{standard}}) / R_{\text{standard}}$$

avec $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Pour les isotopes stables des carbonates, le standard utilisé est le NBS-19, ayant un $\delta^{13}\text{C}$ de 1,95‰ et un $\delta^{18}\text{O}$ de -2,20‰ par rapport au VPDB.

2.1.2. Utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères

Le $\delta^{18}\text{O}$ enregistré dans les foraminifères ($\delta^{18}\text{O}_c$) est dépendant des températures et du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau ($\delta^{18}\text{O}_w$) dans lesquels le foraminifère a formé son test. La relation qui relie ces paramètres est appelée « équation des paléotempératures », sous la forme simplifiée suivante :

$$T (^{\circ}\text{C}) = A + B (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)$$

avec A et B constants (cf. **Figure 1.23**).

Le $\delta^{18}\text{O}_w$ est relié à la salinité par une relation linéaire (cf. **Figure 1.24** pour le Pacifique Est-équatorial). En calculant le $\delta^{18}\text{O}_w$ à partir du $\delta^{18}\text{O}_c$ et d'un paléothermomètre indépendant il est donc possible d'estimer les salinités des eaux. A l'échelle des cycles glaciaires/interglaciaires, les variations du volume de glace stocké sur les continents ont également modifié le $\delta^{18}\text{O}_w$ marin, et une composante globale du $\delta^{18}\text{O}_w$ se superpose à la composante locale liée aux variations de salinités régionales.

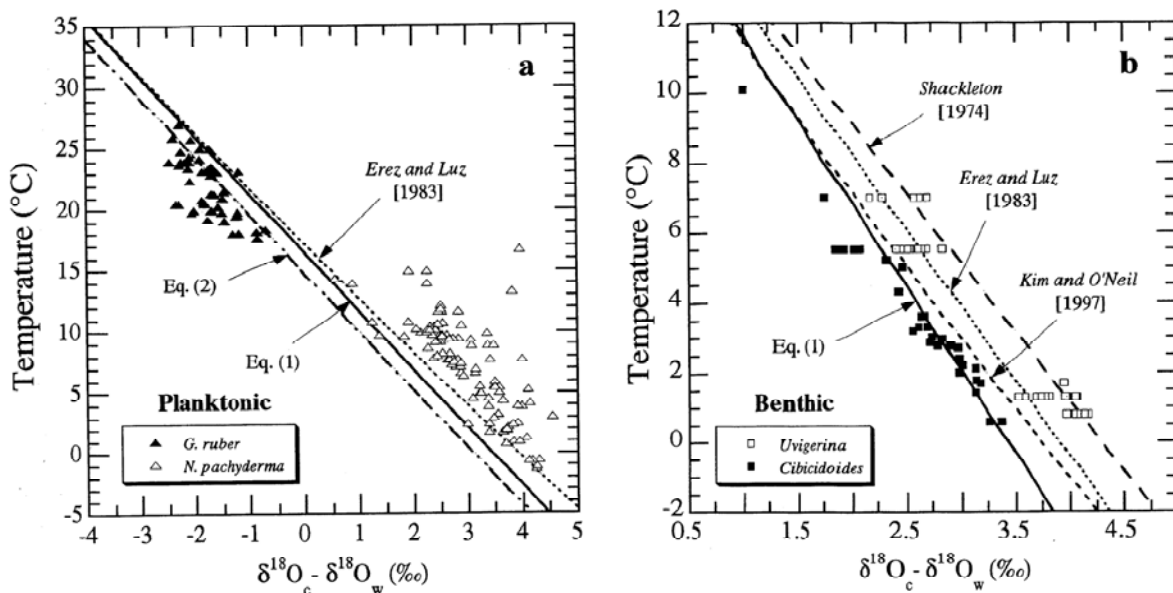


Figure 1.23 : Exemples d'équations des paléotempératures et comparaisons avec des données « core-top » pour des foraminifères planctoniques (a) et des foraminifères benthiques (b). L'équation (1) est basée sur une calibration effectuée sur des cultures de l'espèce de foraminifère planctonique *Orbulina universa*, d'après Bemis et al., 1998.

Figure 1.23: Examples of paleotemperature equations and comparison with core-top data for planktic foraminifera (a) and benthic foraminifera (b). The equation (1) is based on a calibration carried out on cultured foraminifera of the planktic species *Orbulina universa*, from Bemis et al., 1998.

Enfin, les foraminifères ne calcifient pas toujours leurs test par rapport à une calcite qui aurait précipité à l'équilibre. A l'origine de ce processus, des effets liés à la biologie des

organismes propres à chaque espèce, appelés « effets vitaux », doivent être pris en compte pour les reconstitutions paléocéanographiques. Ils sont supposés constants au cours du temps.

Pour le $\delta^{18}\text{O}$, l'espèce *G. ruber* se calcifie proche de l'équilibre (voir par exemple Fairbanks et al., 1982 ; Spero et al., 2003, **Figure 1.23a**). L'espèce *N. dutertrei* enregistre des valeurs systématiquement enrichies en ^{18}O , et l'effet vital de cette espèce est d'environ +0,6‰ (Fairbanks et al., 1982 ; Spero et al., 2003). L'espèce endobenthique *U. peregrina* est en général considérée comme calcifiant son test à l'équilibre (Shackleton, 1974). La différence de $\delta^{18}\text{O}$ de 0,64‰ enregistrée entre les espèces *U. peregrina* et *C. wuellerstorfi* est considérée comme reflétant un effet vital de -0,64‰ pour *C. wuellerstorfi*. Cependant des études récentes basées sur des cultures de foraminifères semblent indiquer le contraire : l'espèce *C. wuellerstorfi* calcifie à l'équilibre selon l'équation de Bemis et al., 1998, suggérant que *U. peregrina* est caractérisée par un effet vital de +0,64‰ (Bemis et al., 1998 ; Lynch-Stieglitz et al., 1999 ; **Figure 1.23b**).

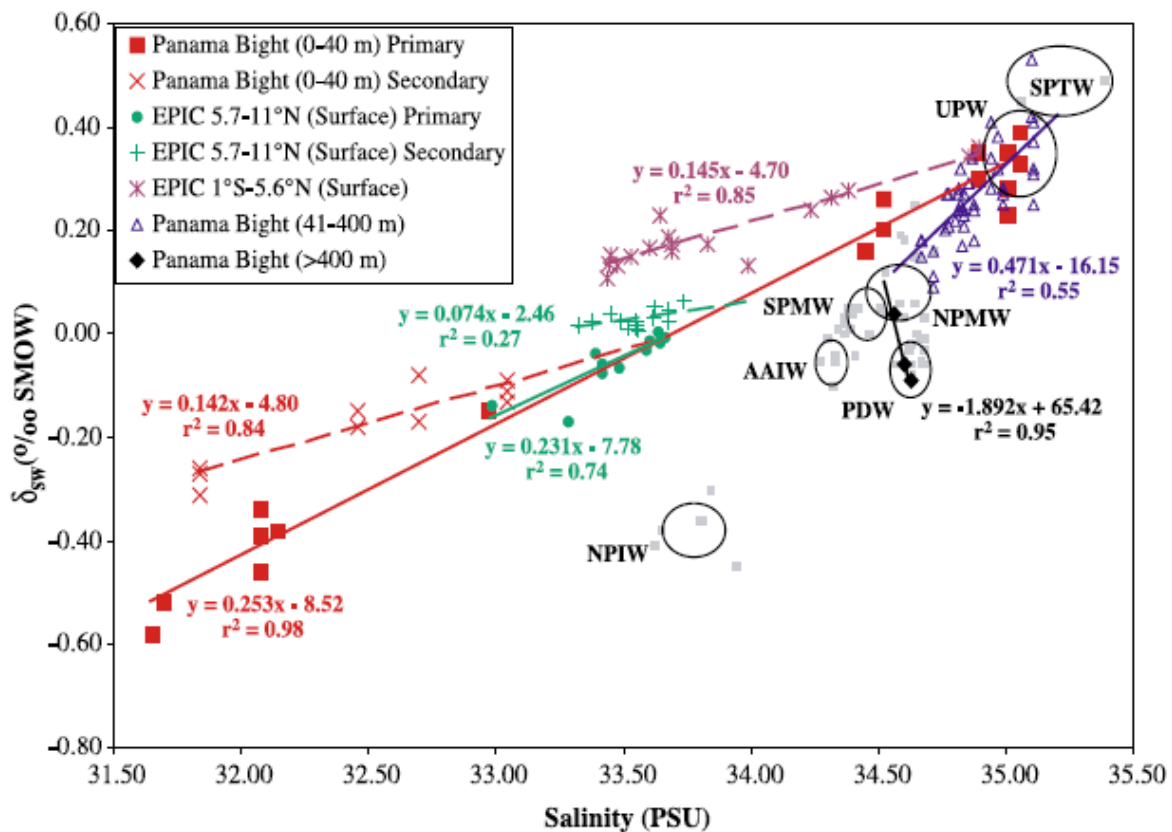


Figure 1.24: Exemples de relations entre $\delta^{18}\text{O}_w$ et salinité. La droite en rouge est la relation déterminée pour les eaux de surface du Pacifique Est équatorial (Benway et Mix, 2004). Les cercles noirs indiquent certaines masses d'eau du Pacifique.

Figure 1.24: $\delta^{18}\text{O}_w$ /salinity relationship for the surface waters of the Eastern Equatorial Pacific (red line, Benway and Mix, 2004). The black circles indicate some of the main Pacific water masses.

2.1.3. Utilisation du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères

Parce que les organismes marins utilisent préférentiellement du ^{12}C lors de la photosynthèse, la productivité primaire est à l'origine d'une augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des eaux de surface tandis que la reminéralisation de la matière organique tend à faire baisser le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des masses d'eaux peut être interprété en termes de concentrations en nutriments et/ou en teneur en oxygène (Kroopnick 1985, cf. **Figure 1.25**), deux paramètres fortement dépendants des processus de production et de reminéralisation de la matière organique, permettant en première approximation de tracer l'évolution et le mélange des masses d'eaux.

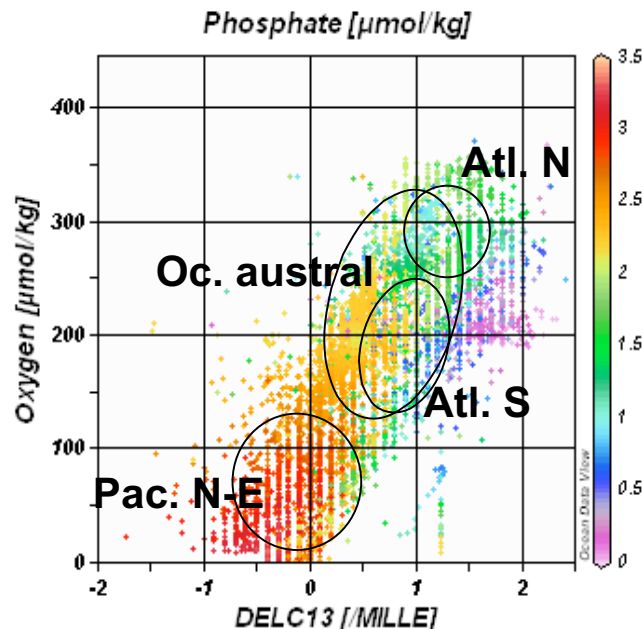


Figure 1.25 : Relation entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, oxygène et phosphates de l'eau de mer. Les masses d'eau principales de l'océan profond sont repérées par les ellipses.

Figure 1.25: Relationship between $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, dissolved oxygen and phosphate concentration in seawater. The main deep ocean water masses are shown with the black circles.

Le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates reflète le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique dissous ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) de l'eau dans laquelle le foraminifère a calcifié son test. En paléocéanographie, les variations temporelles du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères sont liées à des variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des eaux environnantes. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des eaux de surface est fonction de la productivité primaire qui a tendance à augmenter le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 atmosphérique, en équilibre isotopique

avec le système des carbonates dans l'océan. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des eaux profondes est lié au $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ régional (en relation avec l'intensité de la ventilation des masses d'eau et/ou de la reminéralisation de matière organique) et à des variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ océanique global à l'échelle des cycles glaciaires/interglaciaires (lié aux fluctuations de biomasse continentale, Shackleton 1977). De plus, le $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères endobenthiques (*U. peregrina* en particulier) est fortement marqué par la reminéralisation de la matière organique s'effectuant à l'intérieur du sédiment, car cette reminéralisation baisse le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des eaux porales (McCorkle et al., 1989). L'influence de l'eau porale sur le $\delta^{13}\text{C}$ des tests est appelé effet de « microhabitat » car il est lié à l'écologie même du foraminifère (McCorkle et al., 1990).

L'effet vital du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques vis-à-vis du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ est de +0,94‰ et -0,5‰ pour *G. ruber* et *N. dutertrei*, respectivement (cf. Spero et al., 2003 pour le Pacifique Est-équatorial). Les espèces benthiques étudiées ne présentent pas d'effet vital : *C. wuellerstorfi* et *U. peregrina* enregistrent, en théorie, directement le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des masses d'eaux profondes et des eaux porales au site de carottage, respectivement (cf. Duplessy et al., 1984 pour *C. wuellerstorfi* et McCorkle et al., 1990, pour *U. peregrina*). Une différence du $\delta^{13}\text{C}$ enregistré par les deux espèces (d'environ 0,9‰) est considérée constante dans l'océan profond (Duplessy et al., 1984) et est liée à l'effet de microhabitat. Cependant, des variations d'accumulation de matière organique dans le sédiment peuvent influencer ce biais dans certains environnements (Zahn et al., 1986).

2.1.4. Mesures en spectrométrie de masse (IR-MS)

Les isotopes stables ont été mesurés par IR-MS (Isotope Ratio - Mass Spectrometry) avec un appareil DELTA Advantage de la marque Finnigan. L'échantillon, composé de 1 à 5 foraminifères, est placé sous vide à 70°C et réagit avec de l'acide orthophosphorique de la manière suivante :



Les produits gazeux de cette réaction sont piégés dans un microvolume à une température de -190°C et les produits non condensables sont éliminés par pompage. L'échantillon est ensuite réchauffé à -90°C permettant ainsi le transfert du CO_2 dans un second microvolume où il sera piégé une seconde fois. A cette étape, le reste de la ligne de préparation des échantillons est chauffé et un pompage élimine toute autre trace de gaz (l'eau en particulier). À la fin de cette opération seul le CO_2 provenant des carbonates est présent dans la ligne de préparation. Il est ensuite injecté dans une source d'ionisation et bombardé

par un faisceau d'électrons. Une fois ionisé, le CO₂ est accéléré par un champ électrique et passe à travers un champ magnétique où les masses 44, 45 et 46 sont séparées (correspondant respectivement aux molécules ¹²C¹⁶O₂, ¹³C¹⁶O₂ et ¹²C¹⁸O¹⁶O). Ces masses sont récupérées par 3 collecteurs (cages de Faraday) et le signal obtenu est amplifié. Les mesures de l'échantillon se produisent en alternance avec des mesures d'un gaz de référence de composition isotopique connue afin d'obtenir le δ. Enfin, une correction sur le ¹²C¹⁷O¹⁶O s'effectue pour le calcul final du δ. La précision basée sur des mesures répétées de standard (NBS 19) sur l'ensemble des mesures effectuées pendant ma thèse est de ± 0,04 ‰ pour le δ¹⁸O et de ± 0,02 ‰ pour le δ¹³C.

Au total, environ 1250 mesures ont été effectuées sur la carotte MD02-2529 parmi 4 espèces de foraminifères différentes, et environ 450 mesures ont été effectuées sur la carotte MD02-2508 sur l'espèce *U. peregrina*.

2.2. Le rapport Mg/Ca mesuré sur *G. ruber*

Afin de reconstituer le δ¹⁸O_{sw} pour estimer les variations locales de salinités, il est nécessaire de corriger les valeurs de δ¹⁸O mesurées sur les foraminifères de la température obtenue à l'aide d'un paléothermomètre indépendant. Pour ce faire, des analyses de Mg/Ca ont été effectuées seulement sur la carotte MD02-2529 (cf. Chapitre 2, §1.1.1.).

Le rapport Mg/Ca des tests de foraminifères est utilisé comme indicateur des températures des eaux dans lesquelles les foraminifères se calcifient. Le principe de base de cette méthode est que la substitution du Ca²⁺ par le Mg²⁺ est thermodépendante. Les premiers enregistrements temporels du rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques interprétés en termes de variations climatiques datent du début des années 1980 (Cronblad et Malmgren, 1981). Après que la relation entre la température de calcification et le rapport Mg/Ca ait été vérifiée sur de la calcite inorganique (voir par exemple la calibration de Oomori et al., 1987), ce n'est que depuis récemment que le rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques est utilisé en routine pour produire des variations temporelles de températures des eaux de surface (voir par exemple Nürnberg et al., 1996 ; Lea et al., 2000). Pour reconstituer les variations de salinités régionales à partir du δ¹⁸O de *G. ruber*, le Mg/Ca mesuré sur *G. ruber* a l'avantage de s'affranchir de biais potentiels liés à l'écologie de l'espèce étudiée (saisonnalité, habitat dans la colonne d'eau, etc.).

La relation entre le rapport Mg/Ca des foraminifères et la température est de la forme :

$$\text{Mg/Ca (mmol/mol)} = A \cdot \exp [B \cdot T(^{\circ}\text{C})] \text{ (cf. Figure 1.26a)}$$

où A et B sont des constantes spécifiques à l'espèce de foraminifère étudiée (cf. la compilation de Anand et al., 2003). Le désavantage principal de l'utilisation du Mg/Ca pour la paléothermométrie est la dissolution partielle des tests de foraminifères, induisant une diminution du rapport et donc un biais dans l'estimation des températures (**Figure 1.26b**). Particulièrement dans la zone du Pacifique Est équatorial, les foraminifères des sédiments sont fragiles et assez peu abondants. Il est néanmoins possible de détecter un biais potentiellement induit par la dissolution partielle des tests en mesurant le rapport Sr/Ca (rapport diminuant avec la dissolution partielle des tests) et en pesant les foraminifères.

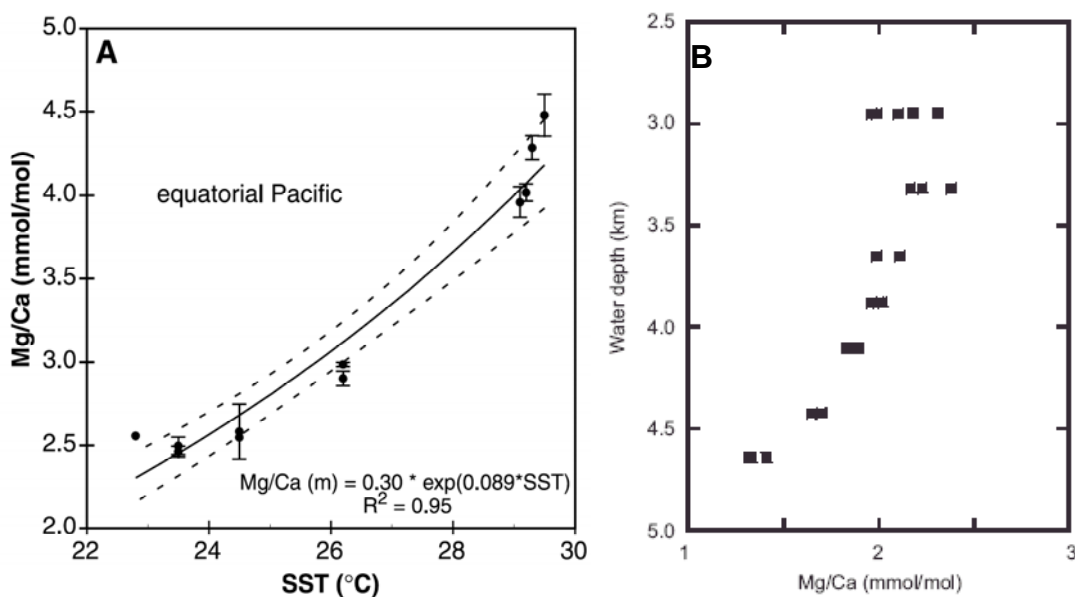


Figure 1.26 : (a) Exemple de la relation entre Mg/Ca mesuré sur *G. ruber* et température des eaux de surface du Pacifique Est-équatorial, d'après Lea et al., 2000. (b) Effet de la dissolution partielle des tests sur le Mg/Ca (valeurs de core-top dans l'Atlantique, d'après Russell et al., 1994 modifié dans Barker et al., 2005).

Figure 1.26: (a) Example of the relationship between Mg/Ca measured on *G. ruber* and sea surface temperature of the Eastern equatorial Pacific, from Lea et al., 2000. (b) Partial test dissolution effect on Mg/Ca (core-top values for the Atlantic Ocean, from Russell et al., 1994 modified from Barker et al., 2005).

2.2.1. Nettoyages des foraminifères

Les tests de foraminifères des sédiments marins contiennent des phases contaminantes en Mg telles que les argiles, la matière organique ou les oxydes et carbonates de Mn. Afin d'enlever ces phases contaminantes du Mg et d'analyser seulement la calcite représentative de

la température de calcification des foraminifères, j'ai appliqué une procédure de nettoyage des foraminifères comprenant les étapes suivantes :

- des bains d'ultrasons permettent d'éliminer les argiles
- H_2O_2 permet d'oxyder la matière organique
- un agent réducteur permet de retirer une couche de recouvrement superficiel riche en Mn et en Mg
- HNO_3 dilué enlève les contaminants adsorbés sur les tests

A la fin du nettoyage des foraminifères, les échantillons sont dissous avec une solution de HNO_3 à 0,075M. La solution obtenue est centrifugée pour éliminer les impuretés particulières (Greaves et al., 2005).

Deux méthodes sont utilisées en routine pour le nettoyage des foraminifères : la méthode « Mg-cleaning » ne comprenant pas l'étape réductrice, et la méthode « Cd-cleaning », que j'ai employée au cours de ma thèse, qui comprend une étape réductrice et qui est notamment utilisée en routine pour les analyse du rapport Cd/Ca des foraminifères benthiques (Boyle et Keigwin, 1985/1986). L'étape réductrice est particulièrement délicate car elle est très corrosive, mais elle est néanmoins indispensable pour les foraminifères du bassin de Panama (Pena et al., 2005). Pour vérifier la performance de l'élimination des argiles et des oxydes et carbonates de Mn, la concentration en Fe et en Mn ont été mesurées.

2.2.2. Mesures en spectrométrie d'émission atomique

L'analyse multi-élémentaire requise pour obtenir le Mg/Ca et divers autres éléments permet d'évaluer l'efficacité du nettoyage (en mesurant Fe, Sr, Mn, Si, Ti, Al) et est effectuée par spectrométrie d'émission atomique (ICP-OES pour Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry, avec un appareil Ultima C de la marque Jobin Yvon). Une méthode de calibration spécialement développée pour cette analyse et minimisant l'effet de matrice a été utilisée (de Villiers et al., 2002). L'échantillon dilué avec une solution de HNO_3 à 2% (le volume total de l'échantillon est d'environ 1,2ml) est introduit par une pompe péristaltique dans un nébuliseur, transformant l'échantillon en aérosol. Les gouttelettes ainsi formées sont sélectionnées dans la chambre cyclonique du nébuliseur et injectées dans un plasma d'argon où les atomes de la solution sont excités. À leur retour à l'état stationnaire, les atomes émettent des photons dans une gamme de longueur d'onde caractéristique de chaque atome

(317,933nm pour le Ca ; 279,553nm pour le Mg ; 407,771nm pour le Sr). L'étalonnage de la machine s'effectue avant les mesures par des mesures d'étalons préparés à partir du standard NIST de référence SRM 987 pour le Ca et de métal pur de Mg (Chempur), avec une série de solutions dont les concentrations en Ca sont de 0 (blanc), 5, 10, 20 et 40ppm. Une relation concentration/intensité du signal photonique est utilisée pour en déduire la concentration des divers éléments. La dérive de la machine au cours du temps est minimisée et contrôlée par des étalonnages fréquents et des mesures régulières de standards indépendants dont les rapports Mg/Ca et Sr/Ca sont proches de ceux de l'échantillon. La précision analytique de cette méthode sur les mesures de Mg/Ca est d'environ 0,5% (1σ). Les analyses présentant des valeurs de Fe/Mg et de Mn/Ca supérieures à 0,1mol/mol et 0,1mmol/mol, respectivement, ont été écartées car elles indiquent probablement un nettoyage imparfait

Le rapport Mg/Ca de *G. ruber* est converti en températures en utilisant l'équation de Lea et al., 2000 basée sur le même nettoyage (**Figure 1.26a**). La validité des mesures de Mg/Ca par cette méthode au sein du CEREGE a été confirmée par une étude d'intercalibration à l'échelle internationale (Rosenthal et al., 2004). L'incertitude sur les températures basée sur la dispersion par rapport à l'équation de calibration est d'environ 1°C.

2.3. Géochimie organique

J'ai effectué des mesures de teneur en carbone total (C_{tot}) et en carbone organique (C_{org}) sédimentaire afin d'estimer quel pouvait être l'impact éventuel de l'apport de matière organique au sédiment sur les rapports isotopiques des foraminifères benthiques. La teneur en C_{org} du sédiment est fonction des variations de productivité dans les eaux de surface et de l'efficacité de la reminéralisation de la matière organique s'effectuant dans la colonne d'eau et dans le sédiment. La teneur en carbonates dans le sédiment est fonction de la productivité des coccolithophoridés et des foraminifères et de la dissolution s'effectuant dans la colonne d'eau et dans le sédiment. Si ces deux indicateurs varient en parallèle, ils pourront éventuellement être interprétés comme reflétant des variations de productivité.

2.3.1. Teneur en carbone organique et en carbonates des sédiments

Les mesures de teneur en carbone total (C_{tot}) et en carbone organique (C_{org}) ont été effectuées sur les carottes MD02-2529 et MD02-2508. Pour les mesures de C_{org} , les sédiments ont été décarbonatés avec de l'HCl à 0,1M.

Les mesures ont été effectuées par un analyseur élémentaire de CNS de type NA 1500 de la marque FISOONS. Les échantillons sont introduits dans un four chauffé à 1020°C, induisant une combustion instantanée de l'échantillon dans une atmosphère enrichie en oxygène (principe de la « flash-combustion »). Les produits de combustion sont entraînés par un gaz vecteur (de l'Helium) à travers une colonne oxydative dont se dégage du CO₂, du N élémentaire, du NO et de l'eau. Puis une colonne réductive permet d'éliminer l'excès d'oxygène et de réduire le NO en N élémentaire. L'eau est éliminée par un filtre contenant du perchlorate de magnésium. Le CO₂ et l'azote élémentaire sont ensuite injectés dans une colonne chromatographique débouchant sur un détecteur qui génère un signal électrique proportionnel à la concentration des gaz présents. L'aire du pic généré par le signal électrique en fonction du temps permet d'obtenir la teneur en carbone et en azote du sédiment.

Lorsque des mesures de C_{tot} et C_{org} sont faites sur un même échantillon, le pourcentage de carbonates peut être calculé de la manière suivante :

$$\% \text{CaCO}_3 = (\% \text{C}_{\text{tot}} - \% \text{C}_{\text{org}}) \cdot 8,33$$

La teneur en carbone et en azote est obtenue en mesurant un standard d'Acétanilide (C₈H₉NO) contenant 71,09% de C, 6,71% d'H, 10,36% d'N et 11,84% d'O. La précision analytique déduite de l'analyse répétée d'un standard interne est d'environ 5%. Chaque donnée de C_{org} est la moyenne de 2 mesures.

2.3.2. Utilisation de l'index d'insaturation des C₃₇ alcénones comme paléothermomètre

Les analyses sur les alcénones en C₃₇ ont été effectuées par Frauke Rostek (au CEREGE). J'ai utilisé ces résultats pour estimer la teneur du sédiment en matière organique phytoplanctonique synthétisée par les coccolithophoridés (concentrations de C₃₇ alcénones) et les températures de surface (à partir de l'index d'insaturation U^{k'}₃₇ des C₃₇ alcénones, U^{k'}₃₇=[37:2]/([37:2]+[37:3])). La procédure analytique employée pour l'extraction des alcénones et la mesure de l'index U^{k'}₃₇ est décrite dans Sonzogni et al., 1997, et la précision analytique sur la mesure de l' U^{k'}₃₇ est d'environ 0,01 (1σ). Pour la zone du Pacifique Est, la calibration utilisée est :

$$T = (U^{k'}_{37} - 0,408) / 0,019$$

Cette calibration est valable pour des températures > 24°C (cf. **Figure 1.27**), ce qui est le cas de la carotte MD02-2529 sur l'intervalle de temps couvert par les mesures de l'U^{k'}₃₇.

Comme le Mg/Ca, la validité des mesures de l' $U^{k'}_{37}$ par la méthode utilisée au sein du CEREGE a été confirmée par une étude d'intercalibration à l'échelle internationale (Rosell-Melé et al., 2001). L'incertitude liée à la dispersion autour de l'équation de calibration de Sonzogni et al., est de $0,8^{\circ}\text{C}$.

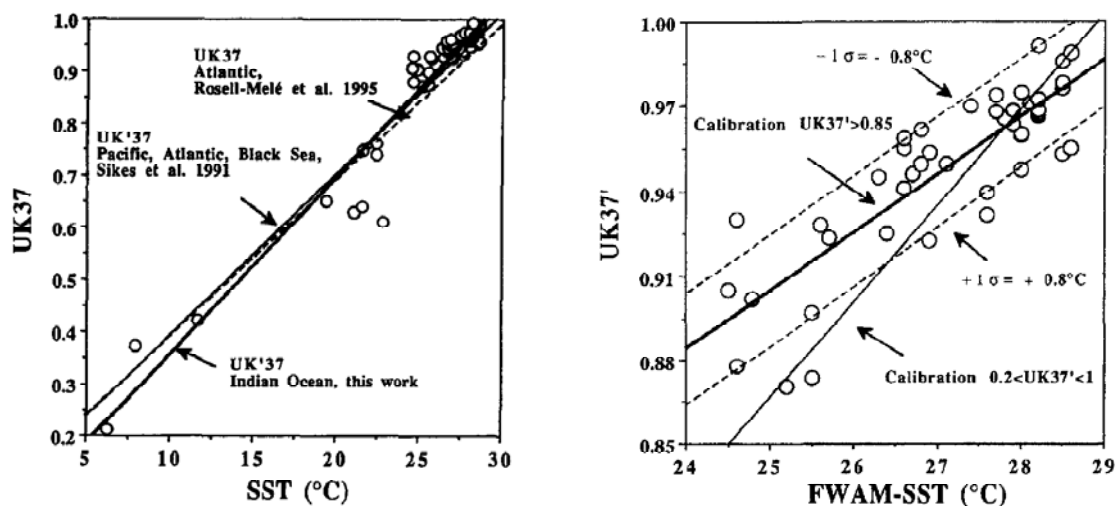


Figure 1.27 : Relation entre $U^{k'}_{37}$ et températures des eaux de surface pour l'intervalle $5-30^{\circ}\text{C}$ (gauche) et pour l'intervalle $24-30^{\circ}\text{C}$ (droite). D'après Sonzogni et al., 1997.

Figure 1.27: Relationship between $U^{k'}_{37}$ and sea surface temperature for the $5-30^{\circ}\text{C}$ interval (left) and for the $24-30^{\circ}\text{C}$ interval (right). From Sonzogni et al., 1997.

2.4. Mise en âge des carottes MD02-2529 et MD02-2508

2.4.1. Carotte MD02-2529

Les derniers 40 000 ans ont été datés par 15 mesures au ^{14}C effectuées sur des foraminifères planctoniques et générées par l'accélérateur ARTEMIS (au LM ^{14}C , Gif-sur-Yvette, France). Parmi eux, 11 niveaux ont été datés par l'espèce de subsurface *N. dutertrei* (**Figure 1.22**), dont 4 niveaux ont été doublés avec l'espèce de surface *G. ruber* (**Figure 1.22**). Les foraminifères ne calcifiant pas leur test à la même profondeur dans la colonne d'eau, cela permet notamment de vérifier que *N. dutertrei* n'enregistre pas l'âge de masses d'eaux plus vieilles que *G. ruber*. Ne constatant aucun biais significatif entre les espèces, le modèle d'âge a été construit à partir de *N. dutertrei*. De plus, deux niveaux situés à 1cm d'intervalle ont été moyennés. Au final, 10 niveaux sont utilisés pour dater le sommet de la carotte (points noirs dans **Figure 1.28**). Afin de convertir les âges ^{14}C en âges calendaires, les

datations ^{14}C ont été calibrées avec la courbe de calibration MARINE04 pour les âges ^{14}C inférieurs à 26 000 ans (Hughen et al., 2004) en utilisant un ΔR de 50 ± 49 ans. La banque de données des âges réservoirs marins (ΔR pour MARINE04) et le logiciel Calib 5.1 utilisé pour la calibration sont disponibles sur internet à l'adresse <http://calib.qub.ac.uk/marine>. Pour les âges ^{14}C supérieurs à 26 000 ans, l'équation publiée par Bard et al., 2004, et calculée vis-à-vis de la chronologie de la carotte de glace GISP2 (Stuiver et Grootes, 2000) a été utilisée. Entre 40 000 et 130 000 ans, la datation de la carotte a été effectuée par stratigraphie isotopique. Pour l'intervalle 40-60 kyr BP, 3 niveaux ont été datés en faisant coïncider des minima enregistrés dans les $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques avec les événements chauds des températures Antarctiques (triangles jaunes dans la **Figure 1.28**). Cette méthode, déjà utilisée pour dater des sédiments marins de l'Atlantique Nord (Shackleton et al., 2000) et du Pacifique Sud (Pahnke et Zahn, 2005), est justifiée dans le cas de la MD02-2529 parce que (1) les taux de sédimentation sont constants dans cet intervalle, et (2) un âge ^{14}C daté à 39 cal. kyr BP correspond au dernier événement chaud enregistré dans BYRD. Deux enregistrements Antarctique (BYRD et Siple Dome) ont eux-mêmes été synchronisés vis-à-vis de la chronologie de GISP2 grâce aux concentrations atmosphériques de CH_4 (voir Blunier et Brook, 2001 pour BYRD ; Brook et al., 2005 pour Siple Dome), ce qui apporte une cohérence à cette méthode et qui justifie une éventuelle comparaison entre les enregistrements de la carotte MD02-2529 et de la carotte GISP2.

Entre 60 et 140 kyr BP, il a été montré que la correspondance entre le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques et les températures Antarctique ne pouvait être employée (Landais et al., 2006). Pour cet intervalle, la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques est donc corrélée à un stack de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques (Lisiecki et Raymo, 2005, **Figure 1.28**). La transformation des profondeurs en âge est effectuée par interpolation linéaire entre les niveaux datés.

Les taux de sédimentation sont d'environ 30 cm.kyr^{-1} pour l'Holocène, de 13 cm.kyr^{-1} pour l'intervalle 20-70 kyr BP et de 10 cm.kyr^{-1} pour le reste de la carotte. Les résultats du modèle d'âge sont reportés dans Leduc et al., 2006 (cf. article#1 dans le Chapitre 2).

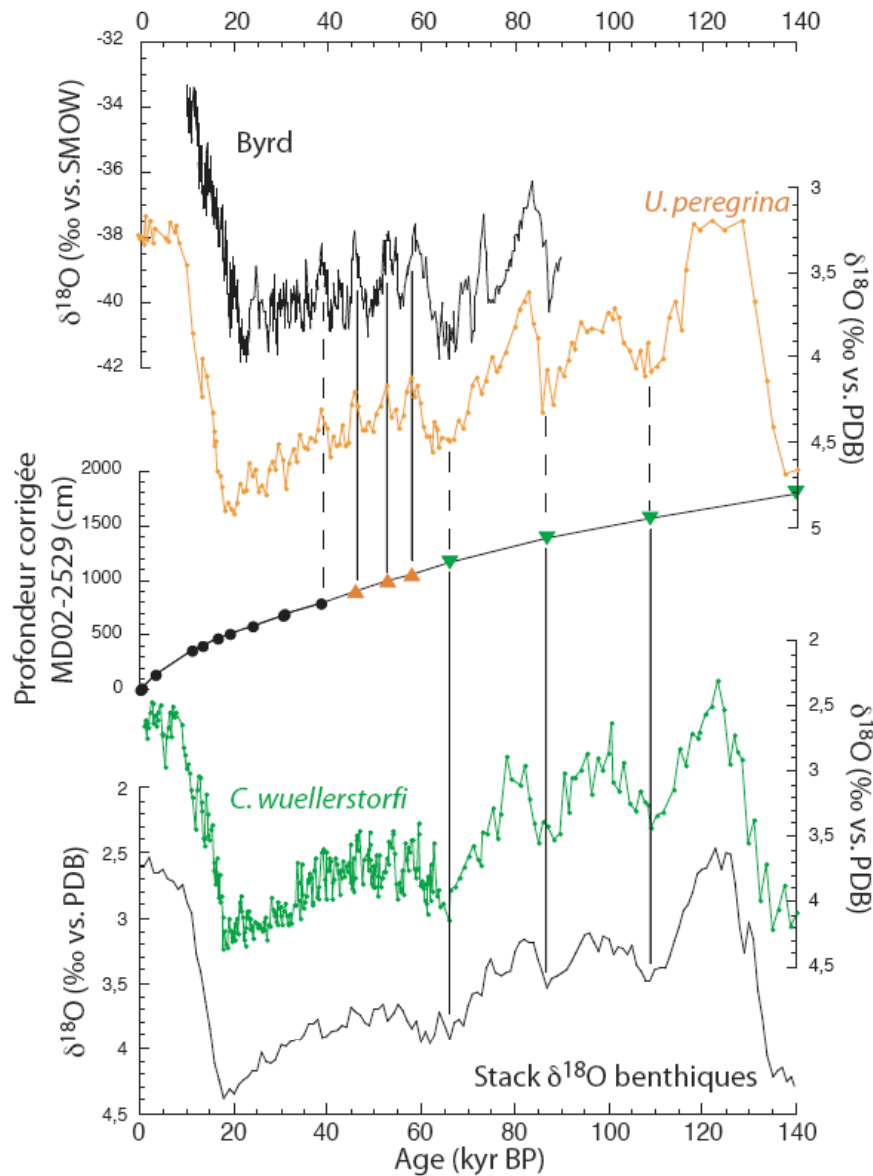


Figure 1.28 : Modèle d'âge de la carotte MD02-2529 (Leduc et al., 2007). La relation âge profondeur est basée sur des datations ^{14}C (points noirs) entre 0 et 40 kyr BP, sur la correspondance entre BYRD et le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthique (triangles jaunes, panels du haut) et sur la correspondance entre le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthique (triangles verts, panels du bas, Lisiecki et Raymo, 2005).

Figure 1.28: Age model for core MD02-2529 (Leduc et al., 2007). The age/depth relationship is based on ^{14}C datings (black dots) for the last 40 kyr BP, on the correspondance between the BYRD record and the $\delta^{18}\text{O}$ recorded by benthic foraminifera (yellow triangles, top) and on the correspondance between the $\delta^{18}\text{O}$ recorded by benthic foraminifera and the benthic stack of Lisiecki and Raymo, 2005 (green triangles, bottom).

2.4.2. Carotte MD02-2508

Le modèle d'âge de la carotte MD02-2508 est basé pour les derniers 38 000 ans sur 16 datations au ^{14}C effectuées sur des foraminifères (Blanchet et al., subm.). 14 datations ont été effectuées sur l'espèce de foraminifère benthique *U. peregrina* et 2 sur l'espèce de foraminifère planctonique de surface *G. ruber*. Les données de *U. peregrina* ont été converties en « âges de surface équivalents » en considérant un âge des masses d'eaux de 1 500 ans à l'endroit de la carotte (données GEOSECS, Blanchet et al., subm.). Comme pour la carotte MD02-2529, les âges ^{14}C sont convertis en âges calendaires en utilisant la calibration MARINE04 (Hughen et al., 2004) pour les derniers 25 000 ans (ΔR de 201 ± 53 ans) et l'équation de Bard et al., 2001 pour les âges plus anciens. La base de la carotte est datée par des mesures de paléomagnétisme : l'excursion Blake datée à 117 kyr BP dans les loess chinois (Fang et al., 1997), a été repérée à une profondeur comprise entre 3800 et 3860 cm (Blanchet et al., subm.).

Afin d'affiner le modèle d'âge, et plus particulièrement pour l'intervalle 30-60 kyr BP, il est possible de mettre en relation les propriétés sédimentaires des sédiments avec la variabilité climatique des hautes latitudes. Dans ce cadre, des mesures de densité effectuées tous les deux centimètres à bord du Marion Dufresne peuvent être utilisées (**Figure 1.29**). Il a effectivement été démontré que les variations de flux terrigènes au site de la carotte MD02-2508 étaient fortement influencées par la variabilité de type DO (Blanchet et al., subm.). Ainsi, un modèle d'âge alternatif peut être construit en alignant les données de densité avec les transitions stades-interstades les plus évidentes afin d'obtenir un modèle d'âge cohérent vis-à-vis de l'enregistrement des températures au site de GISP2 (**Figure 1.29**). Les données de C_{org} montrant clairement des maxima et des minima pendant les interstades et les stades de GISP2, respectivement (et corrélés négativement à la teneur en carbonates), sont en accord avec d'autres enregistrements sédimentaires de la région (Ortiz et al., 2004). Cette stratégie sera particulièrement importante pour (1) comparer des enregistrements sédimentaires à haute résolution influencés par des variations hydrologiques rapides, et (2) faire correspondre des événements rapides à des stades et/ou à des interstades enregistrés à GISP2 sans ambiguïté, notamment vis-à-vis des variations rapides de l'hydrologie des eaux intermédiaires déduites des isotopes stables des foraminifères benthiques.

Le taux de sédimentation de la carotte MD02-2508 est d'environ 30 cm.ky^{-1} pour l'intervalle 10-120 kyr BP, et deux fois supérieur pour l'Holocène.

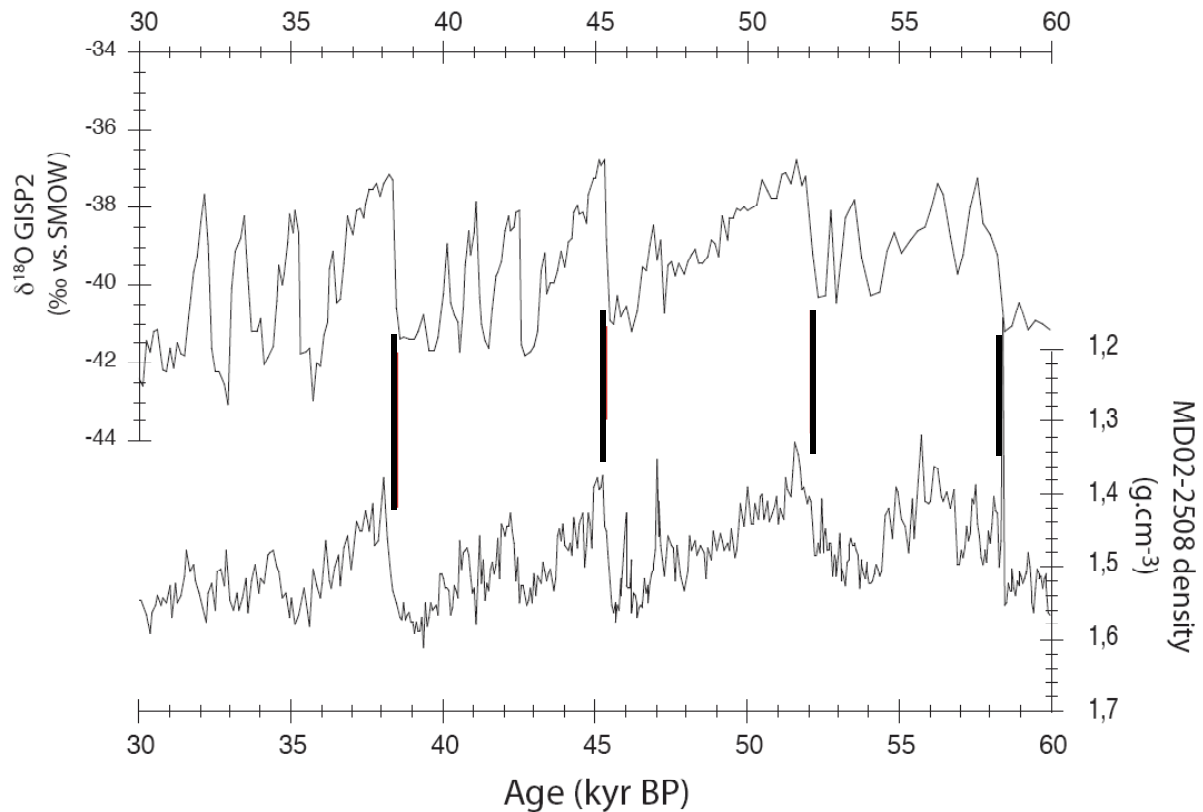


Figure 1.29 : Modèle d'âge alternatif basé sur la comparaison entre les données de densité de la carotte MD02-2508 estimées à bord du Marion Dufresne et les températures atmosphériques enregistrées au site de GISP2 (Stuiver et Grootes, 2000). Les traits rouges marquent les niveaux de la carotte MD02-2508 qui ont été alignés avec les transitions stades-interstades les plus évidentes dans les deux enregistrements. D'après les données Beaufort et al., 2002.

Figure 1.29: Alternative age model for core MD02-2508 based on the comparison between shipboard density data of the sediment core and the atmospheric temperatures recorded at the GISP2 site (Stuiver and Grootes, 2000). Red bars indicate events of core MD02-2508 aligned with the most evident stadial/interstadial transitions within both records. From the data of Beaufort et al., 2002.

3. La variabilité climatique passée

Les carottes étudiées couvrent principalement les 90 derniers millénaires avec une résolution temporelle centennale. Les types de forçages influençant la variabilité hydrologique des sites étudiés sont la variabilité DO à l'échelle du millénaire, les paramètres orbitaux à l'échelle de la dizaine de milliers d'années et la variabilité glaciaire/interglaciaire. Dans cette partie, je ferai un rappel de ce que l'on sait sur les mécanismes associés à ces différents types de forçages et de leur impact sur la variabilité climatique passée.

3.1. Les forçages du climat à l'échelle des cycles glaciaires/interglaciaires

Le dernier événement tectonique majeur ayant conduit à l'établissement des calottes Arctique et Antarctique ainsi qu'à l'alternance des cycles glaciaires/interglaciaires est la formation de l'isthme de Panama, intensifiant le Gulf Stream et la formation des NADW ce qui a permis un apport d'humidité nécessaire à l'établissement des calottes de glace aux hautes latitudes Nord (Haug et Tiedemann, 1998, **Figure 1.30a**). Les 5 derniers millions d'années sont marqués par une tendance nette au refroidissement ainsi qu'à une variabilité climatique de plus en plus importante (**Figure 1.30a**). Vers -800 000 ans, une transition s'opère entre des cycles glaciaires de faible amplitude et courts (40 000 ans) et des cycles de plus grande amplitude et plus longs (100 000 ans) (**Figure 1.30a**). Depuis, l'alternance des cycles glaciaire/interglaciaires avec une périodicité d'environ 100 000 ans rythme la variabilité climatique du pléistocène récent (**Figure 1.30b**). Le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques reporté dans la **Figure 1.30b** reflète principalement les variations à long terme du volume des glaces, les valeurs élevées correspondant aux stades glaciaires et les valeurs basses aux stades interglaciaires.

En 1943, l'étude des paramètres orbitaux a conduit Milutin Milankovitch à l'élaboration de la théorie astronomique des paléoclimats et a permis notamment de calculer les variations temporelles de l'insolation à différentes latitudes (cf. §3.2., Milankovitch, 1943). La théorie de Milankovitch prévoit qu'un des forçages majeurs responsables de l'alternance des cycles glaciaires/interglaciaires est l'insolation au solstice d'été à 65°N, dont les variations sont associées aux avancées et retraites des calottes de glaces de l'hémisphère Nord (**Figure 1.30b**). Ainsi, les maxima d'insolation au solstice d'été à 65°N correspondent aux stades interglaciaires, tandis que les minima correspondent aux stades glaciaires (**Figure 1.30b**). Par ailleurs, la correspondance entre l'insolation et la réponse climatique qui y est associée n'est pas parfaite, les cycles glaciaires de 100 000 ans présentant une forte asymétrie

« en dent de scie » témoignent donc de l'existence de seuils et de rétroactions dans la dynamique climatique (**Figure 1.30b**).

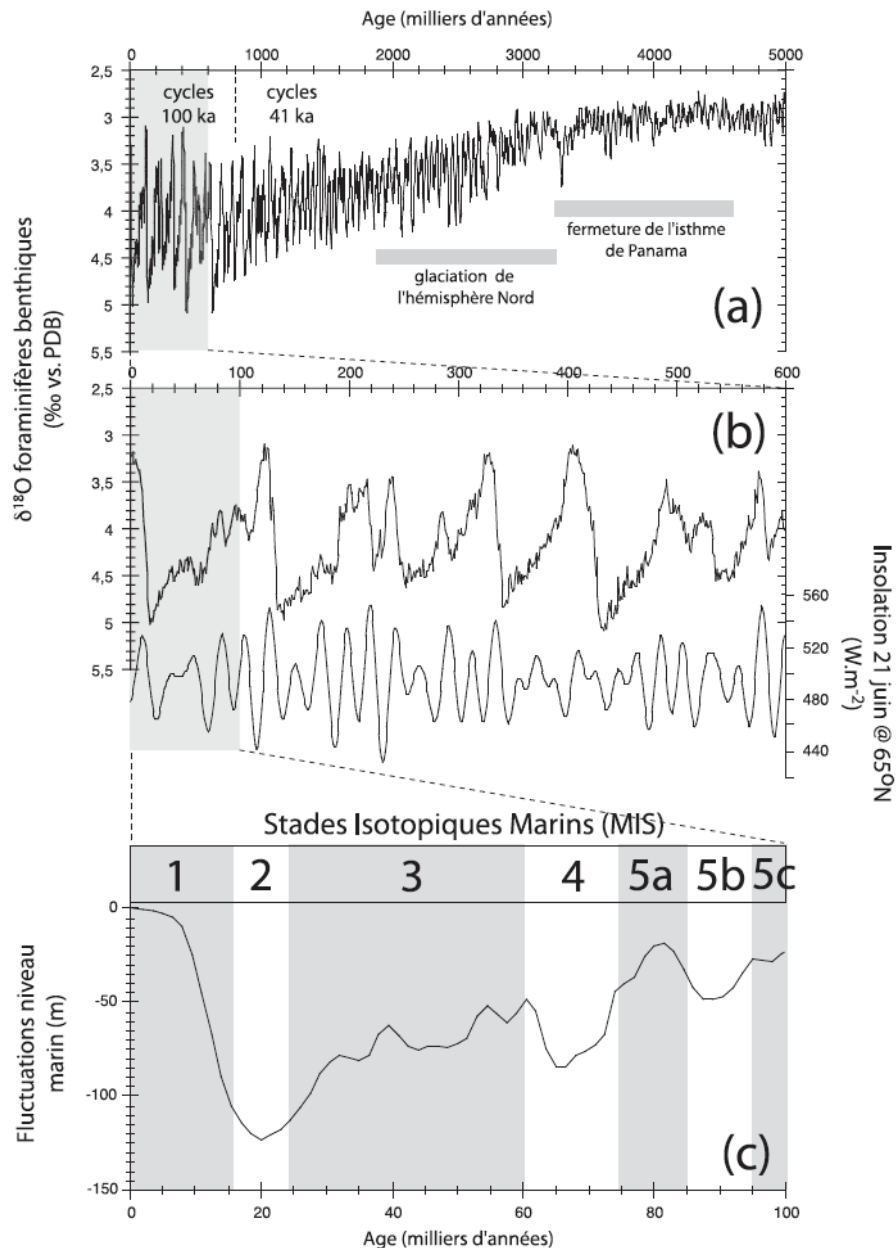


Figure 1.30 : (a) Evolution climatique des 5 derniers millions d'années et évènements géodynamiques majeurs (d'après Lisiecki et Raymo, 2005 ; Haug et Tiedemann, 1998). (b) Alternance des cycles glaciaires/interglaciaires et insolation lors du solstice d'été à 65°N pour les derniers 600 000 ans (d'après Lisiecki et Raymo, 2005 ; Berger, 1974). (c) Variations du niveau marin pour les derniers 100 000 ans et définitions des stades isotopiques marins (d'après Waelbroeck et al., 2002).

Figure 1.30: (a) Climatic evolution for the last 5 million years and major geodynamic events (from Lisiecki and Raymo, 2005 ; Haug and Tiedemann, 1998). (b) Alternance of glacial/interglacial cycles and 21st June insolation at 65°N for the last 600,000 years (from Lisiecki and Raymo, 2005 ; Berger, 1974). (c) Relative Sea Level variations for the last 100,000 years and definition of the Marine Isotope Stages (from Waelbroeck et al., 2002).

L'étude du forage de Vostok au cœur de la calotte Antarctique a révélé qu'à ces variations non linéaires du climat étaient associées des variations de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre (CO_2 et CH_4 , Petit et al., 1999, **Figure 1.31**). Ces variations climatiques sont également en phase avec les fluctuations du $\delta^{18}\text{O}$ atmosphérique, paramètre lié à l'extension des calottes de glace et à la réponse de la biosphère marine et terrestre aux changements climatiques (**Figure 1.31**). La rythmicité de l'ensemble des paramètres représentés dans la **Figure 1.31** liés en partie à l'insolation à 65°N témoignent des rétroactions agissant sur la variabilité climatique à l'échelle de la dizaine de milliers d'années (**Figure 1.31**, Petit et al., 1999).

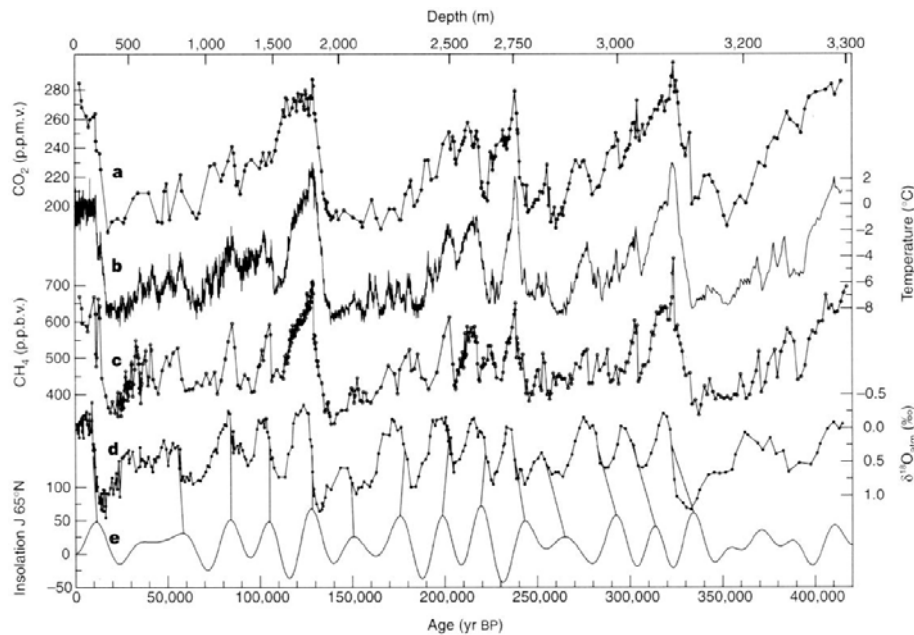


Figure 1.31 : Résultats paléoclimatiques du forage de Vostok. Variations temporelles de (a) la concentration en CO_2 atmosphérique, (b) les anomalies de températures en Antarctique, (c) la concentration en CH_4 atmosphérique, (d) le $\delta^{18}\text{O}$ atmosphérique, (e) l'insolation à 65°N au solstice d'été de l'hémisphère Nord. D'après Petit et al., 1999.

Figure 1.31: Paleoclimatic results of the Vostok ice core. Temporal variations of (a) the atmospheric CO_2 concentration, (b) Antarctic temperatures anomalies, (c) the atmospheric CH_4 concentration, (d) the atmospheric $\delta^{18}\text{O}$, (e) the 21st June insolation at 65°N . From Petit et al., 1999.

La **Figure 1.30c** illustre les variations du niveau marin pour les 100 derniers millénaires, période étudiée dans le cadre de cette thèse. Les variations du niveau des océans reflètent celles du volume de glace stocké sur les continents et indiquent notamment une chute du niveau marin d'environ 120m lors du dernier maximum glaciaire (DMG, LGM en anglais) qui a eu il y a 21 000 ans (Bard et al., 1990). Depuis environ 8 000 ans, âge marquant la fin de la dernière déglaciation, le climat Holocène est globalement chaud et stable.

3.2. *La théorie de Milankovitch*

La théorie des paléoclimats de Milankovitch s'appuie sur les lois de Kepler qui décrivent les propriétés du mouvement des planètes autour du soleil. Notamment, la première loi de Kepler prédit que les planètes décrivent des orbites elliptiques autour du soleil. La seconde loi indique que le segment de droite reliant le soleil à une planète balaie des aires égales en des temps égaux : il en résulte que la vitesse relative d'une planète par rapport au soleil est maximale lorsque la Terre est au plus proche du soleil (périhélie), et inversement. Grâce notamment aux lois de Kepler il est possible de calculer avec précision les variations temporelles des 3 principaux paramètres orbitaux : l'excentricité, l'obliquité et la précession des équinoxes.

3.2.1. Variations de l'excentricité

L'excentricité mesure le taux d'aplatissement de l'ellipse dont le soleil occupe un des foyers ($e=c/a$, cf. **Figure 1.32a**).

Elle varie entre 0 (cercle) et 0,06 (ou 6%, excentricité maximale), sa valeur actuelle est de 0,0167 (cf. **Figure 1.32b**). C'est le seul paramètre astronomique qui modifie la distance Terre-Soleil, et par conséquent le seul paramètre induisant des variations temporelles d'insolation reçue par la Terre (insolation maximale lors des maxima d'excentricité, cf. **Figure 1.32b, c**). Les variations d'excentricité induisent des variations d'insolation de l'ordre de 0,1% (cf. **Figure 1.32c**), ce qui équivaut à des variations de la température moyenne du globe de quelques dixièmes de degrés. Les périodicités principales sont d'environ 412 000 et 95 000 ans (cf. **Figure 1.32d**).

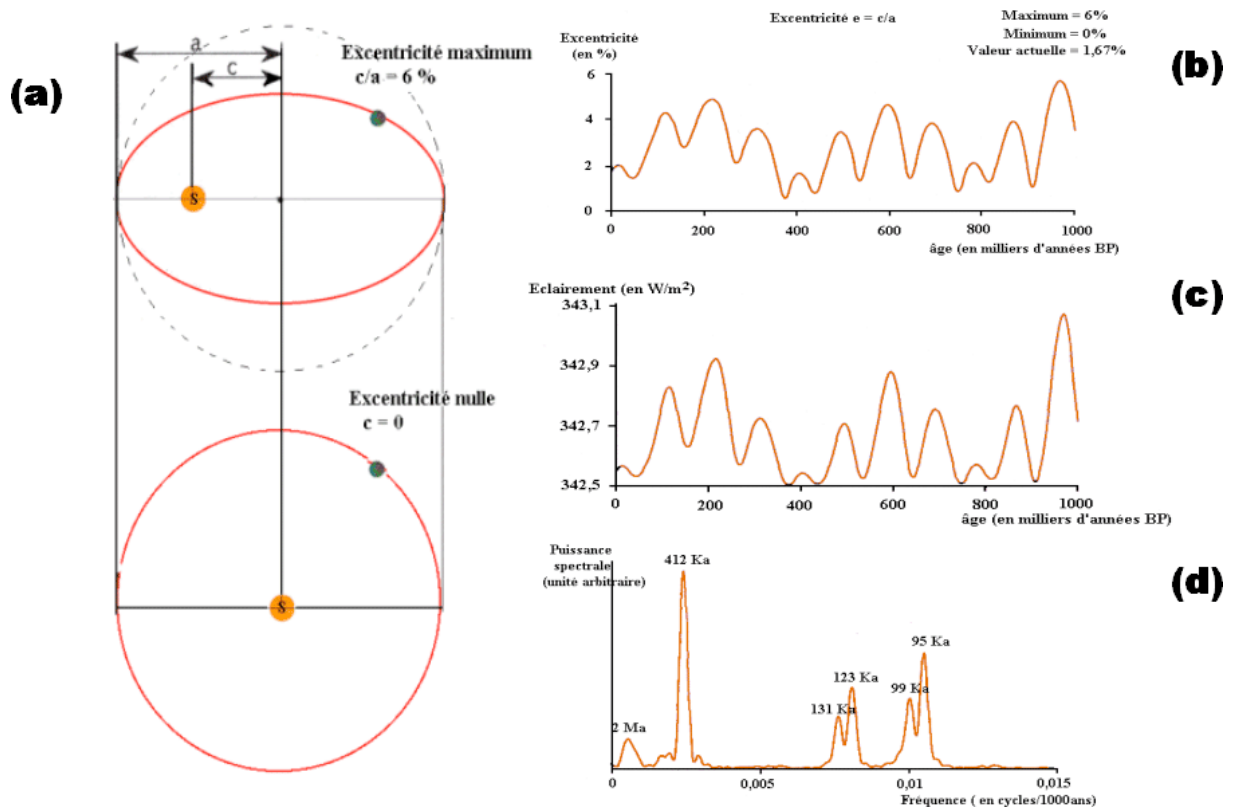


Figure 1.32 : Excentricité : (a) principe, (b) variations d'excentricité lors du dernier million d'année, (c) impact sur l'éclairement reçu par la Terre et (d) analyse spectrale. Figure d'après le site <http://www.inrp.fr/biotic/environ/>

Figure 1.32: Eccentricity: (a) principle, (b) eccentricity variations for the last million years, (c) impact on enlightenment received by the Earth and (d) spectral analysis. Figure from the web site <http://www.inrp.fr/biotic/environ/>

3.2.2. Variations de l'obliquité

L'obliquité est l'angle d'inclinaison entre l'axe de rotation de la Terre et la direction normale au plan de l'écliptique (**Figure 1.33a**), variant entre $21,9^\circ$ et $24,5^\circ$ (**Figure 1.33b**). L'obliquité actuelle de $23,439^\circ$ définit notamment les latitudes des tropiques (latitude de $23,439^\circ$ au-delà de laquelle le soleil n'atteint jamais le zénith au cours d'une année) et des cercles polaires (latitudes de $66,561^\circ$ au-delà de laquelle il existe au moins une journée sans que le soleil ne se couche ou ne se lève pendant l'année). L'obliquité est particulièrement importante pour la saisonnalité des hautes latitudes qui sera d'autant plus marquée que l'obliquité sera grande (**Figure 1.33c**).

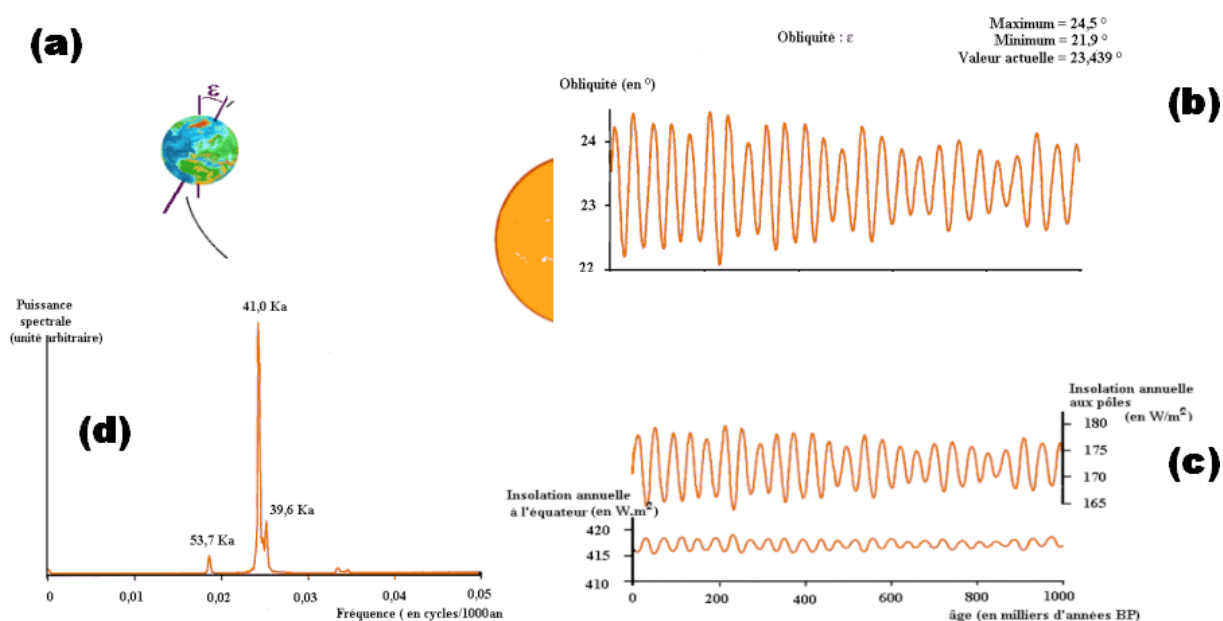


Figure 1.33 : Obliquité : (a) principe, (b) variations d'obliquité lors du dernier million d'année, (c) impact sur l'éclairement aux pôles (graphique du haut) et à l'équateur (graphique du bas), et (d) analyse spectrale. Figure d'après le site <http://www.inrp.fr/biotic/environ>

Figure 1.33: Obliquity: (a) principle, (b) obliquity variations for the last million years, (c) impact on annual insolation at the poles and at the equator and (d) spectral analysis. Figure from the web site <http://www.inrp.fr/biotic/environ/>

En termes d'insolation, elle aura un impact très important : les variations d'insolation induites par l'obliquité au voisinage du pôle sont de l'ordre de 10% (**Figure 1.33c**). La périodicité principale des variations d'obliquité est d'environ 41 000 ans (**Figure 1.33d**).

3.2.3. La précession des équinoxes

La précession des équinoxes résulte de la combinaison de deux phénomènes : la précession axiale (**Figure 1.34b**) et les variations de la longitude héliocentrique du périhélie (**Figure 1.34a**). La précession axiale est le phénomène par lequel l'axe de rotation de la Terre décrit un cône de précession à la manière d'une toupie (**Figure 1.34b**). Il en résulte que les pôles célestes ne sont pas fixes mais se déplacent lentement avec une périodicité d'environ 26 000 ans. D'autre part, la direction du soleil à l'équinoxe de printemps, qui est définie comme point vernal, n'est pas fixe dans le temps mais effectue une rotation dans le plan de l'écliptique avec une périodicité de 135 000 ans (**Figure 1.34a**): l'angle ω que fait la direction Soleil-périhélie avec celle du point vernal représente la longitude héliocentrique du périhélie, et est actuellement de 105°. La combinaison de ces deux phénomènes permet de définir la précession des équinoxes avec une périodicité d'environ 22 000 ans (soit $1/135\,000 + 1/26$

000, cf. **Figure 1.34f**), période pendant laquelle la position de la Terre sur son orbite à un moment donné de l'année va varier ainsi que sa distance au soleil. Actuellement, la Terre passe au périhélie le 3 janvier (donc proche du solstice d'hiver cf. **Figure 1.34c**). Selon la deuxième loi de Kepler, l'hémisphère Nord jouit donc d'un hiver plus court que l'été (89 jours d'hiver contre 93 jours et 15 heures d'été) et plus doux (car elle est au plus proche du soleil), et inversement dans l'hémisphère Sud. Il y a 11 000 ans au contraire, l'été boréal était plus chaud et les hivers plus rudes, favorisant la fonte des glaces en été (**Figure 1.34**).

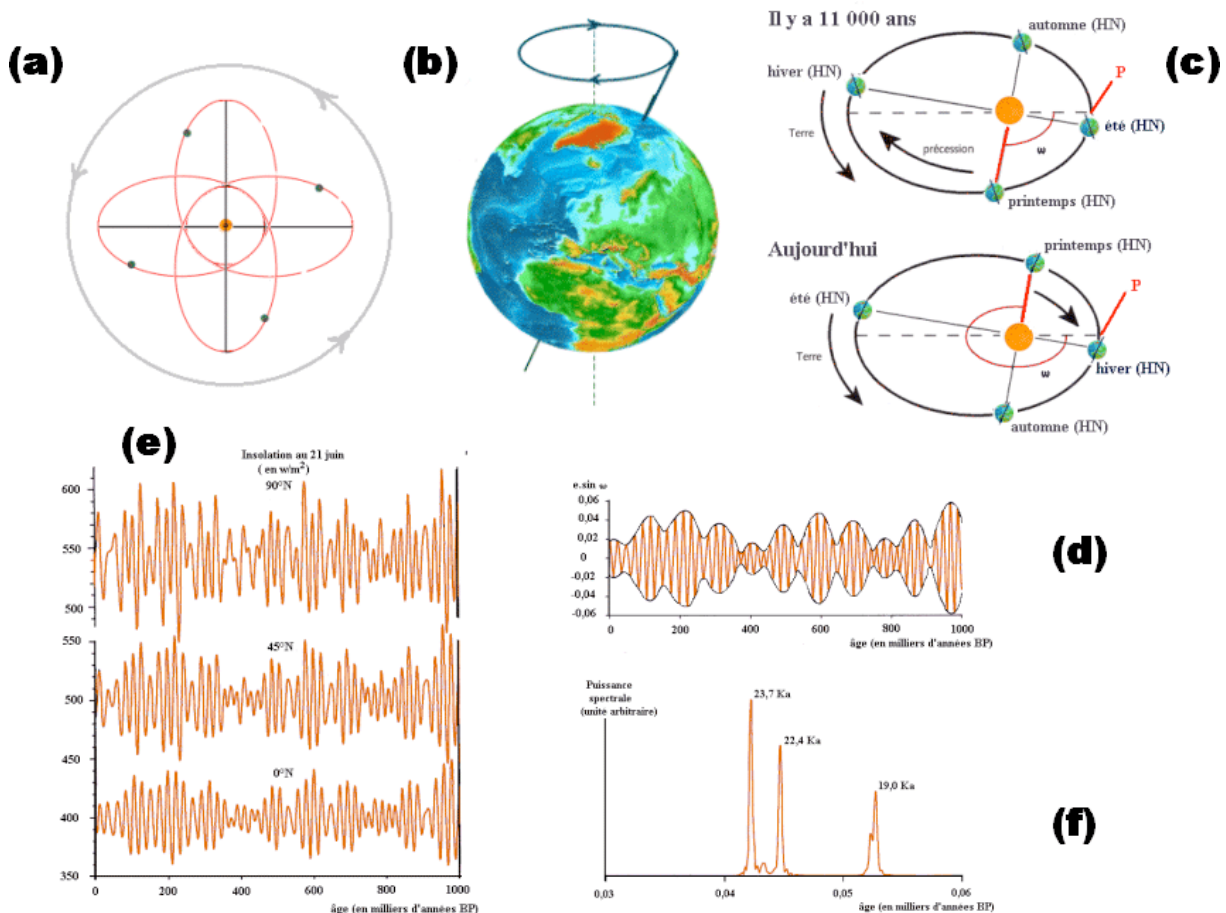


Figure 1.34 : Précession des équinoxes : principe de variations (a) de la longitude héliocentrique du périhélie, (b) de la précession axiale et (c) de la précession des équinoxes, (d) variations lors du dernier million d'année, (e) impact sur l'insolation au 21 juin à 90°N (graphique du haut), à 45°N (graphique du milieu) et à l'équateur (graphique du bas) et (f) analyse spectrale. Figure d'après le site <http://www.inrp.fr/biotic/environ/>. Noter la grande similarité entre l'insolation à l'équateur le 21 juin et le paramètre de précession lui-même.

Figure 1.34: Precession of the equinoxes: principle of variations of (a) the perihelion heliocentric longitude, (b) the axial precession and (c) the precession of the equinoxes, (d) variations for the last million years, (e) impact on 21st June insolation at 90°N (top panel), 45°N (middle panel) and at the equator (bottom panel), and (f) spectral analysis. Note the similarity between the insolation at the equator the 21st June and the precession of the equinoxes itself. Figure from web site <http://www.inrp.fr/biotic/environ/>.

La précession des équinoxes est modulée par l'excentricité : elle sera nulle en cas d'excentricité nulle et inversement ($\text{précession} = e \cdot \sin \omega$, **Figure 1.34d**). Les variations saisonnières d'insolation liées à la précession sont le principal forçage climatique d'origine astronomique, et ces variations peuvent atteindre 10% (**Figure 1.34e**). La dynamique climatique des basses latitudes liée aux cycles de Milankovitch sera principalement influencée par la précession (et par conséquent l'excentricité qui module l'amplitude de ses variations), compte tenu du faible impact de l'obliquité aux basses latitudes (cf. **Figure 1.33c**).

3.3. La variabilité climatique de la dernière période glaciaire (0-90 ky BP)

3.3.1. Variabilité climatique des hautes latitudes

La reconstitution dans les années 80 des températures du Groenland à partir du $\delta^{18}\text{O}$ des carottes de glace a révélé à la communauté scientifique l'existence d'une variabilité climatique rapide à l'échelle du millénaire (sub-Milankovitch) lors de la dernière période glaciaire (variabilité DO, cf. **Figure 1.35a**, Dansgaard et al., 1993). Ce type de variabilité climatique est caractérisé par des fluctuations rapides des températures en forme de « dent de scie » dont les réchauffements brutaux enregistrés au Groënland ont atteint une amplitude minimale de l'ordre de 10°C en quelques décennies (Landaï et al., 2004). Bien qu'elle soit encore discutée, la périodicité apparente des événements de DO est d'environ 1500 ans (voir par exemple Schulz et al., 2004, Clemens, 2005). Les « cycles de Bond » (Bond et al., 1993), correspondent à une alternance de stades et d'interstades et se terminant par un événement de Heinrich (Heinrich, 1988), eux-même accompagnés d'une baisse drastique des températures et salinités eaux de surface dans l'Atlantique Nord (Cortijo et al., 1997, Pailler et Bard, 2003). Les événements de DO ont été mis en relation avec les variations de l'intensité de la circulation thermohaline, elle-même fortement dépendante des salinités des eaux de surface de l'Atlantique Nord (Vidal et al., 1997, Cortijo et al., 1997). Notamment, les modèles de circulation océanique sont capables de reconstituer la variabilité DO en appliquant des injections d'eau douce en Atlantique Nord avec un débit de $0,03\text{Sv}$ (Ganopolski et Rahmstorf, 2001, $1\text{Sv} = 10^6 \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Les températures au pôle Sud montrent une variabilité très différente pour les derniers 60 ky BP. Elles sont plutôt marquées par des variations en « formes triangulaires », les maxima de températures coïncidant avec les événements de Heinrich dans l'hémisphère Nord

(Blunier et Brook, 2001, cf. **Figure 1.35**). Cette relation est à l'origine de la théorie du « bipolar seesaw », phénomène par lequel la chaleur de l'hémisphère Sud est transférée vers l'hémisphère Nord lorsque la circulation thermohaline est active, et reste stockée dans l'hémisphère Sud lorsque la circulation thermohaline s'effondre. Il en résulte des variations thermiques en antiphasse entre les deux hémisphères (voir par exemple Stocker et Johnsen, 2003). Le bipolar seesaw a été confirmé par des études récentes ayant mis en évidence cette antiphasse entre hautes latitudes Nord et Sud pour chaque événement DO (EPICA, 2006).

Cette relation de phase entre hautes et basses latitudes fut mise en évidence grâce à la synchronisation des carottes de glace les variations de concentrations en méthane dans les calottes groenlandaise et antarctique (**Figure 1.35**, Blunier et Brook, 1998).

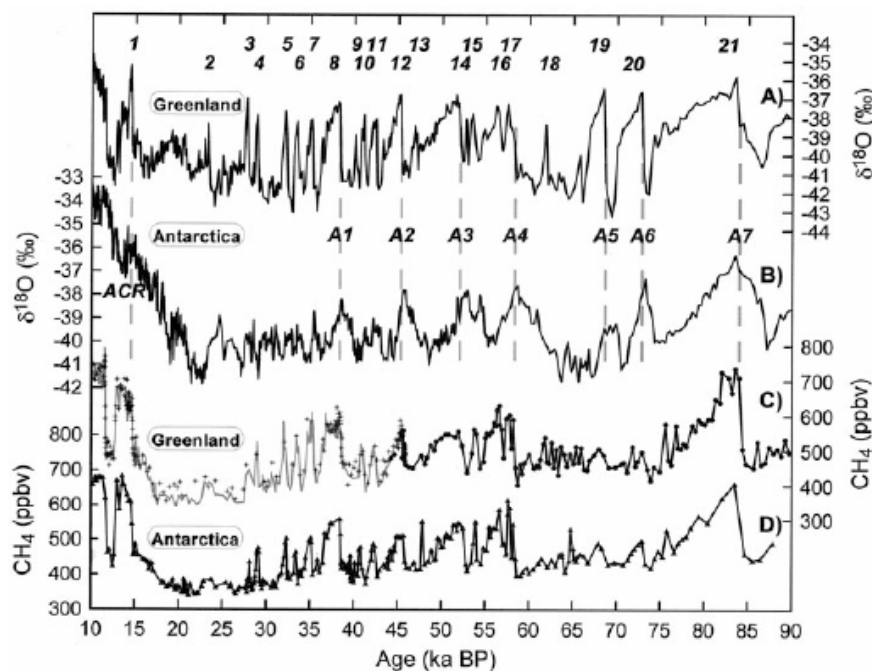


Figure 1.35 : Enregistrement des variations de $\delta^{18}\text{O}$ de la glace (proxy de températures atmosphériques) au Groënland (a) et en Antarctique (b) synchronisés grâce aux mesures de concentrations atmosphériques en méthane mesurées dans les forages de glace respectifs (c, d) pour les 90 derniers millénaires. D'après Blunier et Brook, 2001.

Figure 1.35: $\delta^{18}\text{O}$ record of ice (a proxy for atmospheric temperature) in Greenland (a) and Antarctica (b), synchronized with their respective atmospheric CH_4 concentrations (c, d) for the last 90 thousand years. From Blunier and Brook, 2001.

3.3.2. Variabilité climatique rapide des moyennes et basses latitudes

Un nombre important d'études témoignent de variations climatiques rapides aux moyennes latitudes dans lesquelles une variabilité de type DO est clairement enregistrée (par exemple, voir Thouveny et al. 1994 en Europe, Shackleton et al., 2000 dans l'Atlantique

Nord, Ono et al., 2005 dans le Pacifique Nord-Ouest, Hendy et Kennett 2000 dans le Pacifique Nord-Est, etc., cf. **Figure 1.36**), impliquant une transmission du signal climatique entre la région de l'Atlantique Nord et les moyennes latitudes de l'hémisphère Nord.

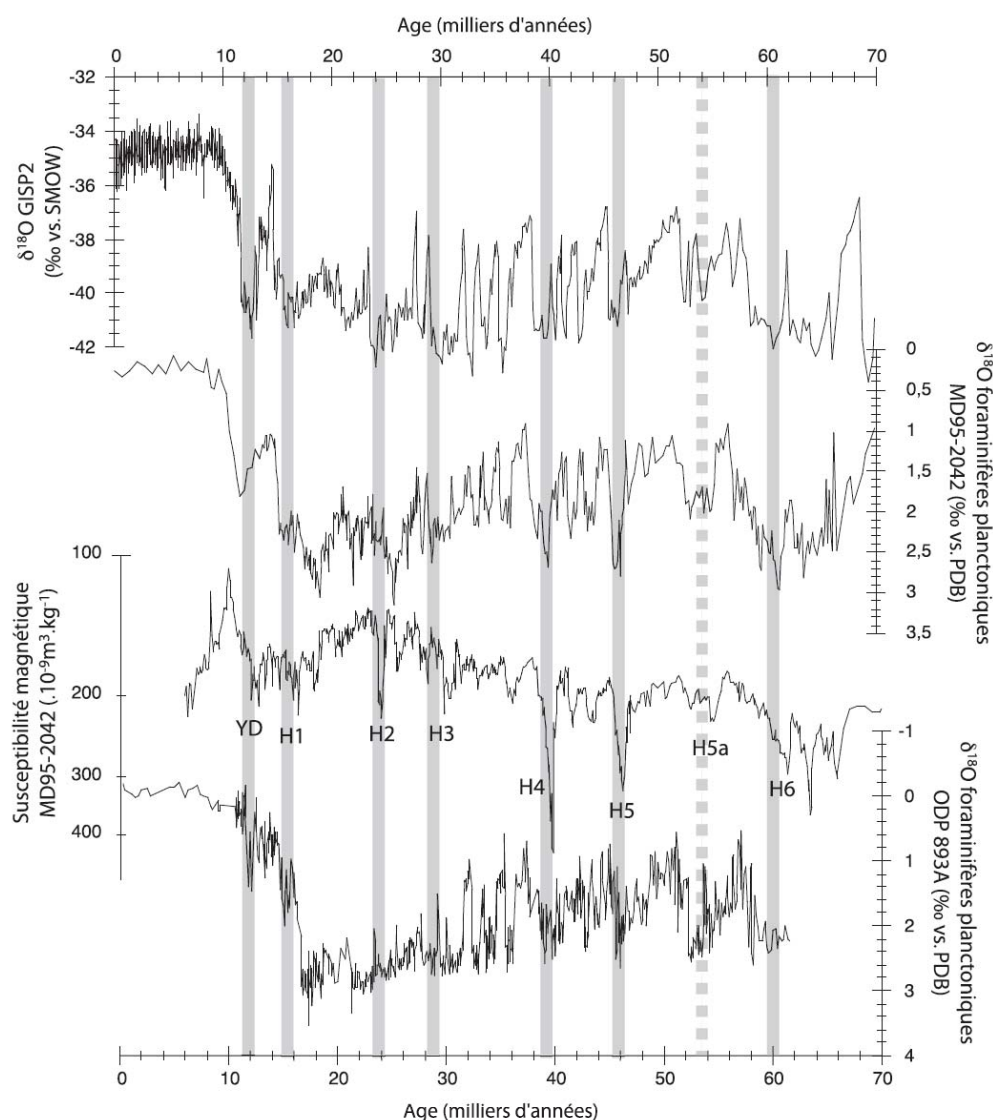


Figure 1.36 : Enregistrement des variations de températures au Groënland déduites du $\delta^{18}\text{O}$ de la glace (Stuiver et Grootes, 2000, a), du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur des foraminifères planctoniques dans une carotte de la marge ibérique (signal mixte de température et de salinité, Shackleton et al., 2000, b), de la susceptibilité magnétique des sédiments de la même carotte (les pics documentent les événements de Heinrich, Thouveny et al., 2000, c), et $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur des foraminifères planctoniques dans la zone du Pacifique Est (Hendy et Kennett, 2000, d). Les événements de Heinrich et le Younger Dryas sont indiqués par des bandes grises.

Figure 1.36: Records of atmospheric temperatures variations over Greenland deduced from the $\delta^{18}\text{O}$ of ice (Stuiver and Grootes, 2001, a), of $\delta^{18}\text{O}$ measured on planktonic foraminifera in a sediment core retrieved on the Iberian Margin (mixed signal of temperature and salinity, Shackleton et al., 2000, b), of the magnetic susceptibility of sediments measured on the same core (peaks are related to Heinrich events, Thouveny et al., 2000, c) and of $\delta^{18}\text{O}$ measured on planktonic foraminifera in the Northeastern Pacific area (Hendy and Kennett, 2000, d). Heinrich events and the Younger Dryas are indicated by vertical grey bars.

Aux basses latitudes, les régions sous l'influence des moussons et/ou des migrations latitudinales de l'ITCZ montrent également une variabilité atmosphérique de type DO (Peterson et al., 2000, Wang et al., 2001, Stott et al., 2002, Ivanochko et al., 2004, Turney et al., 2004). Il apparaît donc qu'aux variations de températures des hautes latitudes de l'hémisphère Nord sont étroitement associées des migrations latitudinales de l'ITCZ et des systèmes de mousson qui y sont associés (**Figure 1.37**).

Pour le Pacifique tropical, une hypothèse alternative impliquant une réponse du couple océan-atmosphère à un forçage de type ENSO a également été proposée pour expliquer la variabilité à l'échelle du millénaire dans l'hydrologie de surface du Pacifique Nord-Ouest tropical (Stott et al., 2002). Cet argument impose que lors des stades l'océan Pacifique tropical était globalement dans un mode « El Niño » tandis que pendant les interstades un mode « La Niña » prédominait (cf. chapitre 1.2.2.).

Quel que soit le forçage principal de la variabilité climatique rapide des basses latitudes lors des événements de DO, il est désormais clairement établi que des réorganisations de la circulation atmosphérique à l'échelle globale ont accompagné la variabilité climatique des hautes latitudes. Par exemple, ces modifications de la circulation atmosphérique ont été à l'origine de variations importantes du système d'upwelling californien dans le Pacifique Nord Est, au sein duquel les stades furent marqués par des baisses de productivité, tandis que les interstades furent marqués par des augmentations de productivité (voir par exemple Behl et Kennett, 1996, Cannariato et al., 1999, Ortiz et al., 2004, Hendy et Kennett, 2005).

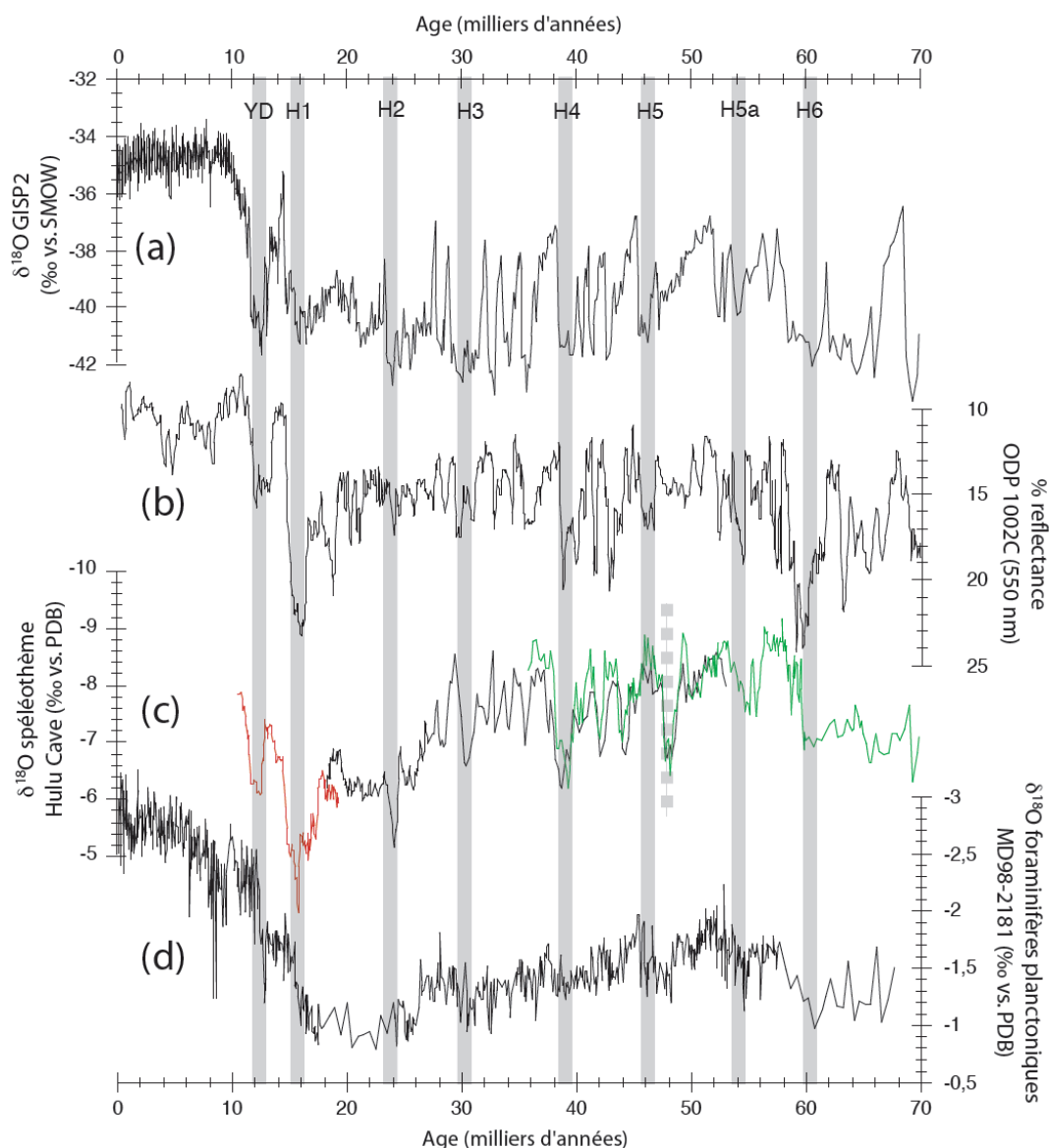


Figure 1.37 : Enregistrement des variations de températures au Groënland (Stuiver et Grootes, 2000, a), de la réflectance du bassin de Cariaco (indicateur de productivité et d'apports terrigènes, les minima correspondant à une latitude Nord de l'ITCZ, Peterson et al., 2000, b), $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur des spéléothèmes de la cave de Hulu en Chine (les minima correspondent à des maxima de précipitation, Wang et al., 2001, c), et $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur des foraminifères planctoniques dans la zone du Pacifique Nord-Ouest tropical (indicateur de salinité en relation avec l'intensité de la pluviosité régionale, Stott et al., 2002, d). Les principaux stades associés aux événements de Heinrich et l'âge U/Th du H5 (pointillé) sont indiqués par des bandes grises.

Figure 1.37: Records of temperatures variations over Greenland (Stuiver and Grootes, 2001, a), of Cariaco Basin reflectance (an indicator of productivity and river discharge, with minima corresponding to a northern ITCZ position, Peterson et al., 2000, b), $\delta^{18}\text{O}$ measured on Hulu Cave speleothems, China (with minima corresponding to rainfall maxima, Wang et al., 2001, c), and $\delta^{18}\text{O}$ measured on planktonic foraminifera in the Northwestern tropical Pacific (an indicator of salinity in relation with the regional rainfall intensity, Stott et al., 2002, d). The main stadials associated with Heinrich events and the H5 age deduced from U/Th dating (dotted) are indicated by vertical grey bars.

3.3.3. Variabilité hydrologique rapide des eaux intermédiaires

Les paramètres hydrologiques des eaux intermédiaires (c.a.d. d'environ 300 à 1200m de profondeur) sont également très sensibles à la variabilité de type DO. Pour le Pacifique Est, les témoignages des sédiments marins montrant une alternance de sédiments laminés et de sédiments bioturbés sur la marge californienne indiquent que l'oxygénation des eaux intermédiaires a varié en phase avec les interstades et stades de DO, respectivement (Behl et Kennett, 1996, van Geen et al., 2003, cf. **Figure 1.38**).

Plusieurs mécanismes peuvent expliquer ces fluctuations brutales de l'oxygénation des eaux intermédiaires. Par exemple, les variations de productivité des eaux superficielles engendrant un apport de matière organique peuvent, dans les zones océaniques caractérisées par de fortes productivités, mener à des variations rapides d'oxygénation des eaux intermédiaires en relation avec des réorganisations rapides de la circulation atmosphérique. La dégradation bactérienne de cette matière organique induit une diminution de la concentration en oxygène des masses d'eaux intermédiaires, favorisant le développement des OMZ. Aux variations de productivité peuvent être associées des variations du taux de ventilation des eaux intermédiaires, en relation avec des changements de la circulation océanique globale (voir par exemple Mikolajewicz et al., 1997 ; Schulte et al., 1999), qui elles-mêmes prennent leur source aux hautes latitudes. Actuellement, les parts respectives des variations de productivité et de ventilation des eaux profondes et leur impact respectifs sur le taux d'oxygénation des eaux intermédiaires sont encore largement incertaines : certains auteurs expliquent les variations temporelles de l'OMZ californienne par des variations de la ventilation des eaux intermédiaires (Cannariato et al., 1999 ; Cannariato et Kennett, 1999), tandis que d'autres estiment que les variations de productivité suffisent à expliquer les variations temporelles de l'OMZ (Mix et al., 1999, Ortiz et al., 2004). A ces deux mécanismes s'ajoute un paramètre supplémentaire : il a été montré qu'il est également important de prendre en compte les variations de productivité à la source même des eaux intermédiaires, cette productivité pouvant exercer une influence sur l'oxygénation des eaux intermédiaires en aval via la dégradation lente de la matière organique le long du trajet des masses d'eaux (Crusius et al., 2004 pour les NPIW particulièrement).

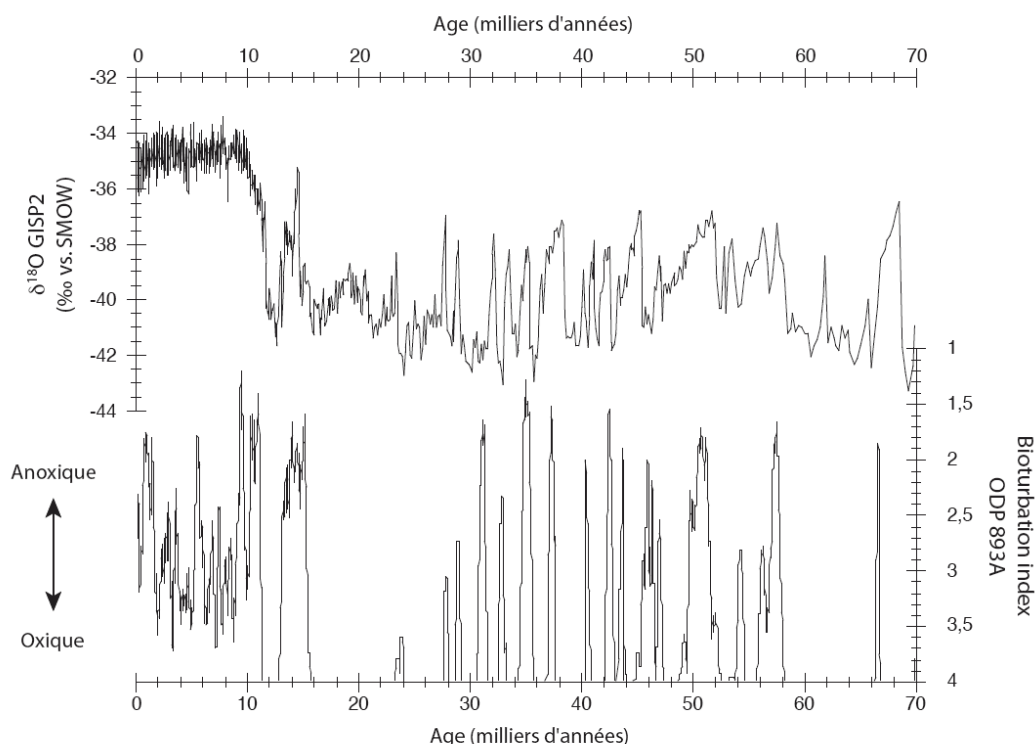


Figure 1.38 : Enregistrement des variations de températures au Groënland (Stuiver et Grootes, 2000, a) et de l'indice de bioturbation du bassin de Santa Barbara dans la zone du Pacifique Nord-Est à 600m de profondeur (les maxima correspondent à des sédiments bioturbés donc à des périodes où les eaux de fond sont bien oxygénées, les minima correspondent à des périodes de suboxie ou d'anoxie, Behl et Kennett, 1996, b).

Figure 1.38: Records of atmospheric temperature variations in Greenland (Stuiver and Grootes, 2000, a) and of bioturbation index in Santa Barbara Basin in Northeastern Pacific region at 600m water depth (maxima correspond to bioturbation maxima, i.e. to oxygenated bottom water in Santa Barbara Basin; minima correspond to suboxic and/or anoxic periods, Behl and Kennett, 1996, b).

3.3.4. Variations du niveau marin

Hormis les fluctuations du niveau des mers à l'échelle des cycles glaciaires/interglaciaires, il existe peu d'études mettant en évidence les variations eustatiques du niveau marin pendant le MIS3. Certaines études ont montré que les variations du niveau marin associées à la variabilité climatique rapide pendant le stade 3 était de l'ordre de 2 à 6m (MacAyeal, 1993, Labeyrie et al., 1995, Roche et al., 2005).

L'étude d'une séquence sédimentaire provenant de la marge du Portugal a mis en évidence un fort découplage entre le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^{13}\text{C}$ des eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est (Shackleton et al., 2000 ; **Figure 1.39a**). Ce résultat suggère que les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques ne sont pas influencées par des variations locales de l'hydrologie, et que les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques représentent

principalement des variations globales du $\delta^{18}\text{O}$ océanique, à savoir celles liées aux variations du niveau marin (**Figure 1.39a**). De plus, ces variations du niveau marin semblent avoir fluctué au rythme des variations de températures en Antarctique (**Figure 1.39b**).

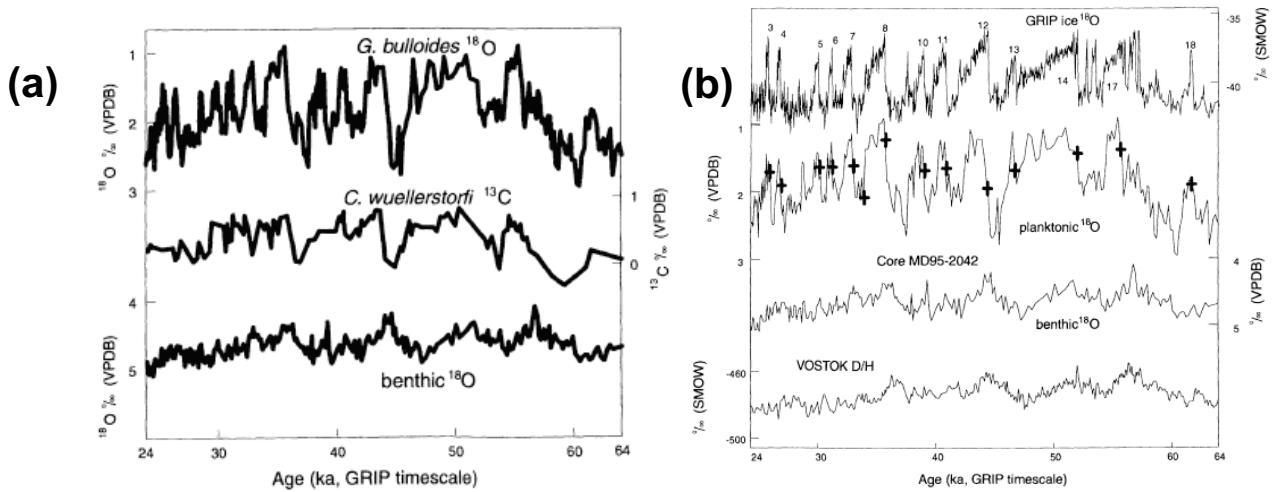


Figure 1.39 : Résultats de la carotte MD95-2042. (a) Comparaison du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (graphique du haut) avec le $\delta^{13}\text{C}$ (graphique du milieu) et le $\delta^{18}\text{O}$ (graphique du bas) des foraminifères benthiques. (b) Corrélation entre le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques et les températures du Groënland (graphiques du haut) et entre le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques et des températures de l’Antarctique (graphiques du bas). D’après Shackleton et al., 2000.

Figure 1.39: Results from MD95-2042 sediment core. (a) Comparison between planktonic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ (top panel) with $\delta^{13}\text{C}$ (middle panel) and $\delta^{18}\text{O}$ (bottom panel) of benthic foraminifera. (b) Relationship between planktonic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ and Greenland temperatures (top panels) and between benthic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ and Antarctic temperatures (bottom panels). From Shackleton et al., 2000.

D’autres estimations du niveau marin basées sur l’étude de terrasses coralliennes ou sur des expériences de modélisation ont proposé que les variations du niveau marin aient pu varier en phase avec les températures de l’Antarctique (Chappell, 2002 ; Siddall et al., 2003 ; Knutti et al., 2005). Ces études ont notamment mis en évidence une série de variations rapides du niveau marin de plusieurs dizaines de mètres en quelques millénaires (**Figure 1.40**). Cependant, lorsque la méthode de Shackleton (consistant à faire l’hypothèse que les températures sont restées constantes pendant la dernière période glaciaire) est appliquée à des enregistrements susceptibles de ne pas avoir été biaisés par des variations de températures des eaux profondes, les variations à l’échelle du millénaire ne montrent pas de telles amplitudes (Waelbroeck et al., 2002, cf. **Figure 1.40**). De plus, il a été montré que les températures des eaux profondes de l’Atlantique Nord-Est ont été marquées par des fluctuations à l’échelle du

millénaire (Skinner et al., 2003), en phase avec les variations de températures du Groënland, indiquant que l'hypothèse émise par Shackleton reste à être confirmée.

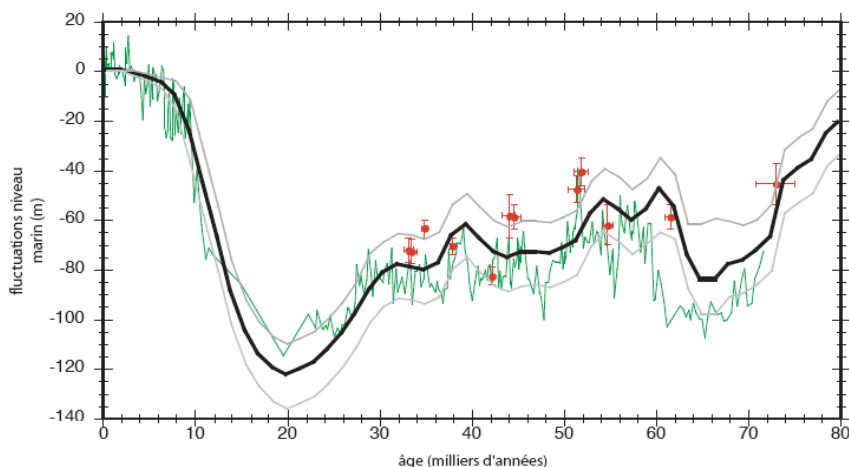


Figure 1.40 : Comparaison des variations du niveau marin estimées par plusieurs méthodes. Courbe noire : variations déduites du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur des foraminifères benthiques dans des régions où les conditions hydrologiques sont supposées stables (Waelbroeck et al., 2002, l'enveloppe grise correspond à la barre d'erreur) ; courbe verte : variations modélisées à partir de mesures du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères de la Mer Rouge (Siddall et al., 2003) ; points rouges : variations estimées à partir de terrasses coralliennes (Chappell, 2002). D'une étude à l'autre, l'amplitude et la vitesse des variations du niveau marin sont très différentes.

Figure 1.40: Comparison between Relative Sea Level variations based on different methods. Black line: variations estimated from the $\delta^{18}\text{O}$ measured on benthic foraminifera within oceanic regions where hydrologic conditions are supposed to be stable through time (Waelbroeck et al., 2002, the grey thin lines indicate uncertainty); green curve: variations modelled from $\delta^{18}\text{O}$ measurements performed on foraminifera in the Red Sea (Siddall et al., 2003); red dots: variations estimated from coral terraces (Chappell, 2002). From one study to the other, the amplitude and the speed of sea level changes greatly differ.

De ce récapitulatif succinct de la variabilité climatique rapide caractérisant la dernière période glaciaire, il apparaît que des modes de téléconnexions encore mal appréhendés interviennent nécessairement dans la transmission des signaux climatiques entre hautes et basses latitudes, mais également entre différents bassins océaniques et entre les masses d'eau de profondeurs intermédiaires (Vidal et Arz, 2004, cf. **Figure 1.41**). Dans ce contexte, la dynamique du Pacifique Est tropical est mal connue et son rôle dans la variabilité climatique rapide reste à définir.

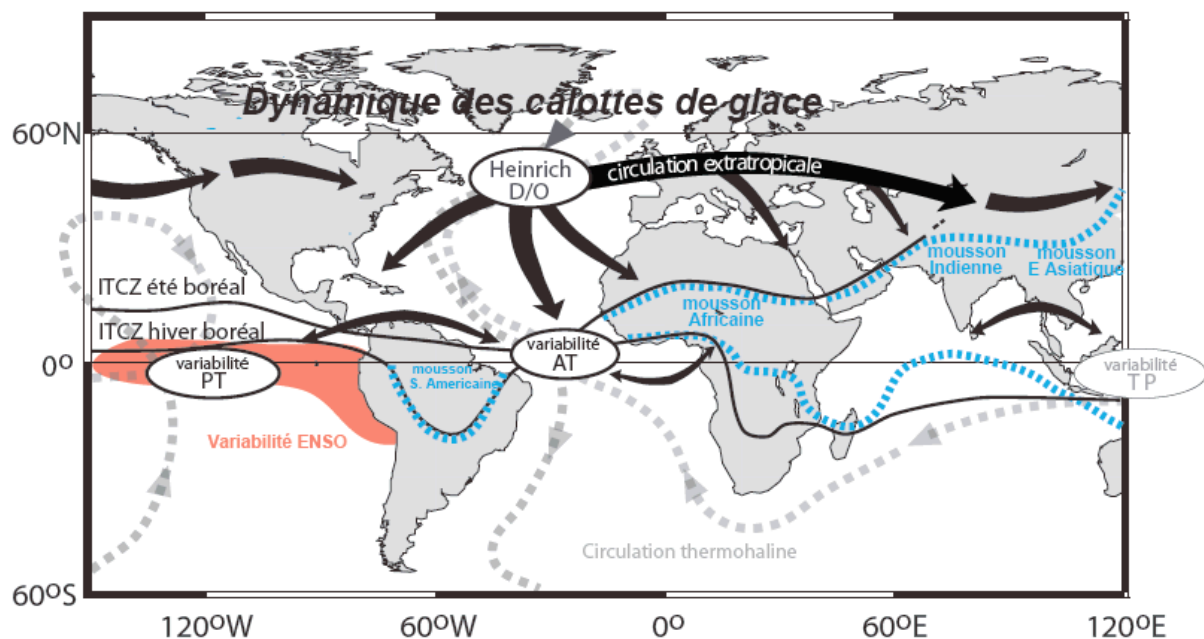


Figure 1.41 : Modes de téléconnexions climatiques à l'échelle globale. Les flèches noires représentent les connections atmosphériques (incluant le cycle de l'eau), les flèches grises pointillées représentent la circulation océanique, les lignes noires indiquent les migrations saisonnières de l'ITCZ, les hachures bleues représentent les zones sous l'influence des régimes de mousson, la zone rouge montre la zone océanique principalement influencée par la variabilité ENSO, les cercles indiquent les relations étroites entre hautes et basses latitudes, enregistrant de manière synchrone la variabilité climatique rapide de la dernière période glaciaire. Modifié d'après Vidal et Arz, 2004.

Figure 1.41: Modes of climatic teleconnections at a global scale. The black arrows represent the atmospheric connections (including the water cycle), the grey dotted lines represent the oceanic circulation, the black lines indicate the seasonal migrations of the ITCZ, the blue dotted lines represent the regions under the influence of the monsoon, the red area represents the oceanic region mainly influenced by the ENSO variability, circles indicate the relationship between high and low latitudes that recorded rapid climate changes synchronously during the last glacial period. Modified from Vidal and Arz, 2004.

CHAPITRE 2
VARIABILITE TEMPORELLE DE L'HYDROLOGIE
DES EAUX DE SURFACE DU BASSIN DE PANAMA

La dynamique atmosphérique des basses latitudes et les systèmes de mousson qui y sont associés sont extrêmement sensibles aux variations climatiques des hautes latitudes, et plus particulièrement vis-à-vis de la variabilité DO (cf. Chapitre 1, § 3.3.2.). Actuellement, le bassin de Panama est une région sous l'influence des migrations latitudinales de l'ITCZ à l'échelle saisonnière (**Figure 1.14**). De plus, les variations saisonnières des taux de précipitation qui sont associées à la dynamique de l'ITCZ modifient profondément les salinités des eaux de surface dans la région (**Figure 1.14**). Dans ce cadre, la reconstitution des variations temporelles de salinité des eaux de surface pendant le MIS3 permettra de contraindre la dynamique de l'ITCZ dans la zone d'étude, en relation avec la variabilité DO. Il a été montré grâce à l'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface du bassin de Panama et des précipitations régionales qu'environ la moitié des précipitations dans la zone d'étude était issue du transport atmosphérique de vapeur d'eau depuis l'Atlantique vers le Pacifique à travers les isthmes centraméricains (Benway et Mix, 2004). La dynamique atmosphérique saisonnière implique que ce transfert s'effectue principalement en été, lorsque l'ITCZ est dans sa position Nord (Liu et Tang, 2005, cf. **Figure 2.1**). La carotte MD02-2529 se trouvant précisément au cœur de la zone où la vapeur d'eau d'origine Atlantique précipite, la reconstitution des salinités des eaux de surface offre une opportunité unique de documenter les variations temporelles de la dynamique de l'ITCZ, et donc des variations temporelles du transfert d'eau douce interocéanique qui y sont associées.

A l'échelle interannuelle, les variations de précipitations dans la zone du Pacifique tropical sont profondément influencées par la variabilité ENSO (**Figure 2.2**). Les anomalies de précipitations lors des événements El Niño sont dictées par les anomalies positives de températures de surface centrées sur l'équateur, ce qui modifie également la circulation atmosphérique en tendant à repositionner les sites de convection atmosphérique vers le centre du Pacifique équatorial (**Figure 1.7**). A l'échelle de la variabilité DO, il a été proposé que ce type de couplage océan-atmosphère ait pu être responsable des variations de précipitations dans la zone du Pacifique Ouest (Stott et al., 2002 ; Turney et al., 2004). En s'appuyant sur les réorganisations atmosphériques liées à la variabilité ENSO, de nombreuses études paléoclimatiques témoignant de variations de précipitations dans la zone tropicale invoquent un forçage de type ENSO (Schmidt et al., 2004 ; Peterson et Haug, 2006 ; Schmidt et al., 2006), tandis que d'autres interprètent la dynamique de l'ITCZ en termes de modifications de la saisonnalité des moussons (Dannenmann et al., 2003 ; Peterson et Haug, 2006 ; Benway et al., 2006). Les variations de pluviosité déduites des salinités de surface au site de la carotte

MD02-2529 représentent une contrainte géographique supplémentaire pour la détermination des mécanismes climatiques qui sont à l'origine des fluctuations de précipitations enregistrées pendant le MIS3 dans la zone du Pacifique tropical.

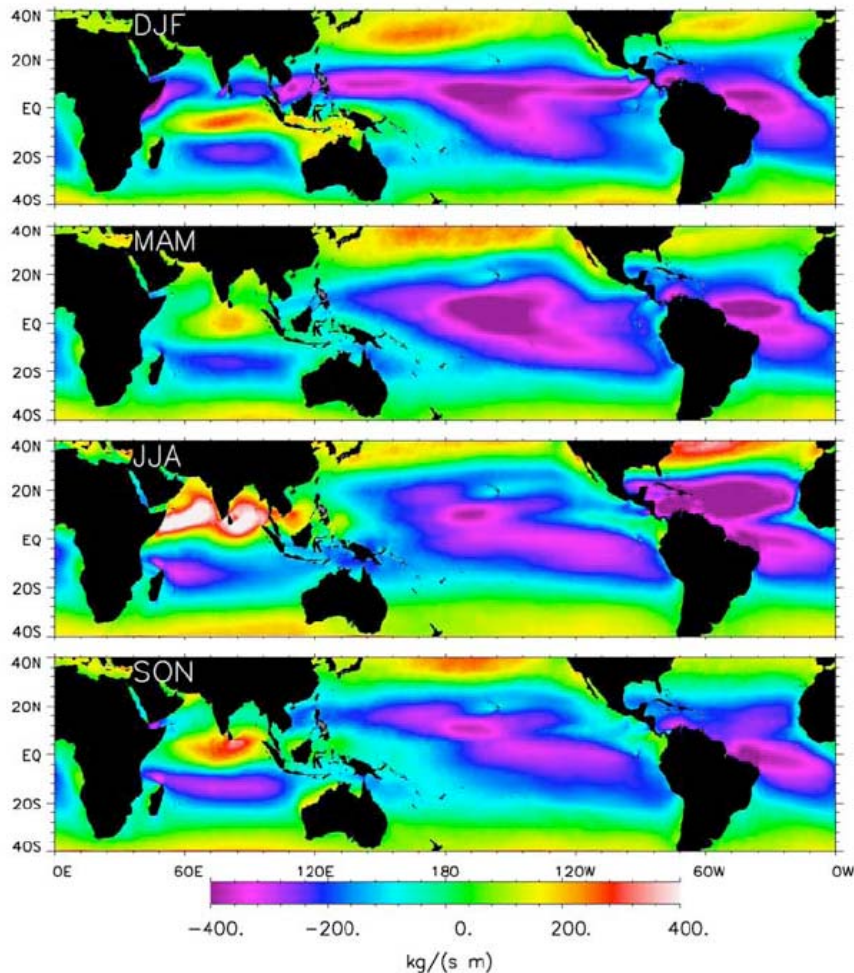


Figure 2.1 : Variations saisonnières du transport zonal de vapeur d'eau (d'après Liu et Tang, 2005). Les transports s'effectuant vers l'Est et vers l'Ouest apparaissent en rouge et en violet, respectivement. Noter le maximum de transport vers l'Ouest dans la zone des Caraïbes pendant l'été boréal.

Figure 2.1: Seasonal variations of water vapour zonal transport (from Liu and Tang, 2005). The transport occurring Eastward and Westward appear in red and purple, respectively. Note the westward transport maximum that occurs in the Carribean Sea during the boreal summer.

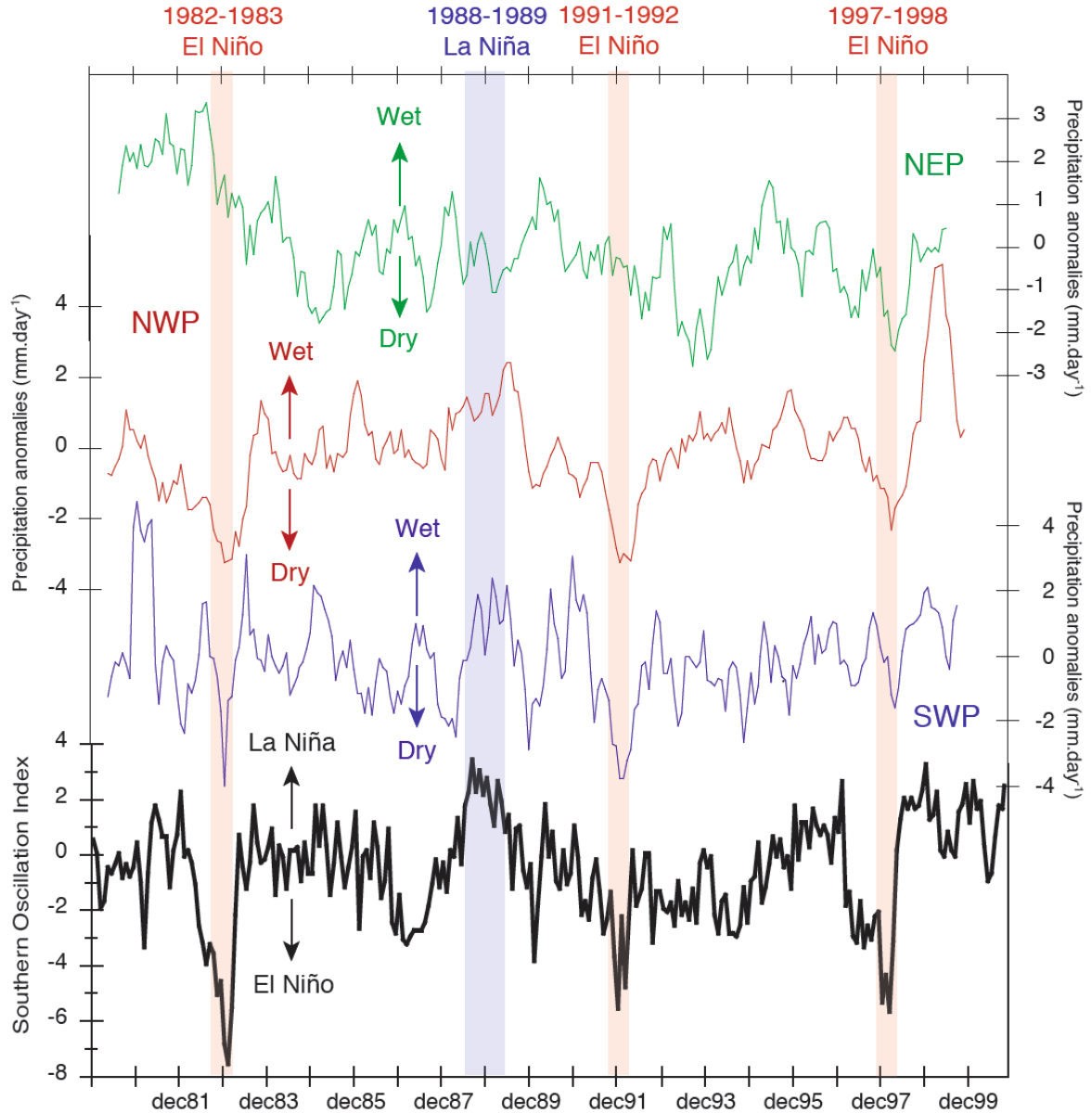


Figure 2.2 : Anomalies interannuelles de précipitations dans la zone du Pacifique Nord-est équatorial (NEP), dans la zone Pacifique Nord-Ouest équatorial (NWP) et dans la zone du Pacifique Sud-Ouest équatorial (SWP) comparées au Southern Oscillation Index, indicateur des modes El Niño ou La Niña. Données issues de Beck et al., 2005, téléchargeable sur internet à l'adresse <http://iridl.ldeo.columbia.edu>.

Figure 2.2: Interannual rainfall anomalies in the Northeastern equatorial Pacific (NEP), in the Northwestern equatorial Pacific (NWP) and in the Southwestern equatorial Pacific (SWP), compared to the Southern Oscillation Index, used as an indicator for ENSO variability. Data from Beck et al., 2005, available online at <http://iridl.ldeo.columbia.edu>.

Dans la première partie de ce chapitre, les résultats de la reconstitution des températures et salinités des eaux de surface ainsi que l'hydrologie des eaux de subsurface sont présentés et comparés à d'autres enregistrements de la zone d'étude.

Dans une seconde partie, les variations temporelles de l'hydrologie de surface (salinités et températures) sont discutées et permettent de caractériser les variations du transfert interocéanique d'eau douce à l'échelle de la variabilité climatique DO (Article#1), d'identifier les forçages climatiques à l'origine de la dynamique atmosphérique au sein du Pacifique tropical (ITCZ vs. ENSO, Article#2), et de mettre en évidence une variabilité à plus long terme des températures des eaux de surface (cf. § 2.3 de ce chapitre).

1. Reconstitution des paramètres hydrologiques des eaux de surface dans le bassin de Panama : Résultats

1.1. Variations temporelles des températures des eaux de surface

1.1.1. Le rapport Mg/Ca de l'espèce *G. ruber*

Dans la carotte MD02-2529, les mesures de Mg/Ca sont rendues difficiles à cause du mauvais état de préservation des tests des foraminifères. En particulier pendant le MIS3, la majorité des tests des foraminifères indique visuellement la trace de la dissolution partielle. En général, une trentaine de tests sont nécessaires par échantillon afin de d'obtenir une valeur de Mg/Ca représentative. Ce critère est parfois assez difficile à atteindre. De plus, il faut éviter les tests jaunes (à cause de la présence probable d'oxydes de Mn) et les tests noirs (indicateurs de la présence de pyrite). La présence de pyrite accentue la dissolution des tests au cours du nettoyage, ce qui pourrait provoquer une diminution artificielle de Mg/Ca (Sperling et al., 2002). De plus, la densité plus élevée de la pyrite par rapport à la calcite augmente le poids des tests des foraminifères. Par conséquent, les poids de foraminifères ne peuvent pas être utilisés comme un indicateur fiable de l'état de préservation des tests. Enfin, les échantillons montrant un taux de perte des tests de plus de 80% ne sont pas présentés car le Mg/Ca n'est pas considéré comme étant fiable (Dahl et Oppo, 2006). En prenant en compte tous ces critères, les résultats du Mg/Ca d'environ 10% seulement des échantillons analysés dans ma thèse sont présentés.

Les mesures du rapport Mg/Ca effectuées sur l'espèce *G. ruber* dans la carotte MD02-2529 couvrent les derniers 60 ky BP, avec une résolution moyenne d'environ 700 ans pour l'intervalle 15-30 ky BP et d'environ 1800 ans pour l'intervalle 30-60ky BP (**Figure 2.3**). Le Mg/Ca fluctue entre 2,6 et 3,9 mmol/mol, avec des maxima (valeurs supérieures à 3,5mmol/mol) enregistrés dans les intervalles 0-17 ky BP, 35-40 ky BP, 50-60 ky BP ainsi qu'aux alentours de 20 ky BP (**Figure 2.3**). Les intervalles 20-24 et 40-45 ky BP sont marqués par des valeurs de Mg/Ca inférieures à 3 mmol/mol (**Figure 2.3**). Deux augmentations rapides du rapport Mg/Ca de l'ordre de 0,5 mmol/mol sont également documentées entre 18 et 20 ky BP et entre 24 et 26 ky BP.

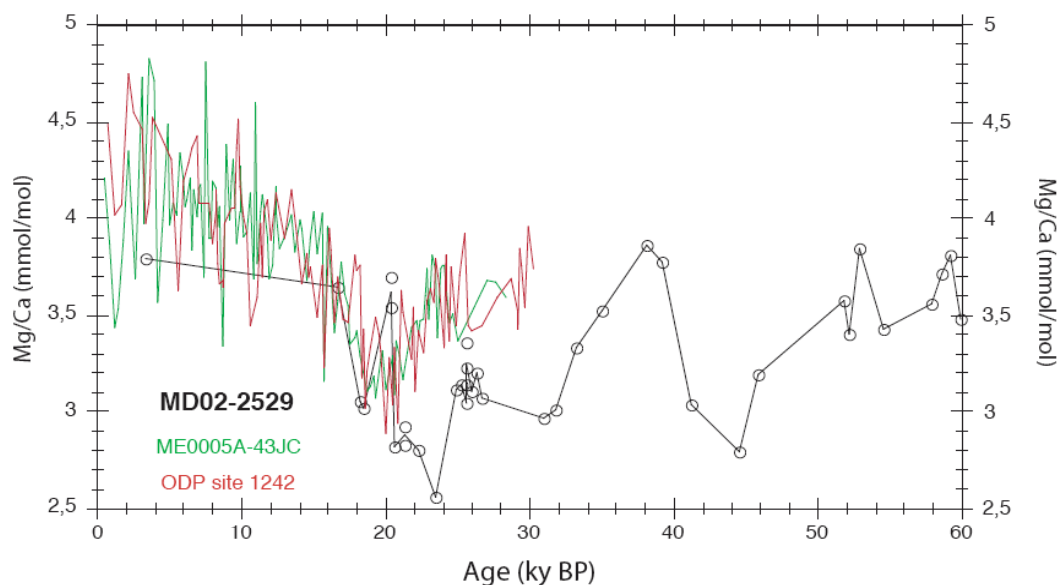


Figure 2.3 : Variations temporelles du rapport Mg/Ca mesuré sur *G. ruber* pour les derniers 60 ky BP (en noir) comparées à deux autres sites provenant de la même région (en vert et rouge, Benway et al., 2006, cf. **Figure 2.4**).

Figure 2.3: Temporal variations of Mg/Ca measured on *G. ruber* for the last 60 ky BP (in black) compared to two other sites located in the vicinity of core MD02-2529 (in red and green, Benway et al., 2006, cf. **Figure 2.4**).

Afin d'évaluer l'influence de la mauvaise préservation des tests des foraminifères sur le Mg/Ca mesuré, il est utile de comparer les données de Mg/Ca obtenues à des données issues d'enregistrements voisins. Dans la zone d'étude, il n'existe aucun enregistrement de Mg/Ca basé sur la même méthode d'analyse. Cependant, deux autres séquences sédimentaires de la zone d'étude (**Figure 2.4**) utilisant la méthode « flow through » (Benway et al. 2003) documentent les variations du rapport Mg/Ca de *G. ruber* pour les 30 derniers millénaires (Benway et al., 2006 ; **Figure 2.3**).

La méthode d'analyse « flow-through », utilisée par Benway et al., 2006 pour mesurer les valeurs du Mg/Ca sur *G. ruber*, permet notamment de s'affranchir des biais induits par la dissolution partielle de la calcite. Pour cette méthode, la dissolution des échantillons se fait par injection d'acide au début de la mesure, et les concentrations en Ca et en Mg sont mesurées en continu pendant l'analyse, permettant un suivi temporel du rapport Mg/Ca lors de la dissolution lente des échantillons (« time-resolved analysis », Benway et al., 2003). Avec cette méthode, les valeurs du rapport Mg/Ca représentatives de la température de calcification du test sont sélectionnées lors du pic de Ca apparaissant au début de la dissolution : il est donc possible d'extraire les températures représentatives de l'eau dans

laquelle le tests a été calcifié et ainsi d'avoir accès à l'information extraite de la calcite primaire à partir de tests partiellement dissous. Avec cette méthode, des valeurs de Mg/Ca plus faibles sont enregistrées en fin d'analyse, vraisemblablement liées à des phases de calcite partiellement dissoutes.

Les variations du rapport Mg/Ca de la carotte MD02-2529 sont comparées dans la **Figure 2.3** aux variations du Mg/Ca mesurées par la méthode « flow through » à haute résolution de deux enregistrements proches du site d'étude et couvrant les 30 derniers millénaires (site ODP 1242 et carotte ME0005A-43JC, Benway et al., 2006, **Figure 2.4**). Les valeurs du Mg/Ca de la carotte MD02-2529 sont en bon accord avec les deux autres séquences, sauf entre 20 et 27 ky BP où le Mg/Ca enregistré dans la carotte MD02-2529 est significativement inférieur aux deux autres séquences sédimentaires (**Figure 2.3**), indiquant un biais potentiel lié à la dissolution des carbonates (cet intervalle de temps correspond à des maxima de teneur en carbone organique sédimentaire, cf. Chapitre III). La méthode utilisée au CEREGE au cours de ma thèse intègre l'ensemble des tests des foraminifères (les batchs d'échantillons sont directement dissous après le nettoyage). Avec cette méthode, des valeurs de Mg/Ca plus faibles sont enregistrées qu'avec la méthode « flow-through », suggérant l'intégration dans les mesures des phases de calcite partiellement dissoutes.

De nouveaux résultats préliminaires utilisant la même technique (en cours de développement au CEREGE) indiquent en effet que le rapport Mg/Ca de l'intervalle 20-30 ky BP enregistré par *G. ruber* dans la carotte MD02-2529 est plus important que celui présenté dans la **Figure 2.3** lorsqu'il est mesuré par la méthode « flow through » (Tachikawa, *en prep.*). Ces résultats confirment ainsi une influence de la dissolution partielle des tests de foraminifères entre 20 et 27 ky BP. Les valeurs des températures issues du Mg/Ca dans l'intervalle 20-27 ky BP ne seront donc pas interprétées.

Pour l'intervalle 30-60 ka BP, les variations des températures estimées par le Mg/Ca de *G. ruber* sont comparées au second paléothermomètre que j'ai utilisé au cours de ma thèse, à savoir l' $U_{37}^{k'}$.

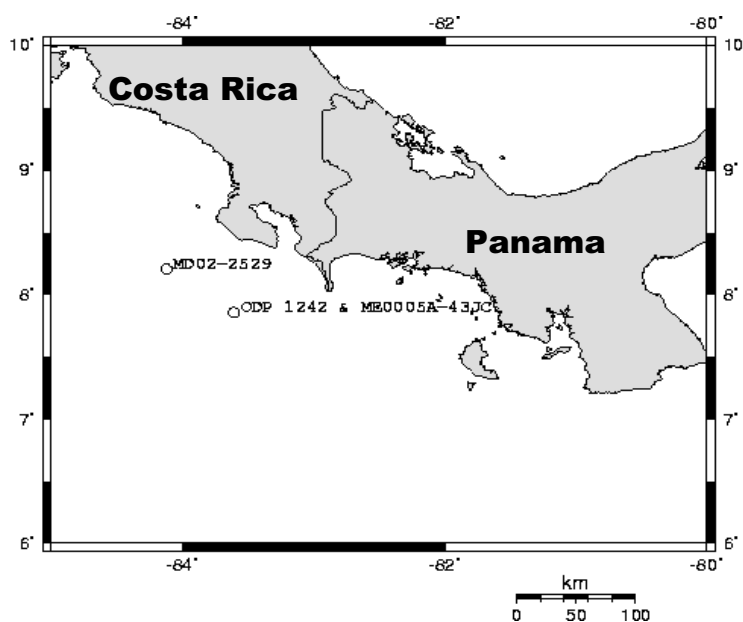


Figure 2.4 : Localisation de la carotte MD02-2529 et des séquences sédimentaires présentées dans la **Figure 2.3** (site ODP 1242 et ME0005A-43JC).

Figure 2.4: Location of MD02-2529 sediment core with other marine sequences presented in **Figure 2.3** (ODP site 1242 and ME0005A-43JC).

1.1.2. L'index d'insaturation des alcénones et estimation des températures des eaux de surface

Les mesures de l'index d'insaturation des alcénones ($U_{37}^{k'}$) couvrent les derniers 285ky BP, avec une résolution moyenne d'environ 100 ans pour l'intervalle 0-15 ky BP, d'environ 400 ans pour l'intervalle 15-80 ky BP et d'environ 900 ans pour l'intervalle 80-285 ky BP (**Figure 2.5a**). Les estimations des températures récentes issues de l' $U_{37}^{k'}$ pour le sommet de la carotte en utilisant la calibration de Sonzogni et al., 1997 (**Figure 1.27** pour les températures supérieures à 24°C) sont d'environ 29°C, en accord avec les températures actuelles de la zone (**Figure 1.14**). Les concentrations en C_{37} alcénones étant supérieures à $1\mu\text{g.g}^{-1}$ pour l'ensemble de la séquence, les C_{37} alcénones sont assez abondantes pour que l'incertitude liée au calcul de l' $U_{37}^{k'}$ soit réduite au minimum.

Les variations à long terme de l' $U_{37}^{k'}$ pour les derniers 285 000 ans sont marquées par des fluctuations de 3 à 4°C à l'échelle de la centaine de milliers d'années, avec des valeurs oscillant entre des minima pour les intervalles 0-100 ky BP et 200-285 ky BP et des maxima

pour l'intervalle 100-200 ky BP (**Figure 2.5a**). A ces variations sont superposées des fluctuations à l'échelle de la dizaine de milliers d'années, avec des amplitudes de 2 à 3°C pendant les minima de températures et de 1°C pendant l'intervalle 100-200 ky BP (**Figure 2.5a**).

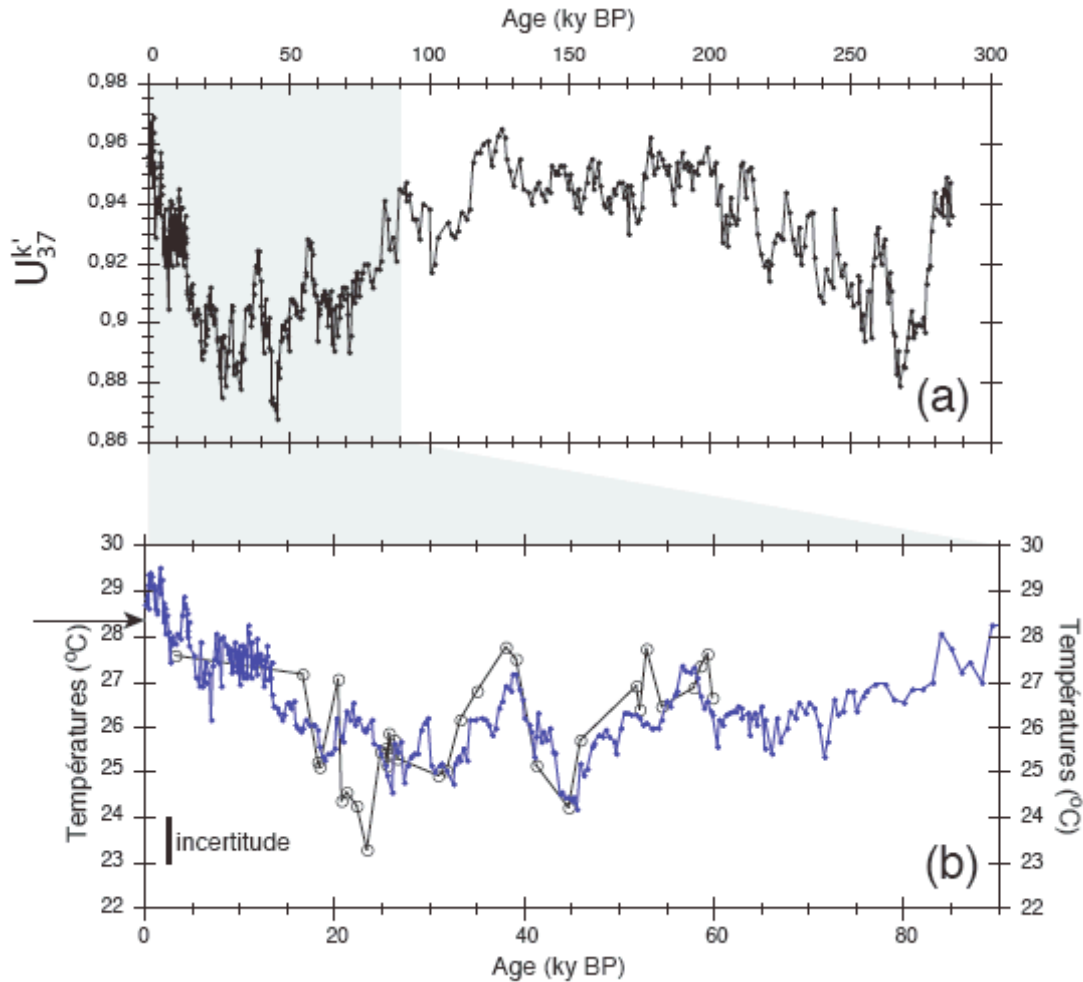


Figure 2.5 : Variations temporelles de l'index $U_{37}^{k'}$ pour les derniers 285 ky BP (a) et des températures de surface pour les derniers 90 ky BP estimées à partir du rapport Mg/Ca mesuré sur *G. ruber* (ronds noir) converti en températures avec la calibration de Lea et al., 2000 (**Figure 1.26**) et de l' $U_{37}^{k'}$ (points bleus) converti en températures des eaux de surface avec la calibration de Sonzogni et al., 1997 (**Figure 1.27**) (b).

Figure 2.5: Temporal variations of $U_{37}^{k'}$ index for the last 285 ky BP (a) and of sea surface temperatures for the last 90 ky BP using the Mg/Ca measured on *G. ruber* (black dots) with the calibration of Lea et al., 2000 (**Figure 1.26**) and the $U_{37}^{k'}$ (blue dots) using the calibration of Sonzogni et al., 1997 (**Figure 1.27**) (b).

Les variations des températures de surface pour les derniers 90 ky BP estimées par l' $U_{37}^{k'}$ indiquent que les températures ont fluctué entre 24 et 27°C à l'échelle de la dizaine de milliers d'années (**Figure 2.5b**). Des variations de températures inférieures ou égales à 1°C à l'échelle du millénaire sont également enregistrées pendant le MIS3.

Dans la **Figure 2.5b** les estimations des températures des eaux de surface issues du rapport Mg/Ca et de l' $U_{37}^{k'}$ sont comparées. Hormis pour l'intervalle 20-25 ky BP pendant lequel les données de l' $U_{37}^{k'}$ montrent une augmentation de température (c.à.d. ce que suggèrent les données de Mg/Ca mesurées par la méthode « flow through », cf **Figure 2.3**), la comparaison des températures estimées par les deux paléothermomètres indépendants ($U_{37}^{k'}$ et Mg/Ca de l'espèce *G. ruber*) ne montrent pas de différence significative, indiquant que les deux méthodes ne présentent pas de biais systématique pour l'intervalle 25-60 ky BP (**Figure 2.5b**). L'utilisation des températures déduites des alcénones pour calculer le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau à partir du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur l'espèce *G. ruber* est donc justifiée malgré la différence entre la granulométrie des tests de foraminifères et les porteurs fins d'alcénones (Bard, 2001). De plus, des études sur la saisonnalité des blooms de coccolithophoridés et des flux de foraminifères indiquent que le foraminifère des eaux de surface *G. ruber* et les coccolithophoridés se développent principalement pendant l'été dans le bassin de Panama, suggérant que le biais dû à la différence de saisonnalité enregistré par l' $U_{37}^{k'}$ et le $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber* est minimal (Thunell et al., 1983 ; Honjo, 1982).

1.2. Enregistrement des isotopes stables des foraminifères planctoniques

Dans le bassin de Panama, la pycnocline marquant la stratification entre les eaux de surface et les eaux de subsurface (comprises entre 0 et 30m et entre 50 et 200m, respectivement, **Figure 1.15**) peut être visualisée par un profil vertical de l'estimation du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite à l'équilibre (**Figure 2.6a**).

A cette pycnocline est également associée une nutricline séparant les eaux de surface (appauvries en éléments nutritifs) des eaux de subsurface (riches en nutriments), matérialisée par le profil du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ à travers la colonne d'eau (**Figure 2.6b**). La distribution des espèces de foraminifères planctoniques en fonction de la profondeur dans le bassin de Panama reflète cette stratification hydrologique : l'espèce de surface *G. ruber* est présente principalement dans les 30 premiers mètres, et l'espèce de subsurface *N. dutertrei* est présente entre 40 et 150m de profondeur (**Figure 2.6**, Faibanks et al., 1982). En sélectionnant ces deux espèces

pour les analyses isotopiques il sera possible de reconstituer les paramètres hydrologiques des eaux de surface et des eaux de subsurface. Dans la carotte MD02-2529, j'ai analysé les espèces *G. ruber* et *N. dutertrei* à haute résolution pour l'intervalle 0-90 ky BP.

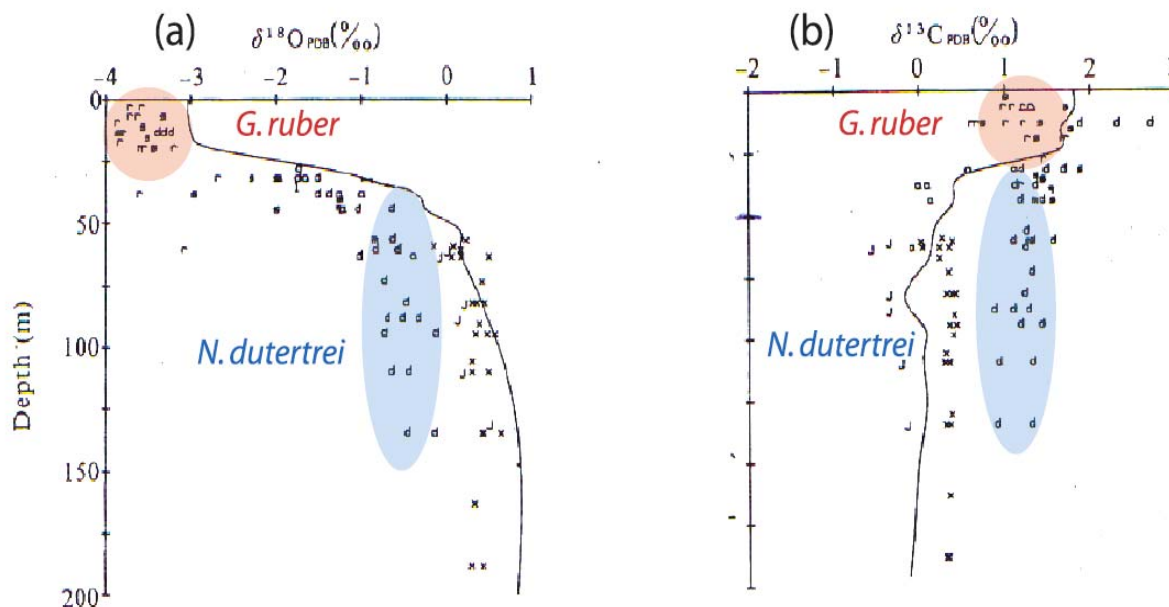


Figure 2.6 : Signature isotopique des espèces de foraminifères planctoniques dans le bassin de Panama en fonction de leur distribution dans la colonne d'eau (foraminifères issus de filets à plancton). (a) $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur les foraminifères (lettres) comparé au $\delta^{18}\text{O}$ calculé pour la calcite à l'équilibre (profil vertical). (b) $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur les foraminifères (lettres) comparé au profil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ dans la baie de Panama (profil vertical). Les espèces de surface et de subsurface *G. ruber* et *N. dutertrei* (« r » et « d » sur les figures) sont repérées par les zones colorées en rouge et bleu, respectivement. Modifié d'après Fairbanks et al., 1982.

Figure 2.6: Isotopic signature of planktonic foraminifera in Panama Basin as a function of their depth habitat (foraminifera retrieved with plankton tows). (a) $\delta^{18}\text{O}$ measured on foraminifera (letters) compared to the $\delta^{18}\text{O}$ calculated for calcite at equilibrium (vertical profile). (b) $\delta^{13}\text{C}$ measured on foraminifera (letters) compared to $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ in Panama Basin (vertical profile). The surface and subsurface species *G. ruber* and *N. dutertrei* (« r » and « d » on figures) are reported in red and blue, respectively. Modified from Fairbanks et al., 1982.

1.2.1. Mesures des isotopes stables de l'espèce *G. ruber*

Les mesures du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ effectuées sur l'espèce *G. ruber* sont présentées pour la dernière période glaciaire, avec une résolution moyenne d'environ 250 ans pour l'intervalle 0-60 ky BP et de 500 ans pour l'intervalle 60-90 ky BP (**Figure 2.7**).

Les valeurs moyennes du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur *G. ruber* pour les 5 derniers millénaires sont d'environ -3‰ (**Figure 2.7**), en accord avec le $\delta^{18}\text{O}$ moderne des eaux de surface calculé pour la calcite à l'équilibre (**Figure 2.6a**). Une augmentation de 2‰ intervient entre 5 et 15

ky BP, et est ponctuée par une série de variations rapides de 0,4 à 0,6‰ entre 12 et 14 ky BP (**Figure 2.7**). Entre 15 et 65 ky BP, l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ est principalement marqué par une succession de variations de 0,5 à 1‰ à l'échelle du millénaire (**Figure 2.7**). L'intervalle 65-90 ky BP est également marqué par des variations millénaires du $\delta^{18}\text{O}$, mais la résolution temporelle de cet intervalle ne permet pas de distinguer sans ambiguïté une succession d'évènements distincts (**Figure 2.7**).

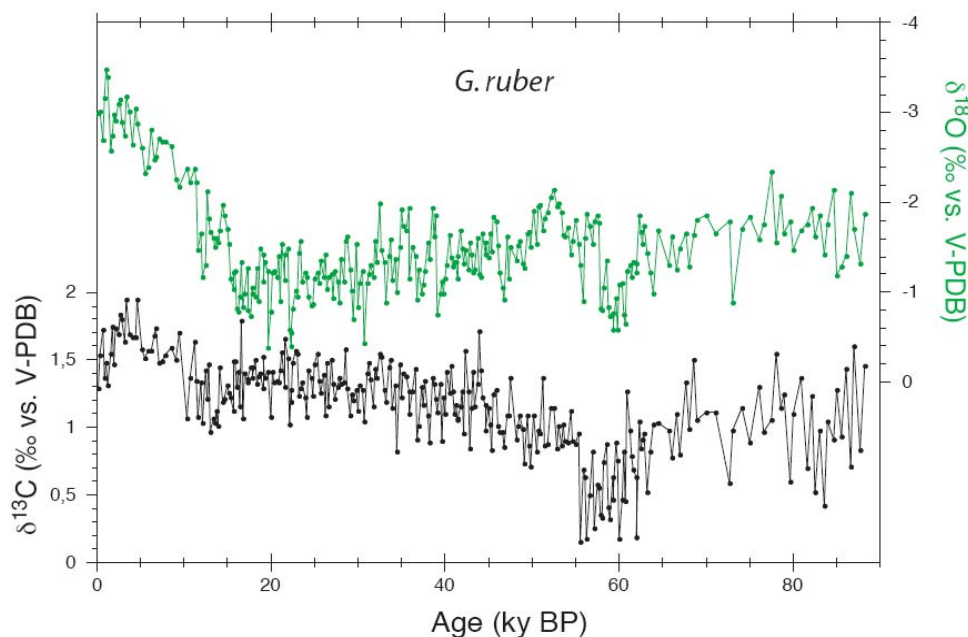


Figure 2.7 : Variations temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ (en vert) et du $\delta^{13}\text{C}$ (en noir) mesurées sur l'espèce *G. ruber* pour les derniers 90 ky BP.

Figure 2.7: Temporal variations of $\delta^{18}\text{O}$ (in green) and of $\delta^{13}\text{C}$ (in black) measured on *G. ruber* for the last 90 ky BP.

Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ de *G. ruber* mesurées au sommet de la carotte sont d'environ 1,5‰, en accord avec les mesures effectuées sur des foraminifères modernes dans le bassin de Panama (**Figure 2.6b**). Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ de *G. ruber* des derniers 15 ky BP sont marquées par une diminution de 0,3‰, les valeurs passant de 1,6‰ à 1,3‰ entre 0 et 15 ky BP (**Figure 2.7**). Entre 15 et 30 ky BP, les valeurs moyennes du $\delta^{13}\text{C}$ d'environ 1,3‰ restent relativement constantes (**Figure 2.7**). Une seconde période de diminution du $\delta^{13}\text{C}$ est enregistrée entre 30 et 55 ky BP, avec des valeurs passant progressivement de 1,3‰ à 1‰ et se terminant par une diminution brutale d'environ 0,5‰ centrée sur 55 ky BP (**Figure 2.7**). Enfin, une augmentation d'environ 0,5‰ ponctuée par des variations millénaires du $\delta^{13}\text{C}$ est enregistrée

entre 55 et 90 ky BP (**Figure 2.7**). Il est intéressant de noter que dans l'intervalle 20-25 ky BP (le plus susceptible d'avoir été biaisé par la dissolution partielle des tests), une série d'augmentations et de diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ de 0,5 à 1‰ sont reliées négativement à des variations synchrones de $\delta^{13}\text{C}$ de 0,2 à 0,4‰ (**Figure 2.7**). Il a été montré que lorsque les isotopes stables des foraminifères planctoniques sont affectés par la dissolution une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ pouvant atteindre 0,8‰ est liée à une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ pouvant atteindre 0,3‰ (Schmiedl et Mackensen, 2007 et références). Si les variations des rapports isotopiques étaient engendrées par des phénomènes de dissolution partielle des tests, on s'attendrait donc à avoir des variations positivement corrélées, ce qui semble être le contraire dans le cas de la MD02-2529, au moins dans l'intervalle 20-25 ky BP. Cette observation suggère donc que les variations des isotopes stables de la carotte MD02-2529 ne sont pas affectées par la dissolution partielle des tests.

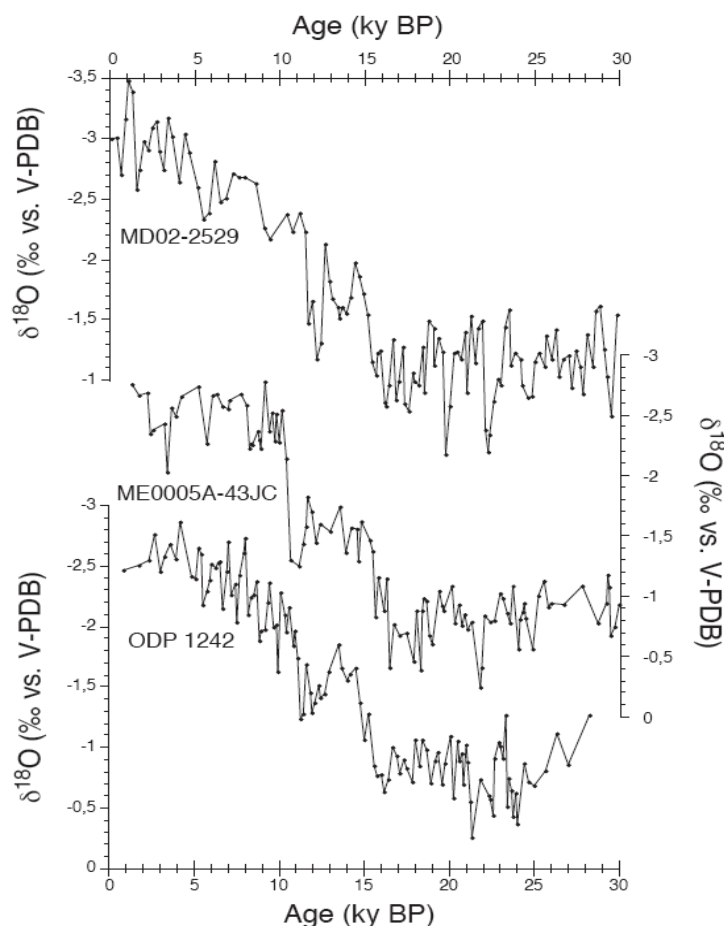


Figure 2.8 : Comparaison du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur *G. ruber* dans la carotte MD02-2529 (en haut) et dans deux autres carottes provenant de la même région (au milieu et en bas, Benway et al., 2006, cf. **Figure 2.4**) pour les derniers 30 ky BP.

Figure 2.8: Comparison of the $\delta^{18}\text{O}$ measured on *G. ruber* in MD02-2529 core (top) with two other cores retrieved in the same region (middle and bottom curves, Benway et al., 2006, cf. **Figure 2.4**) for the last 30 ky BP.

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber* pour les 30 derniers millénaires mesurées dans la carotte MD02-2529 sont comparées à deux enregistrements sédimentaires du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber* à haute résolution dans une région proche du site d'étude (site ODP 1242 et carotte ME0005A-43JC, Benway et al., 2006, **Figure 2.4**) (**Figure 2.8**). Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber* au sommet de la carotte MD02-2529, de l'ordre de -3‰, sont inférieures aux données enregistrées au sommet des deux autres séquences sédimentaires d'environ 0,5‰ (**Figure 2.8**). Cette différence de 0,5‰ se retrouve également dans les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ précédant la diminution liée à la déglaciation (c.a.d. l'intervalle 16-18 ky BP, **Figure 2.8**), indiquant probablement un problème d'intercalibration entre les différents laboratoires. A l'échelle des variations millénaires du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber*, la correspondance exacte entre les variations du $\delta^{18}\text{O}$ régionales à l'échelle du millénaire n'est pas parfaite, et peut être expliquée notamment par des différences dans les modèles d'âges ou par des variations de la résolution temporelle dans les différents enregistrements (**Figure 2.8**). Cependant, l'alternance des variations du $\delta^{18}\text{O}$ et leurs amplitudes dans les trois séquences montrent de fortes similarités (cf. les maxima de $\delta^{18}\text{O}$ enregistrés à 12, 17, 22 et 24 ky BP, **Figure 2.8**), indiquant que le $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber* de la carotte MD02-2529 enregistre une variabilité hydrologique régionale caractéristique des eaux de surface du bassin de Panama.

1.2.2. Mesures des isotopes stables de l'espèce *N. dutertrei*

Les mesures du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ effectuées sur l'espèce *N. dutertrei* sont présentées pour la dernière période glaciaire, avec une résolution moyenne d'environ 250 ans pour l'intervalle 0-65 ky BP et de 500 ans pour l'intervalle 65-90 ky BP (**Figure 2.9**).

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ au sommet de la carotte enregistrées par *N. dutertrei* sont d'environ -0,5‰, en accord avec les données actuelles mesurées dans le bassin de Panama et inférieures de presque 1‰ à la valeur attendue pour la calcite à l'équilibre aux profondeurs de la thermocline (**Figure 2.6a**). Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur *N. dutertrei* des derniers 20 ky BP sont marquées par une augmentation progressive d'environ 2‰, passant ainsi des valeurs modernes d'environ -0,5‰ à des valeurs d'environ 1,5‰ à 20 ky BP (**Figure 2.9**). Entre 20 et 30 ky BP, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ fluctuent entre 0,8‰ et 1,8‰ à l'échelle du millénaire, puis diminuent rapidement entre 30 et 35 ky BP où elles atteignent des valeurs d'environ 0,6‰ (**Figure 2.9**). Le reste de la séquence est marqué par des variations du $\delta^{18}\text{O}$ à l'échelle du millénaire avec des amplitudes comprises entre 0,2 et 1‰ (**Figure 2.9**).

Le $\delta^{13}\text{C}$ de *N. dutertrei* enregistré au sommet de la carotte est d'environ 1,6‰, ce qui est supérieur d'au moins 0,3‰ au $\delta^{13}\text{C}$ actuel enregistré par de *N. dutertrei* dans la région (**Figure 2.6b**). D'autre part, cette valeur est inférieure d'environ 0,2‰ aux valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ du bassin de Panama (**Figure 2.6b**), et comparable aux valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ enregistrées par *G. ruber* au sommet de la carotte (**Figure 2.6b, 2.7**). Par la suite, reconstituer la nutricline en calculant le gradient de $\delta^{13}\text{C}$ entre les deux espèces de foraminifères planctoniques nécessitera une normalisation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de chaque espèce vis-à-vis du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (voir Chapitre 1, § 2.1.3 pour l'effet vital des foraminifères planctoniques sur les valeurs de leur $\delta^{13}\text{C}$).

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ de *N. dutertrei* des derniers 15 ky BP diminuent de 1,8‰ à 1‰ entre 0 et 15 ky BP, période pendant laquelle deux minima centrés sur 5 et 10 ky BP sont superposés (**Figure 2.9**). Entre 15 et 20 ky BP, une augmentation de 0,4‰ est enregistrée, et suivie d'une période pendant laquelle les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ de 1,6‰ sont restées relativement constantes entre 20 et 35 ky BP (**Figure 2.9**). Une seconde période de diminution du $\delta^{13}\text{C}$ est enregistrée entre 35 et 55 ky BP, avec des valeurs passant progressivement de 1,6‰ à 0,6‰ (**Figure 2.9**). Enfin, l'intervalle 55-90 ky BP est marqué par une augmentation d'environ 1‰, ponctuée par des variations millénaires du $\delta^{13}\text{C}$ (**Figure 2.9**).

Le $\delta^{18}\text{O}$ de *N. dutertrei* ne sera pas utilisé par la suite car les variations des températures de subsurface ne sont pas connues, et donc le $\delta^{18}\text{O}$ de *N. dutertrei* ne peut pas être utilisé pour reconstituer les variations des paramètres hydrologiques en base de thermocline. Néanmoins, s'il est couplé au $\delta^{13}\text{C}$ de *G. ruber*, le $\delta^{13}\text{C}$ de *N. dutertrei* permet de reconstituer le gradient de $\delta^{13}\text{C}$ entre les eaux de surface et de subsurface, et être utilisé comme un indicateur de la nutricline.

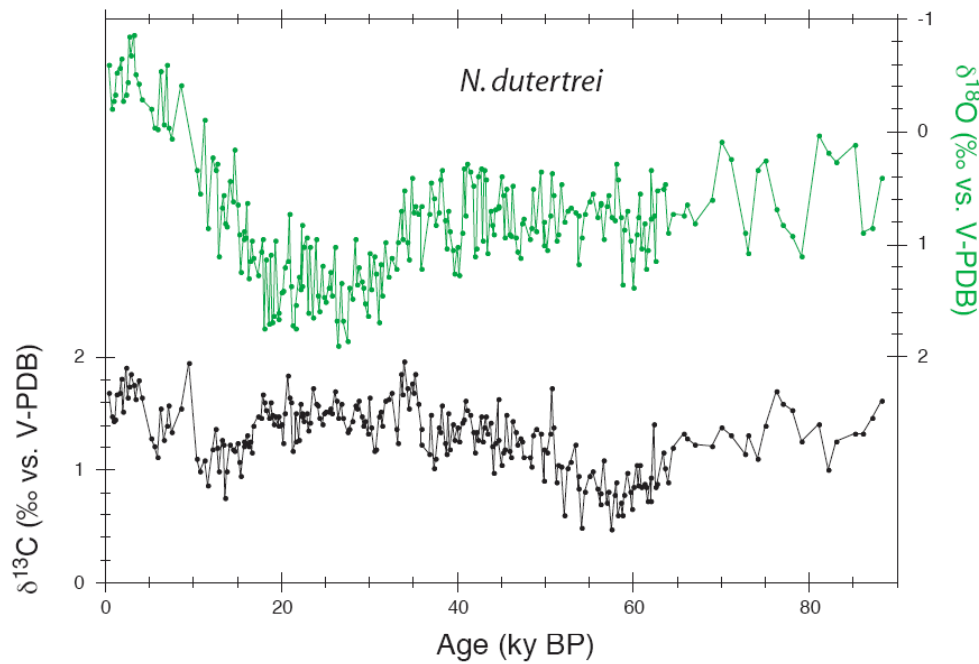


Figure 2.9 : Variations temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ (en vert) et du $\delta^{13}\text{C}$ (en noir) mesurées sur l'espèce *N. dutertrei* pour les derniers 90 ky BP.

Figure 2.9: Temporal variations of $\delta^{18}\text{O}$ (in green) and of $\delta^{13}\text{C}$ (in black) measured on *N. dutertrei* for the last 90 ky BP.

1.2.3. Estimation du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface et variations des salinités régionales

Afin d'estimer les variations temporelles des salinités régionales, il est nécessaire de corriger le $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber* des variations de températures des eaux de surface (pour obtenir le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) et des variations du $\delta^{18}\text{O}$ océanique global lié aux fluctuations du volume des glaces (pour obtenir le $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, indicateur de salinités régionales, cf. **Figure 2.10**, se rapporter également au §2.1., Article#1 et supplément).

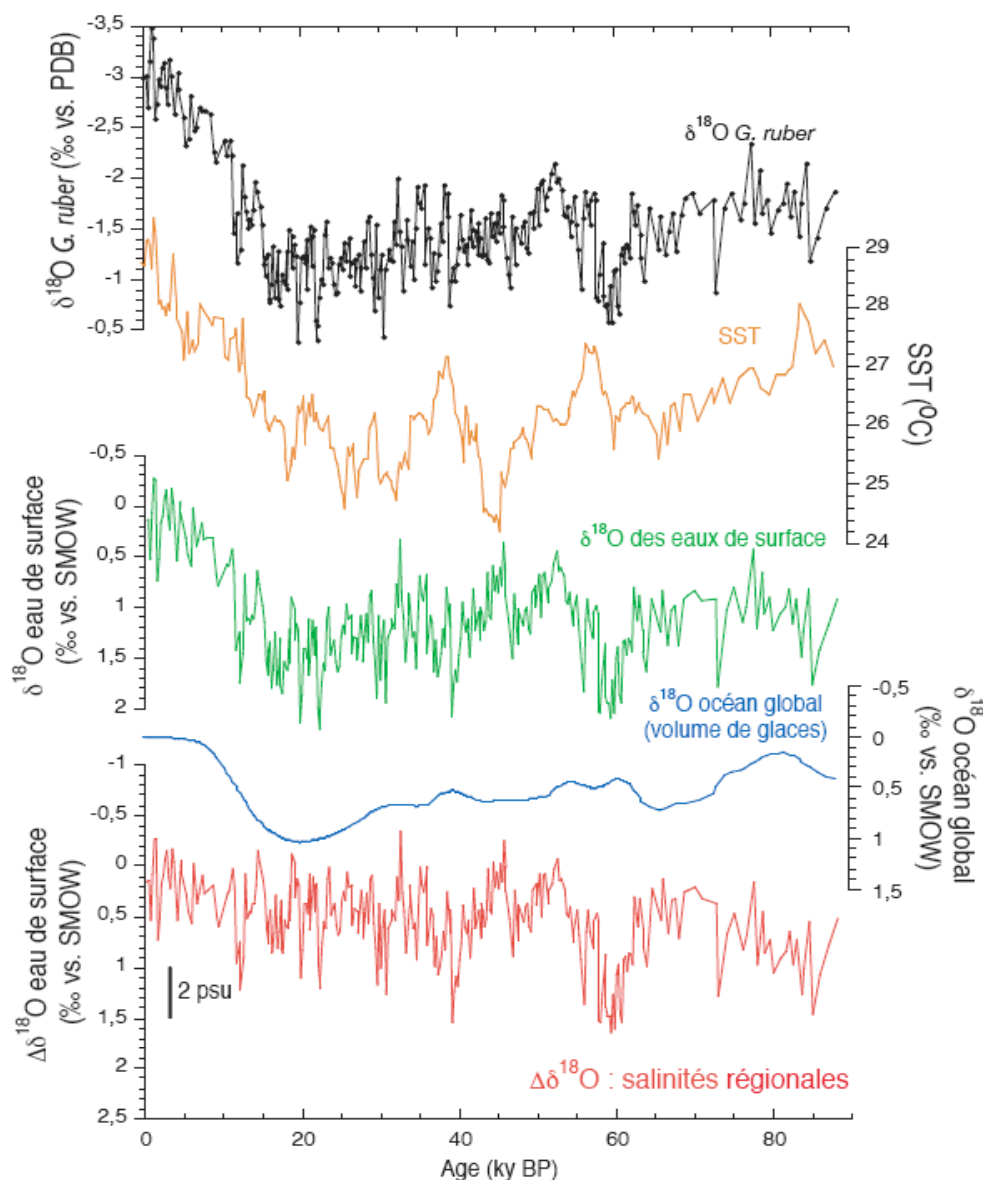


Figure 2.10 : Calcul du $\Delta\delta^{18}O_{sw}$ (indicateur de salinités régionales) : variations temporelles du $\delta^{18}O$ de G. ruber (en noir), des températures des eaux de surface déduites de l' $U_{37}^{k'}$ (en orange), du $\delta^{18}O_{sw}$ calculé en combinant le $\delta^{18}O$ de G. ruber et les températures de surface déduites de l' $U_{37}^{k'}$ (en vert), du $\delta^{18}O_{sw}$ océanique global (Waelbroeck et al., 2002, en bleu) et du $\Delta\delta^{18}O_{sw}$ (en rouge). La relation $\Delta\delta^{18}O_{sw}$ /salinité est indiquée en bas de figure (barre verticale, Benway et Mix, 2004, **Figure 1.24**).

Figure 2.10: Calculation of the $\Delta\delta^{18}O_{sw}$ (a regional salinity indicator): temporal variations of the $\delta^{18}O$ measured on G. ruber (in black), of sea surface temperatures estimated from $U_{37}^{k'}$ (in orange), of $\delta^{18}O_{sw}$ calculated by combining the $\delta^{18}O$ of G. ruber and sea surface temperatures deduced from $U_{37}^{k'}$ (in green), of the global oceanic $\delta^{18}O_{sw}$ (Waelbroeck et al., 2002, in blue), and of $\Delta\delta^{18}O_{sw}$ (in red). The $\Delta\delta^{18}O_{sw}$ /salinity relationship is indicated at the bottom of the figure (vertical black line, Benway et Mix, 2004, **Figure 1.24**).

2. Dynamique climatique des basses latitudes : Discussion

Dans le premier chapitre, j'ai montré que les variations de salinités régionales sont étroitement liées aux taux de précipitations régionales (**Figure 1.14d, e**). Dans la suite de ce chapitre, les variations de salinités régionales seront interprétées en termes de variations temporelles des pluviosités.

La **Figure 2.10** indique clairement que les variations de températures et de salinités des eaux de surface ne répondent pas au même type de forçage car elles sont fortement découplées : tandis que les températures suivent des variations de faible amplitude (2 à 3°C) et lentes (à l'échelle de la dizaine de milliers d'années), les variations de salinité (liées aux régimes de moussons associés à la dynamique de l'ITCZ) sont rapides (à l'échelle du millénaire) et de grande amplitude (entre 2 et 4 p.s.u.).

2.1. *Variations temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et implications pour la variabilité climatique rapide pendant le MIS3 (Article#1)*

Les résultats et discussions abordés dans ce chapitre se trouvent principalement détaillés dans l'Article #1. En guise d'introduction, la problématique est replacée dans un contexte global et des arguments supplémentaires en faveur du mécanisme proposé sont présentés.

Les variations de l'efficacité du transport atmosphérique de vapeur d'eau depuis l'Atlantique vers le Pacifique pendant la dernière période glaciaire, paramètre influençant le budget de sel dans l'Atlantique Nord impliqué dans la formation des NADW en océanographie actuelle, sont encore peu documentées. Une étude récente focalisée sur les derniers 30 ky BP suggère que le transfert de vapeur a augmenté, puis diminué pendant les épisodes du Bolling-Allerod et du Younger Dryas, respectivement (Benway et al., 2006). Néanmoins la correspondance entre variations du transfert d'eau douce et variations climatiques aux hautes latitudes ne sont pas évidentes pour l'intervalle 20-30 ky BP (et particulièrement pendant les Heinrich 2 et 1), et les biais supplémentaires dus à la superposition du signal de la déglaciation ne permettent pas de définir sans ambiguïté un mode d'opération clair entre transfert de vapeur et intensité de la circulation thermohaline (Benway et al., 2006).

Les migrations latitudinales de l'ITCZ déduites des sédiments du bassin de Cariaco ont révélé qu'aux stades et interstades correspondaient des positions Sud et Nord de la latitude moyenne de l'ITCZ, respectivement, favorisant ainsi le transfert de vapeur à travers l'Amérique centrale pendant les interstades (Peterson et al., 2000). Cette hypothèse a été remise en cause par un enregistrement des salinités de surface dans la mer des Caraïbes (Schmidt et al., 2004) puis dans la mer des Sargasses (Schmidt et al., 2006), indiquant une augmentation des salinités de surface pendant les événements de Heinrich et associés aux stades de DO.

De ces études, aucune ne retrace véritablement les variations du transfert de vapeur à l'échelle des événements DO, et à l'heure actuelle il n'existe pas de données permettant de contraindre les transferts de vapeur d'eau interocéaniques pendant la dernière période glaciaire. Dans l'article présenté dans ce paragraphe, les salinités servent à retracer la dynamique de l'ITCZ, et donc les variations de transfert de vapeur d'eau qui en découlent. La situation géographique de la carotte MD02-2529 est idéale pour examiner l'évolution du transfert de vapeur d'eau nécessairement associée aux variations saisonnières de l'ITCZ (Benway et al., 2004 ; Liu et Tang, 2005 ; cf. Chapitre 1 § 1.4.1.1).

Outre par les transferts de vapeur d'eau, les variations de salinité pourraient alternativement dépendre de changements des systèmes de courants de surface, de variations dans la source de la vapeur d'eau précipitée au site de la carotte ou encore des processus d'upwelling/mixing de la colonne d'eau. Néanmoins, les variations de salinités à l'échelle du millénaire de 2 à 4 p.s.u. enregistrées dans la carotte excèdent largement les gradients horizontaux de salinités des différents courants de la zone d'étude (**Figure 1.14a, b**), rendant improbable un impact de la courantologie sur les variations temporelles de salinités. De plus, à l'échelle des zones sous l'influence des migrations saisonnières de l'ITCZ, la zone du Pacifique Est-équatorial qui est caractérisée par des températures favorables à l'évaporation et à la convection atmosphérique profonde a une extension régionale relativement réduite, interdisant ainsi des variations drastiques de la zone source de vapeur d'eau. Enfin, le calcul du gradient de $\delta^{13}\text{C}$ entre les espèces de foraminifères planctoniques de surface et de subsurface (indicateur de stratification des masses d'eau) ne montrent pas de corrélation ($r^2=0,013$, **Figure 2.12b**) entre les salinités de surface et la nutricline, indiquant que les salinités ne sont en aucun cas influencées par des phénomènes d'upwelling/mixing (**Figure 2.11**).

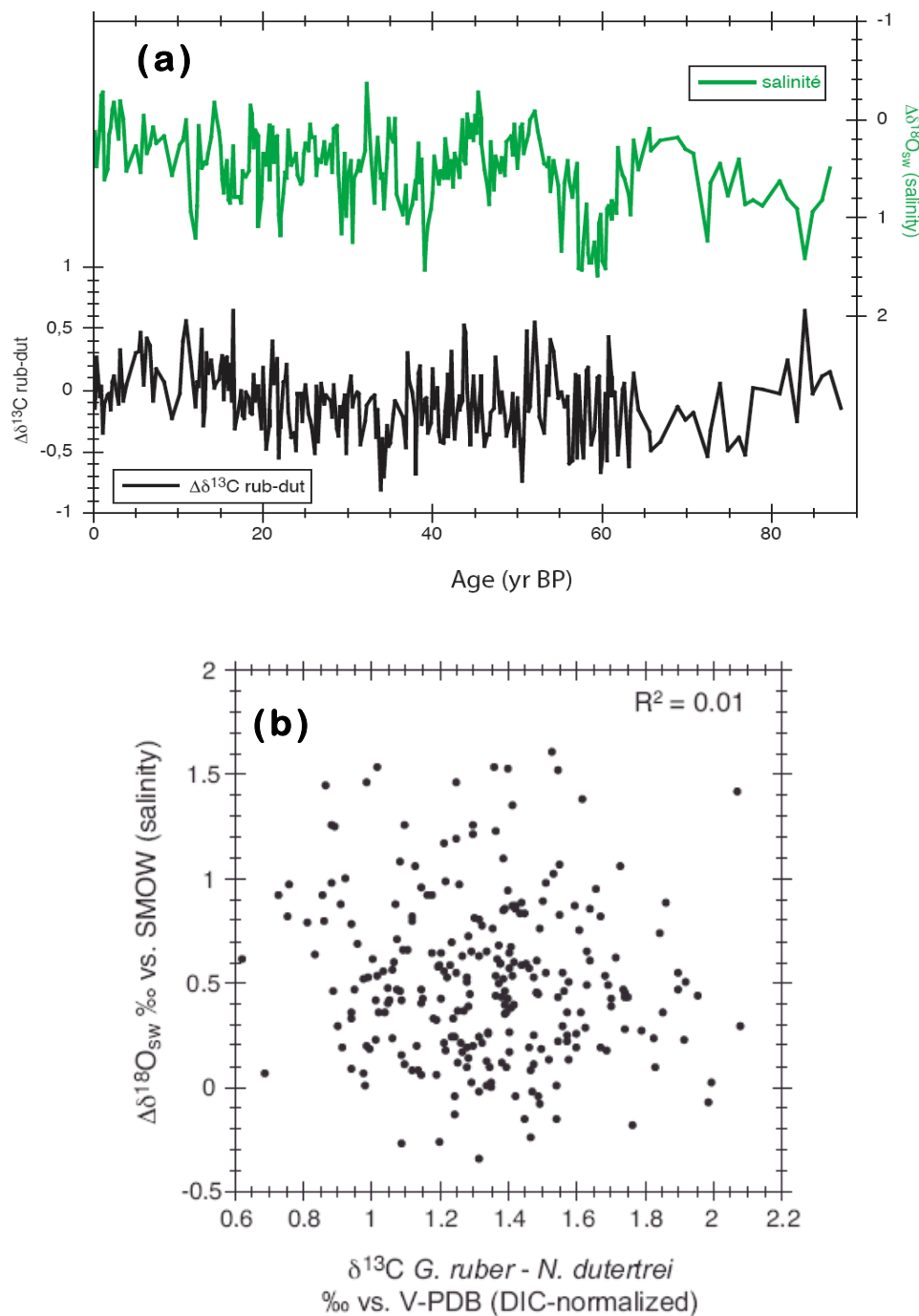


Figure 2.11 : Estimation de l'influence possible de processus d'upwelling/mixing sur les salinités des eaux de surface. (a) Comparaison entre les variations temporelles des salinités de surface (en vert) et le gradient de $\delta^{13}\text{C}$ entre les deux espèces de foraminifères planctoniques *G. ruber* et *N. dutertrei*, utilisé comme indicateur de stratification des masses d'eaux de surface. (b) Relation entre $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ et gradient interspécifique du $\delta^{13}\text{C}$ normalisé au $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$.

Figure 2.11: Estimation of a possible influence of upwelling/mixing on sea surface salinities. (a) Comparison between the temporal variations of sea surface salinities (in green) with the $\delta^{13}\text{C}$ gradient between the planktonic foraminifera species *G. ruber* and *N. dutertrei*, used as a surface water masses stratification indicator. (b) Relationship between the $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ and the interspecific gradient of $\delta^{13}\text{C}$ normalized to the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$.

Les salinités de surface déduites de l'étude de la carotte MD02-2529 indiquent que le transfert d'eau douce est accru pendant les interstades, lorsque la position moyenne de l'ITCZ est au Nord, et tend donc à augmenter la salinité de l'Atlantique Nord (Leduc et al., 2006). A l'inverse, la migration vers le Sud de l'ITCZ pendant les stades ne permet pas le transfert interocéanique de vapeur d'eau, qui est empêché par la cordillère des Andes agissant comme un barrage au transfert de vapeur. Cette vapeur d'eau qui n'est plus transférée pendant les stades recircule dans l'Atlantique Nord via l'Amazone et contribue donc à une diminution des salinités en Atlantique Nord. Ce type de mécanisme représente une rétroaction positive sur la formation d'eaux profondes en Atlantique Nord, tendant à stabiliser la circulation thermohaline dans un mode « on » ou « off ». Ainsi, la dynamique atmosphérique des basses latitudes peut avoir contribué à la variabilité climatique rapide et abrupte des hautes latitudes en modulant le budget de sel de l'Atlantique Nord.

Ci-dessous est reporté un article intitulé « Atmospheric moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes », ainsi que les informations supplémentaires relatives à l'article. Les deux tables (« modèle d'âge » et « résultats ») sont reportées en annexes.

Référence :

LEDUC G., VIDAL L., TACHIKAWA K., ROSTEK F., SONZOGNI C., BEAUFORT L., BARD E., Moisture transport across Central America associated to abrupt climatic changes. *Nature*, 445, 908-911 (2007)

Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes

Guillaume Leduc, Laurence Vidal, Kazuyo Tachikawa, Frauke Rostek, Corinne Sonzogni, Luc Beaufort & Edouard Bard.

CEREGE, UMR6635, CNRS Université Paul Cézanne Aix-Marseille III, Europôle de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France

A significant flux of moisture escapes from the Atlantic to reach the Pacific Ocean across Central America¹. This fresh water transport leads to a higher salt content in the North Atlantic, which ultimately favours the formation of North Atlantic Deep Water (NADW)². Since NADW variations are associated with abrupt climate changes³, modifications in the inter-oceanic moisture flux may have been involved in rapid changes such as Dansgaard/Oeschger events. Therefore, studying the dynamics of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) and its related water vapour transport across Central America may provide new insights into past interoceanic connections due to atmospheric circulation⁴. For this purpose, we reconstruct surface hydrology data concerning the Eastern Equatorial Pacific over the last 90 ky BP. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$ (a proxy for salinity) was calculated by combining paleotemperature proxies and oxygen isotope analyses on the surface-dwelling foraminifer *Globigerinoides ruber*. The estimated $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$ values exhibit fluctuations of about 1‰ at the millennial timescale, implying that regional sea surface salinity (SSS) changes are mainly driven by the ITCZ dynamics. Indeed, we find SSS decreases to be closely related to the northward migration of the tropical Atlantic ITCZ⁵, and ultimately with Greenland interstadials⁶. Conversely, SSS maxima recorded during Heinrich events are due to a southward migration of the ITCZ. Indeed, during Heinrich events, the orographic blocking effect of the Andes led to the recirculation of freshwater into the North Atlantic. Comparison with paleoclimatic records obtained in the Atlantic sector allows to identify changes of water vapour export across the Panama Isthmus superimposed on the main precipitation changes linked to the latitudinal shifts of the ITCZ. Our study shows that

millennial-scale fluctuations of water vapour transport constitute an important feedback mechanism for abrupt climate changes, which modulates the North Atlantic salt budget, and hence NADW formation as well⁷.

The paleotemperatures recorded in Greenland ice cores and North-Atlantic sediments indicate rapid and cyclic fluctuations on a millennial timescale during the last glacial period (the so-called Dansgaard-Oeschger⁶ and Heinrich events⁸, H-DO variability). These abrupt climatic shifts are best documented in the North Atlantic area during the Marine Isotope Stage 3⁸ (MIS3, between 59 and 25 ky BP), and are intimately linked to the process of North Atlantic Deep Water (NADW) formation^{2,3}. Tropical paleoclimate studies have shown similar rapid and cyclic patterns, in which DO like features are clearly observed^{5,9,10}. This similarity is particularly well imprinted in areas sensitive to summer monsoon fluctuations, which were linked to latitudinal shifts of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ)^{9,10}. To explain the existence of H-DO features at different latitudes, we need to understand how climatic teleconnections are set up between high and low latitudes and/or different ocean basins^{11,12}.

In the present-day climatology, the interoceanic transfer of fresh water from the Atlantic to the Pacific Oceans maintains the high Atlantic salinity required for NADW formation¹. Modelling studies imply that the modern vapour flux between these two oceanic basins range from 0.13¹ to 0.45¹³ Sv (1 Sv = 10⁶m³/s). This vapour flux is due to the combination of strong easterlies and increased atmospheric humidity within the Caribbean region, that are both required to efficiently transfer moisture across Central America¹⁴ (see Supplementary Information SI1). This combination occurs during the boreal summer, when the ITCZ is shifted northward (see Supplementary Figure SF2).

For the Last Glacial Maximum (LGM), different models show either an increased¹⁵ or a decreased¹⁶ water vapour export from the Atlantic Ocean. Recent work on marine sequences covering the last deglaciation suggested that the cross-isthmus vapour transport was not strongly affected by glacial boundary conditions¹⁷. Rather, the interoceanic water vapour transport seems to have been enhanced when the ITCZ was shifted northward within the Eastern Equatorial Pacific (EEP) region and vice-versa, pointing to millennial-scale fluctuations of the interbasin salt contrast throughout the LGM and Holocene¹⁷. From this point of view, the EEP appears to be a key climatic crossroad involved in rapid climatic changes. In order to better understand how the ITCZ dynamics as well as moisture transfer changes across Central America evolved with respect to the H-DO variability, it is crucial to

gather observations covering the entire sequence of these millennial scale events, in particular the prominent six Heinrich events (H events).

In this study, we characterize the EEP hydrology during the entire last glacial period at a centennial resolution. We make use of the fact that regional Sea Surface Salinities (SSS) are intimately linked to the intensity of the ITCZ and its mean latitudinal position (Fig. 1, see Supplementary Information SI1). Thus, past SSS fluctuations allow tracking variations in water vapour transport across the Panama Isthmus, specifically with respect to the H-DO variability.

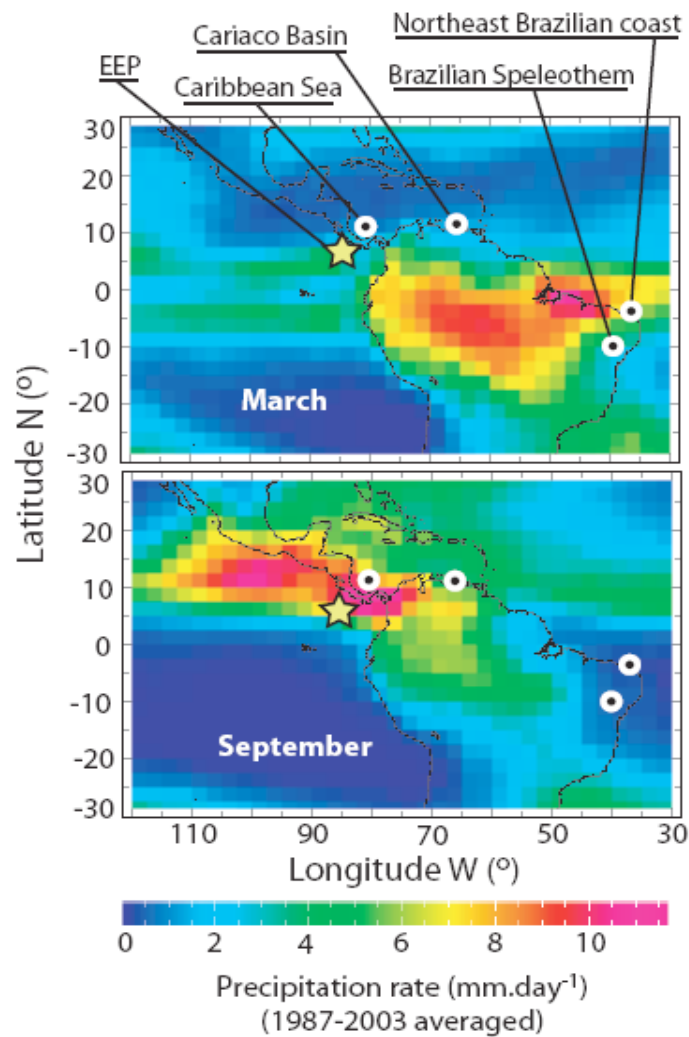


Figure 1: Averaged precipitation rates over South America for March (upper panel) and September (lower panel) for the 1987-2003 A.D. period. Black dots indicate locations of paleoclimatic archives discussed in the text, i.e. the comparison of the EEP (core MD02-2529, yellow star, this study) to the sedimentary sequences of the Cariaco Basin (ODP hole 1002C)⁵, of the Caribbean Sea (core VM28-122 and ODP hole 999A)²³ and of the North-eastern Brazilian margin (core GeoB3104-1/3912-1)²² as well as the North-eastern Brazil speleothem growing phases²¹. Rainfall data were retrieved from the International Research Institute for Climate Prediction and are available at <http://iri.ldeo.columbia.edu>

The sediment core MD02-2529 (08°12.33'N, 84°07.32'W, 1,619 m water depth) is situated within the northeastern equatorial Pacific warm pool, near the Panama Basin. We estimated the regional SSS over the last 90 ky BP by measuring the $\delta^{18}\text{O}$ on the surface-dwelling foraminifer *Globigerinoides ruber* ($\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$) coupled with alkenone-based (using $U_{37}^{k'}$) and *G. ruber* Mg/Ca-based paleotemperature data (see Supplementary Information SI2). The age model is constrained by a series of radiocarbon ages and by isotopic stratigraphy using the $\delta^{18}\text{O}$ temporal variations measured on two benthic foraminifer species (Fig. 2d,e, see Supplementary Information SI3).

The $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ values are of $\sim -3\text{‰}$ for the Holocene and increase by $\sim 2\text{‰}$ between the MIS2 and the late Holocene (Fig. 2a), in agreement with a record from the same area¹⁷. Rapid $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ variations of 0.5 to 1‰ occurred on a millennial timescale during the MIS2 and the late part of MIS3, with particularly high-amplitude fluctuations between 18 and 25 ky BP as well as between 30 and 40 ky BP. Two longer cycles with saw-tooth shapes are recorded between 40 and 46 ky BP and between 46 and 53 ky BP. From 58 to 90 ky BP, fluctuations are observed with longer wavelengths and weaker amplitude than the $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ shifts during MIS2 and 3.

The Sea Surface Temperatures (SST) reconstruction, at high resolution, agrees well with the record of the Mg/Ca paleothermometer measured on *G. ruber*, except between 20 and 25 ky BP (Fig. 2b). The lower Mg/Ca temperatures of this period might be caused by foraminiferal test dissolution (Fig. 2b, see Supplementary Information SI2). The mean Holocene SST of 28°C is within the range of modern SST values, which vary between 29 and 27.5°C (see Supplementary Figure SF1c). A long-term 3°C increase occurred between 25 and 10 ky BP in $U_{37}^{k'}$ SST. The SST record for MIS3, 4 and 5 is marked by fluctuations of 2 to 3°C, with minima (i.e. 24.5 to 25.5°C) and maxima (i.e. 27 to 28°C) centred at 30, 43 and 65 ky BP, and at 38, 57 and 85 ky BP, respectively. We also observe millennial-scale shifts of SST with amplitudes smaller than 1°C, which are superimposed on the long-term variations of SST. Even if some of these rapid fluctuations seem to be roughly coincident with $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ shifts (Fig. 2a,b), the SST of the EEP appear to vary independently from the millennial-scale variability of $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$. The $\delta^{18}\text{O}$ of seawater ($\delta^{18}\text{O}_{sw}$) estimated by combining the $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ and SST (Fig. 2c; see Supplementary Information SI2 for details of calculation), clearly shows that the large-amplitude millennial-scale $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ fluctuations are driven by $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ variations (Fig. 2a and 2c).

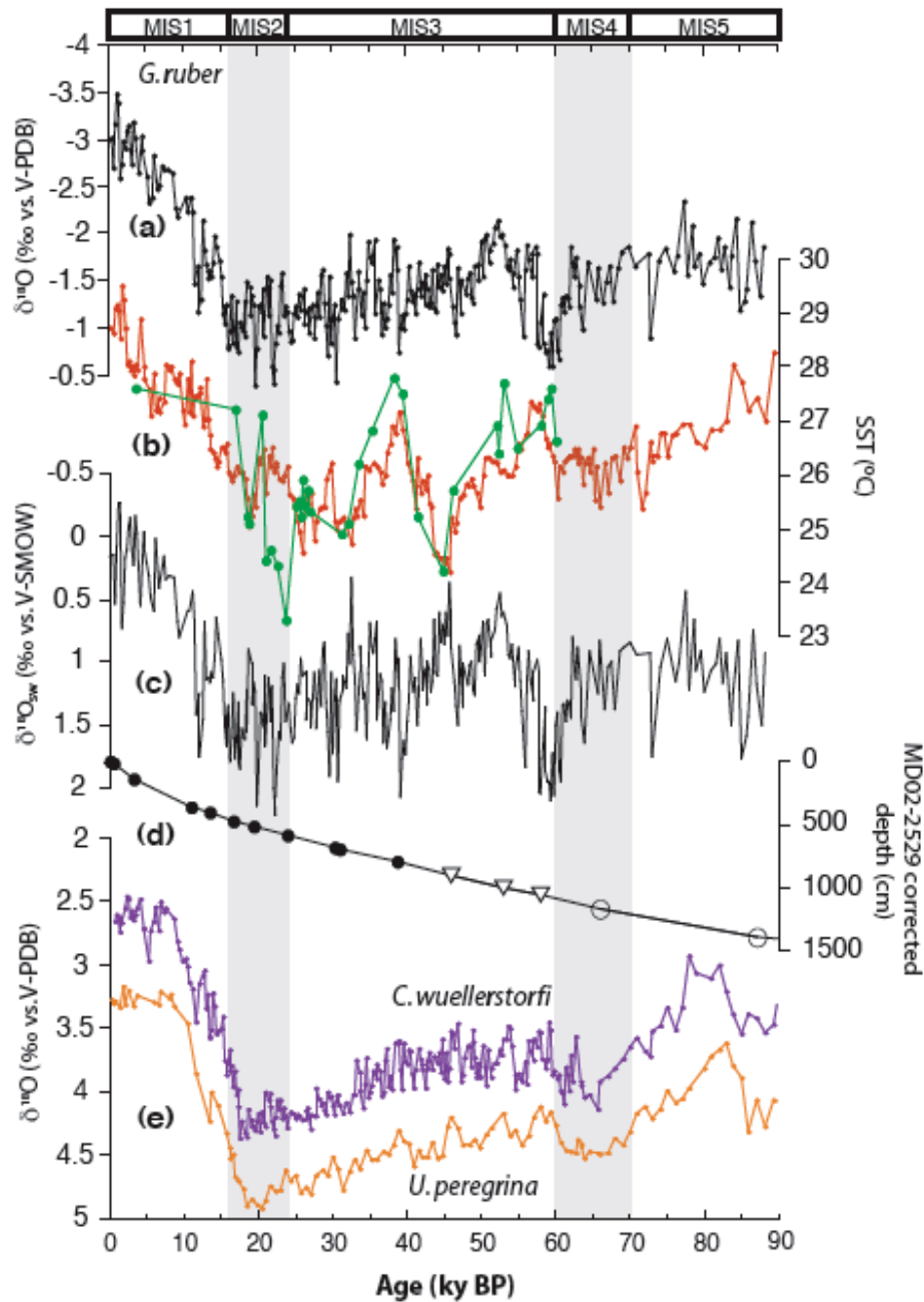


Figure 2: Records of MD02-2529 versus age for the last 90 ky BP. (a) $\delta^{18}\text{O}$ record of the surface-dwelling planktonic foraminifer *G. ruber*. (b) Comparison of SST derived from alkenone (red curve) and *G. ruber* Mg/Ca using the cleaning method including the reductive step (green curve) (see supplementary information SI2 for SST calibration). (c) Calculated $\delta^{18}\text{O}$ of seawater using the $\delta^{18}\text{O}$ of *G. ruber* and the U_{37}^k SST reconstruction (see Supplementary Information SI2 for details of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ calculation). (d) Age-depth relationship based on radiocarbon measurements (black dots) and benthic foraminifera stratigraphy tuned to Byrd (open triangles) and to a benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack (open circles), see Supplementary Information SI3 for the age model construction. (e) $\delta^{18}\text{O}$ record of the benthic species *Cibicoides wuellerstorfi* (blue curve) and *Uvigerina peregrina* (orange curve).

To study regional shifts of SSS, we also removed the effect of continental ice volume variations¹⁸ from the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ calculated for MD02-2529 ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, Fig. 3c, see Supplementary Information SI2). Rapid fluctuations in $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (of the order 0.5 to 1‰) persist throughout the sequence, reflecting local variations of SSS (Fig. 3c). Based on the modern $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ /salinity relationship for Panama basin surface waters⁴, an observed $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ drop of 1‰ corresponds to a salinity decrease of about 4 p.s.u. These changes are highly significant with respect to the typical error on salinity reconstructions under tropical climate that are due to the propagation of error analysis of paleosalinity calculations¹⁹ (see Supplementary Information SI2).

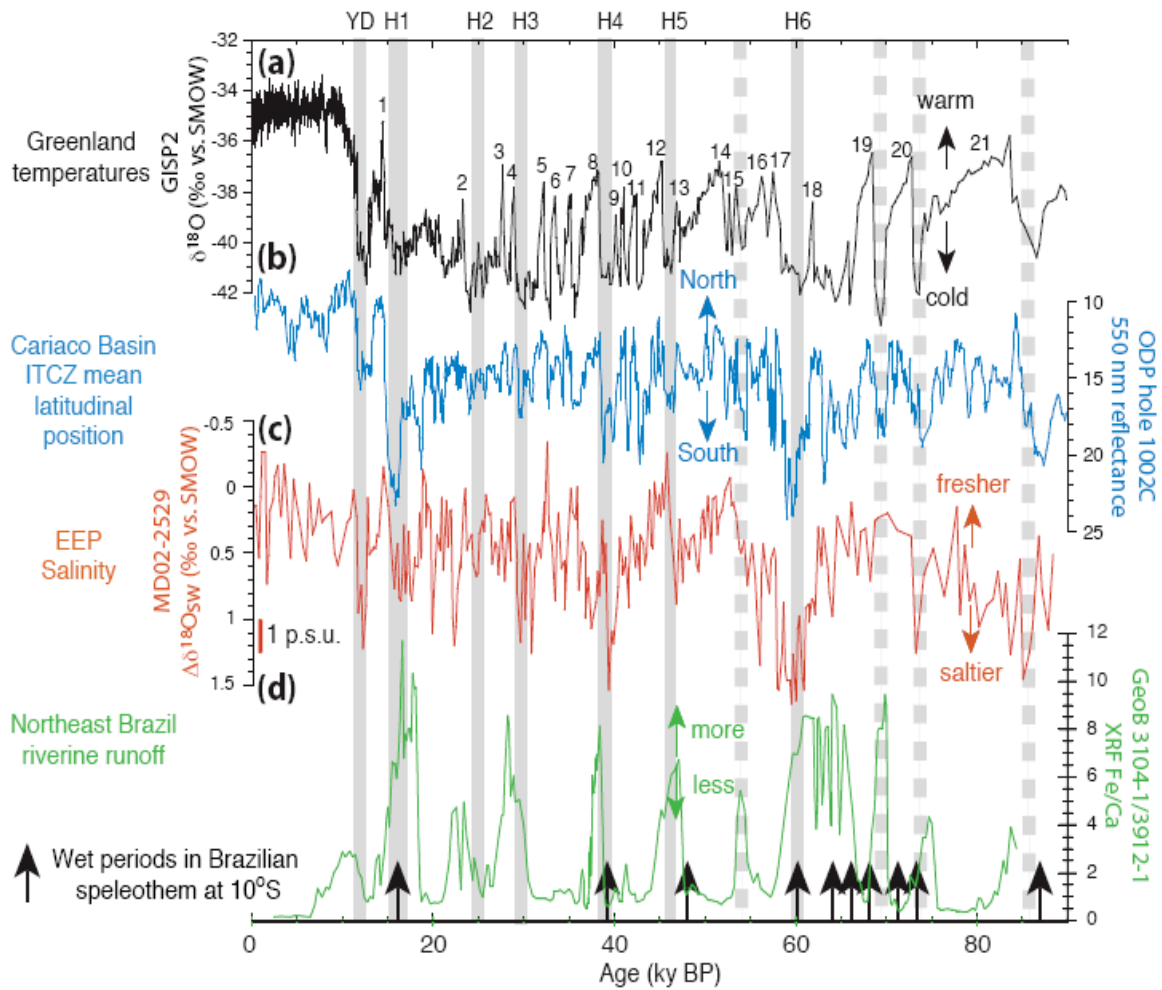


Figure 3: Temporal variations of the calculated $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of MD02-2529, a proxy for local SSS linked to interoceanic net water vapour fluxes, compared to other paleoclimatic records. (a) Greenland GISP2 paleotemperature record⁶, (b) Cariaco Basin sediment reflectance, monitoring the latitudinal mean position of the ITCZ in Northwestern equatorial Atlantic⁵, (c) $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of MD02-2529, (d) Fe/Ca measurements, a proxy for riverine input, performed on sediments retrieved off Brazil²²; black arrows indicate time intervals of the ITCZ southward expansion over Brazil based on well-dated speleothems growth intervals²¹. DO interstadials are labelled on the GISP2 record. Grey vertical bars mark the North Atlantic H events. See Figure 1 for the localisation of tropical paleoclimatic archives.

For the modern climate, a northern position of the ITCZ during the boreal summer leads to increased net precipitation in the EEP region (Fig. 1). Indeed, about half of the EEP precipitation originates from the Caribbean⁴ and is brought to the Pacific side through zonal atmospheric transport across Central America mainly during the wet summer season¹⁴ (see Supplementary Information SI1 and Supplementary Figure SF2). The salinity record based on $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ can thus be used as an indicator of rainfall and, in connection with similar records, of cross-isthmus water vapour transport. Time intervals with low $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ should correspond to an intensified wet summer season, reflecting enhanced water vapour fluxes across the Panama Isthmus.

On the Atlantic side of the Panama Isthmus, the Cariaco Basin is ideally situated to monitor fluctuations in the latitudinal position of the ITCZ as well as large-scale changes of water circulation in the Atlantic Ocean^{5,20} (Fig. 1). The high-resolution reflectance record of the Cariaco Basin results from high/low productivity and terrigenous input associated with the northward/southward shifts of the ITCZ over the last glacial period. The northern position of the ITCZ appears to be in phase with DO interstadials⁵, while southward migrations of the ITCZ are in phase with Heinrich events and DO stadials (Fig. 3a,b). The MD02-2529 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ and Cariaco Basin reflectance data indicate that the northward migration of the ITCZ in the Cariaco Basin is associated with EEP SSS minima that are likely linked to enhanced moisture export from the Atlantic, when the ITCZ was aligned with the southern Mesoamerica low-level mountains channels⁵ (Fig. 3b,c). Therefore, the Equatorial Atlantic and the EEP appear to be efficiently linked through atmospheric teleconnection.

On the other hand, EEP SSS reached maxima during H events and DO stadials (Fig. 3c), which is compatible with a southward migration of the ITCZ accompanied by a decrease in water vapour transport to the Pacific Ocean. The ITCZ displacements are also documented in northeastern Brazil at 10°S by well-dated growth phases of speleothems during the prominent H events, indicating wet climate at these periods²¹ (Fig. 3d). In view of the modern distribution of precipitation over South America in March (Fig. 1), this would imply a southward migration of the ITCZ over the Amazonian Basin at the times of H events (Fig. 3d). These enhanced rainfall time intervals correspond to periods of enhanced runoff to the tropical Atlantic, as is clearly recorded in shallow sediments along the northeastern Brazilian coast²² (Figure 3d). The orogenic blocking of the ITCZ by the Andes prevented the export of water vapour from the Atlantic to the Pacific, and probably induced the recirculation of

freshwater within the Atlantic Ocean during H events and DO stadials, mainly via the Amazon River outflow.

It is useful to consider similar records obtained for cores retrieved on the other side of the Panama Isthmus in order to better understand the EEP hydrological changes and further study moisture transport from the Atlantic to the Pacific. A recent work on a Caribbean sediment core reconstructed regional SSS maxima during H events and the Younger Dryas²³, precisely what is recorded in our EEP SSS reconstruction. Indeed, both sides of the isthmus are strongly influenced by north-south shifts of the ITCZ in both sectors (Fig. 1), making salinity records in phase for their main features. However, a second-order antiphase pattern is superimposed on these prominent variations linked to ITCZ movements. This antiphase modulates the amplitude of salinity changes at both sites without changing the main fact that both records agree in their sign of changes: high salinity during dry H events, low salinity during wet DO interstadials. Evidence for this second-order antiphase is provided by considering the respective amplitudes of salinity changes in the Caribbean and EEP (see Supplementary Figure SF5 showing the salinity increase reconstructed for the six H events and the Younger Dryas event). It is obvious that in all cases the salinity increase is ~2 to 3 times larger on the Pacific side than on the Atlantic side of the isthmus. Our interpretation is that salinity changes linked to ITCZ shifts are modulated on both sides of the isthmus. During these stadial events, the net effect is more freshening on the Atlantic side and salinity increase on the Pacific side. This pattern is precisely the antiphase signature of cross-isthmus moisture transport changes.

Consequently, the $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ record for MD02-2529 provides evidences for rapid fluctuations of interoceanic water vapour transport associated with H-DO climatic oscillations. The MD02-2529 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ values imply that a northerly location of the ITCZ allowed enhanced moisture transport across the Panama Isthmus, potentially leading to the build-up of salt in North Atlantic surface waters. By contrast, a southerly ITCZ position led to the orogenic blocking of moisture transport by the Andes⁵. This freshwater returned preferentially into the Atlantic Ocean, in particular through the Amazonian Basin drainage²². Inevitably, this must have lowered the salinity of low-latitude currents in the Atlantic Ocean, such as the North Brazil Current, the Guyana Current and the Caribbean Current feeding the Gulf Stream.

Does the ITCZ variability provide some clues about the mechanism triggering the abrupt climate changes recorded in Greenland? Indeed, the deuterium excess record from

GRIP ice cores in Greenland show that changes in their source temperature reflect southward shifts of the geographical location of moisture sources during stadials, presumably associated with southward displacements of the ITCZ²⁴. It provides an additional evidence for the key role played by the atmospheric water cycle and its related cross-isthmus moisture transport with respect to the H-DO variability.

Modelling studies attempted to reproduce the H-DO variability related to the formation of NADW by applying small freshwater anomalies of 0.03 Sv to the North Atlantic surface water⁷, that are one order of magnitude smaller than the modern cross-isthmus vapour transport^{1,4,13,15}. In the modern North Atlantic, propagation of low-salinity anomalies initially located at river mouths²⁵ are then advected in the Nordic Seas after a delay of several years with a probable likely influence on NADW formation²⁶. If the ITCZ latitudinal cycles were indeed able to modulate the interoceanic salt contrast at the millennial timescale, then they could have contributed to the freshwater flux forcing applied in modelling experiments⁷. It is also clear that further north in the North Atlantic gyre other feedbacks could operate in a reversed manner²⁷. The combined paleoceanographic evidences and all feedback effects should be considered in modelling these events, that may enlighten our understanding of the modulation of NADW formation process and its related climatic effects.

We then speculate that the tropical paleoclimate might have played a significant role on the abrupt H-DO climate shifts, and was not limited to a passive response to the northern high latitudes climatic variability. Further test of the implications of observed latitudinal and longitudinal hydrological shifts should be performed with models coupling atmosphere and ocean processes at the seasonal scale, and using highly resolved representations of Central and South-America in order to simulate realistic runoff fluxes.

Acknowledgements We acknowledge support from INSU and the French Polar Institute IPEV which provided the RV Marion Dufresne and CALYPSO coring system used during IMAGES VIII MONA cruise. Thanks to Y. Garcin for insightful discussion about the ITCZ dynamics. Paleoclimate work at CEREGE is supported by grants from the CNRS, the ANR, the Gary Comer Science and Education Foundation, and the European Community (project STOPFEN, HPRN-CT-2002-0221). The authors thank Mark Siddall and two anonymous reviewers that helped to clarify the manuscript.

References:

1. Zaucker, F. & Broecker, W. S. The influence of atmospheric moisture transport on the fresh water balance of the Atlantic drainage basin: general circulation model simulations and observations. *J. Geophys. Res.* **97**, 2765-2773 (1992).
2. Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G. & Wolfi, W. A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography* **5**, 469-477 (1990).
3. Bard, E. Climate shock: abrupt climate changes over millennial time scales. *Physics Today* **55**, 32-37 (2002).
4. Benway, H. M. & Mix, A. C. Oxygen isotopes, upper-ocean salinity, and precipitation sources in the eastern tropical Pacific. *Earth Planet. Sci. Let.* **224**, 493-507 (2004).
5. Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A. & Röhl, U. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science* **290**, 1947-1951 (2000).
6. Stuiver, M. & Grootes, P. M. GISP2 oxygen isotope ratios. *Quat. Res.* **53**, 277-284 (2000).
7. Ganopolski, A. & Rahmstorf, S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* **409**, 153-158 (2001).
8. Bond, G., *et al.* Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* **365**, 143-147 (1993).
9. Wang, Y. J., *et al.* A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science* **294**, 2345-2348 (2001).
10. Ivanochko, T. S., *et al.* Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale. *Earth Planet. Sci. Let.* **235**, 302-314 (2005).
11. Broecker, W. S. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science* **300**, 1519-1522 (2003).
12. Vidal, L. & Arz, H. Oceanic climate variability at millennial time scales: models of climate connections, pp. 31-44 in R. W. Battarbee *et al.*, (eds) Past climate variability through Europe and Africa. (Springer, Dordrecht, 2004).
13. Manabe, S. & Stouffer, R. J. Two stable equilibria of a coupled Ocean-Atmosphere model. *J. Climate* **1**, 841-866 (1988).
14. Liu, W. T. & Tang, W. Estimating moisture transport over oceans using space-based observations. *J. Geophys. Res.* **110**, D10101, doi:10.1029/2004JD005300 (2005).
15. Hostetler, S. W. & Mix, A. C. Reassessment of ice-age cooling of the tropical ocean and atmosphere. *Nature* **399**, 673-676 (1999).

16. Schmittner, A., Meissner, K. J., Eby, M. & Weaver, A. J. Forcing of the deep ocean circulation in simulations of the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography* **17**, 1015 doi:10.1029/2001PA000633 (2002).
17. Benway, H. M., Mix, A. C., Haley, B. A. & Klinkhammer, G. P. Eastern Pacific Warm Pool paleosalinity and climate variability: 0-30 kyr. *Paleoceanography* **21**, PA3008, doi:10.1029/2005PA001208 (2006).
18. Waelbroeck, C., *et al.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.* **21**, 295-305 (2002).
19. Schmidt, G. A. Error analysis of paleosalinity calculation. *Paleoceanography* **14**, 422-429 (1999).
20. Black, D. E., *et al.* Eight centuries of North Atlantic ocean atmosphere variability. *Science* **286**, 1709-1713 (1999).
21. Wang, X., *et al.* Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* **432**, 740-743 (2004).
22. Arz, H. W., Pätzold, J. & Wefer, G. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediments yield inferred from last-glacial marine deposits off Northeastern Brazil. *Quat. Res.* **50**, 157-166 (1998).
23. Schmidt, M. W., Spero, H. J. & Lea, D. W. Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation. *Nature* **428**, 160-163 (2004).
24. Masson-Delmotte, V., *et al.* GRIP Deuterium excess reveals rapid and orbital-scale changes in Greenland moisture origin. *Science* **309**, 118-121 (2005).
25. Masson, S. & Delecluse, P. Influence of the Amazon River runoff on the Tropical Atlantic. *Phys. Chem. Earth (B)* **26**, 137-142 (2001).
26. Mignot, J. & Frankignoul, C. Interannual to interdecadal variability of sea surface salinity in the Atlantic and its link to the atmosphere in a coupled model. *J. Geophys. Res.* **109**, C04005 doi:10.1029/2003JC002005 (2004).
27. Schmidt, M. W., Vautravers, M. J. & H. J. Spero. Rapid subtropical North Atlantic salinity oscillations across Dansgaard-Oeschger cycles. *Nature* **443**, 561-564 (2006).

Supplementary information

SI1. EEP climatology

1) present-day atmospheric and oceanographic settings

Core MD02-2529 (08°12.33'N; 84°07.32'W; 1619 m water depth) was collected during the IMAGES VIII/MD 126 MONA oceanographic cruise (Fig. SF1a,b), off the Costa Rican margin. At the core location, SST are higher than 27°C and SSS are lower than 33.2 p.s.u. throughout the year (Fig. SF1c,d). The permanently low salinity of surface waters of the Panama Basin is maintained by the annual cycle of the ITCZ and its related surface currents. The dry and wet seasons occur between December and April (boreal winter), and between May and November (boreal summer), respectively (Fig. SF1e).

In March, northeasterly trade winds blow from the Atlantic area through low-level mountain gaps located onshore of the Tehuantepec Gulf (TG), the Nicaraguan Margin (NM) and the Panama Bight (PB), leading to a reduction in regional rainfall by shifting the ITCZ southward (Fig. SF1a,e, Fig. SF2). Wind-induced upwelling and mixing near the coast decrease the SST at TG, NM and PB (Fig. SF1a). No wind-induced upwelling affects the local hydrology at the coring site, which is situated in the lee of the Talamanca Cordillera (TC) culminating at between 3,000 and 4,000 m above sea level (Fig. SF1a). Northeasterly trades blowing across the NM and PB create westward flows of surface waters that advect into the North Equatorial Current (NEC) and the South Equatorial Current (SEC), respectively (Fig. SF1a). The westward advection of low-salinity (<32.5 p.s.u.) coastal currents - initially located close to the Colombian margin – causes a reduction in the SSS at the core location in March and April (Fig. SF1a,d) and make the surface circulation within the Panama Basin cyclonic. The absence of cloud cover leads to SST maxima during the dry season, remaining warmer than 28.5°C from December to May (Fig. SF1c).

The wet season between May and November is related to the northward shift of the ITCZ (e.g. September in Fig. SF1b and Fig. SF2), which leads to large amounts of rainfall during the summer monsoon over the MD02-2529 core location (Fig. SF1e, Fig. SF2). From May to July, the increasing cloud cover as well as the maximum development of the Costa Rica Dome [S1] lead to a SST drop, in turn responsible for a substantial weakening of deep atmospheric convection, at the origin a mid-summer dry season occurring in July [S2] (see July in Fig. SF1e). Then, increased solar radiation over the warm pool occurring during the mid-summer dry season permits the reinvigoration of deep atmospheric convection, resulting in a second precipitation maximum between August and November. For these reasons, the

precipitation patterns of the wet season is bimodal [S2]. This wet season is in turn responsible for the general decrease in SSS between May and December (Fig. SF1d). Below the ITCZ, the trade winds weaken, allowing the eastward advection of the warm (29°C) and low-salinity waters (32 p.s.u.) of the North Equatorial Counter Current (NECC). This allows the mixing of NECC waters with EEP surface waters, while the NEC and SEC move northward and southward, respectively (Fig. SF1b). When it attains the Panama Bight, the NECC then flow southward, and the Panama Basin surface circulation becomes anticyclonic [S3]. During the wet season, the summer monsoon precipitation reduces the SSS from roughly 33 to 32 p.s.u. at MD02-2529 coring site (Fig. SF1d,e).

The regional SSS and the Central America rainfall patterns are unaffected by ENSO warm events [S4]. By contrast, El Niño years are marked rather by positive SST anomalies of 1 to 2°C in the Panama Basin. At the core location, these SST anomalies are imprinted in the $\delta^{18}\text{O}$ record of recent corals as a 0.2 to 0.4‰ negative anomaly, which is superimposed onto the mean annual variability of 0.9‰ of the $\delta^{18}\text{O}$ of corals due to the SSS seasonal cycle, and linked to the ITCZ dynamics [S4]. At the site of core MD02-2529, the millennial-scale $\delta^{18}\text{O}$ variability of 1‰ recorded by the surface-dwelling planktonic foraminifer *G. ruber* is hence unlikely to be affected by the ENSO dynamics.

Due to the high temperatures and low salinity of the surface waters, a strong pycnocline is set up between 30 and 70 m water depth at the core location (Fig. SF3). The seasonal variability of the pycnocline appears to be insignificant (Fig. SF3).

2) present-day seasonality of cross-isthmus freshwater fluxes

The seasonal timing as well as the exact amount of atmospheric freshwater flux that crosses Central America can be estimated from satellite data [S5]. The moisture transport is by definition the product of the precipitable water and an equivalent velocity integrated over the height of the atmosphere, i.e. the depth-averaged wind velocity weighted by humidity [S5]. For the Central America area, it is clear that predominant Easterlies situated in the Caribbean region are crossing the Central America during all seasons [S6], potentially leading to moisture export from the Atlantic throughout the year (Fig. SF2). However, the precipitable water content of the atmosphere on the Caribbean side of the Central America is reduced during the boreal winter (Fig. SF2). By contrast, during the boreal summer, the Caribbean easterlies transport water vapour from the tropical Atlantic toward the tropical Pacific Oceans. In addition, the ITCZ remains largely above the EEP during the wet season of boreal summer

(e.g. see Figure 1 of the manuscript). At the seasonal scale, the regional SSS variations in EEP are thus clearly triggered by the ITCZ-induced rainfall variations.

During the wet season, the rainfall received in the EEP is both derived from the atmospheric advection of “locally” (or from southerly winds) and “remotely” (or from northeasterly winds) derived moisture [S7]. The Figure SF2 illustrates the atmospheric content of precipitable water that allows tracking the source region of the atmospheric moisture that is precipitated at MD02-2529 coring site during summer. The precipitable water brought from the southerly trades is picked up after these winds have crossed the equator, i.e. above an oceanic region where SST considerably increases between the equatorial divergence and the warm pool. When they cross Central America, the northeasterly trades (i.e. carrying the water vapour across the Panama Isthmus) are already loaded by precipitable water evaporated over the Caribbean Sea. The EEP warm pool is a preferential site of precipitation for this fresh water transported from the Atlantic to the Pacific. A paleoclimatic approach based on SSS is thus suitable to reconstruct changes of rainfall, and hence of moisture transport across Central America.

3) atmospheric and oceanographic settings over the last 90 ky BP

In addition to atmospheric moisture transport across Central America, other processes such as horizontal mixing/advection, non-Atlantic moisture sources and mixing/upwelling from below the thermocline may have modulated the SSS fluctuations recorded in MD02-2529. However these processes are unlikely to be responsible for the main SSS variability patterns when it is kept in mind the SSS amplitudes – i.e. 2 to 4‰ – that we report at the millennial timescale:

- The NECC salinity in the central Pacific is only 1 p.s.u. lower than the surrounding northern and southern surface water masses up to at least 110°W of longitude. Farther east, the salinity then decreases simply because of the intense rainfall that occurs during the wet season, reaching salinities as low as 32.5 p.s.u. Even in the far eastern Pacific, the salinity gradient between the NECC and the broad regional surface waters of the entire EEP region remains largely lower than the SSS shifts that we report. Consequently, a very hypothetical collapse of the NECC could not be responsible for the SSS increase evidenced in core MD02-2529, in particular at times of Heinrich events. Advection processes are thus unlikely to explain the 2 to 4 p.s.u. recorded at the millennial timescale over the last 90 ky BP.

- About half of the rainfall over EEP was derived from the Caribbean Sea, as implied by the isotopic signature of the EEP precipitation [S7]. Because the ITCZ (and core MD02-2529) are located at the edge of the Central American coast, the atmospheric moisture transported by the northern trades must derive from the Caribbean Sea [S5] (see Fig. SF2). The other moisture sources (referred as “local” for the sake of simplicity) derive in fact from a region located in the northern hemisphere. Indeed, the equatorial cold tongue prevents the atmospheric loading because of the relatively cool SST at the equator (Fig. SF2, [S5]). Because of the geometry of the Panama Isthmus as well as the persistence of relatively cold equatorial temperature during glacial times [S8], it is unlikely that these local moisture sources dramatically changed in the past. Moreover, our SST record together with others from the tropical Pacific [S9] clearly show that temperature changes did not follow the H-DO variability at the millennial-centennial time scale. It is thus very unlikely that atmospheric moisture recharge followed by local precipitation would explain the EEP SSS signal recorded in core MD02-2529.
- At least two types of observations indicate that the observed surface waters variability was not driven by upwelling or mixing of the surface water column:

Firstly, the Alkenone-derived SST temporal variations indicate that the sea surface remained warmer than 24°C over the last 90 ky BP (Fig. 2b), implying that subsurface waters were unlikely to have reached the 30m-thick mixed layer (see Fig. SF3 for the present-day thermocline depth).

Secondly, for the last 90 ky BP, measurements of the $\delta^{13}\text{C}$ performed on the thermocline-dwelling species *Neogloboquadrina dutertrei* indicate that the $\delta^{13}\text{C}$ offset between *Globigerinoides ruber* and *N. dutertrei* varied independently of the large-amplitude fluctuations of $\delta^{18}\text{O}$ in *G. ruber*. Figure SF4 shows that the surface salinity proxy ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) is not correlated ($r^2 = 0.01$) with the upwelling proxy based on the $\delta^{13}\text{C}$ gradient between the two planktonic foraminifera (see [S10] for the planktonic foraminifera depth habitat and [S11] for the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ gradients within the water column). It shows convincingly that the sea surface variability was not driven by subsurface waters, and that the pycnocline remained stable throughout the time interval studied.

SI2. Analytical procedures used to generate data available in Table 1

G. ruber was picked from the 250-355 μm size fraction. Samples of about 5 specimens were then reacted in H_3PO_4 at 70°C and the evolved CO_2 was analysed by a Finnigan Delta Advantage mass spectrometer at CEREGE. Stable isotopic ratios are reported in ‰ relative to the V-PDB standard, where $\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{sample}}/{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{standard}}) - 1] \times 1000$. Analytical precision was better than $\pm 0.05\text{‰}$ ($\pm 1\sigma$) based on repeated analyses of a NBS-19 limestone standard. We performed about 80 sample replicates out of a total of about 380 measurements, especially at key depths where rapid isotopic shifts are recorded. The temporal resolution of the *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ dataset is ~ 250 years for the MIS 2 and 3 intervals.

Stable isotope measurements were also performed on the benthic foraminifera species *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Uvigerina peregrina*, using the $> 250 \mu\text{m}$ size fraction. The time resolution of *C. wuellerstorfi* is roughly the same as for the *G. ruber* dataset during MIS2 and 3, while the resolution of *U. peregrina* is three times lower. We performed about 50 sample replicates out of a total of about 330 measurements on *C. wuellerstorfi*, and 3 replicates from a total of about 120 measurements on *U. peregrina*.

Alkenones were extracted from bulk sediment, and analyses of C_{37} alkenones were performed by GC at CEREGE. The sample preparation and alkenone measurement techniques are described in Sonzogni *et al.* [S12]. The SST accuracy has been confirmed by an interlaboratory comparison study [S13]. Because temperatures are higher than 24°C throughout the sequence, we selected the calibration proposed by Sonzogni *et al.* [S12] ($T (^{\circ}\text{C}) = [U_{37}^{k'} - 0.408]/0.019$), which is based on low-latitude core-tops from the Indian Ocean including samples representing SST between 24 and 30°C . This $U_{37}^{k'}$ vs. SST linear equation has a lower slope ($0.019/^{\circ}\text{C}$) than the slope of the linear regression ($0.033/^{\circ}\text{C}$) based on core tops compiled from all oceans [S14]. Although the calibration of Sonzogni *et al.* has not been tested in the EEP, we believe it provides a better estimation for warm SST. Our choice of calibration is justified by a close inspection of the global compilation itself, as given by Müller *et al.* [S14], which suggests a flattening out of the relationship at high temperature. In addition, culture studies of different strains of *Gephyrocapsa oceanica* and *Emiliana huxleyi* [S15] and measurements in sinking particulates [S16, S17] strongly suggest that the true shape of the $U_{37}^{k'}$ vs. SST is probably sigmoidal, with the $U_{37}^{k'}$ index converging asymptotically towards 0 and 1, for low and high temperatures, respectively. We estimate a temporal resolution of ~ 350 years for the $U_{37}^{k'}$ record in the MIS3 interval. The analytical

precision of replicated measurements is better than $0.01 U_{37}^{k'}$ units, while the uncertainty of $U_{37}^{k'}$ SST is $\pm 0.7^{\circ}\text{C}$ for the calibration used [S12]. Hence, the overall uncertainty is thus on the order of 1°C .

The Mg/Ca ratio was measured on *G. ruber*. About 30 shells were weighed prior to multi-step cleaning to estimate the possible influence of dissolution on Mg/Ca ratio. The shells were gently crushed and subjected to a cleaning procedure, which included a reductive step [S18, S19]. The reductive step appears to be crucial for the measurement of Mg/Ca in shells from Panama deep-sea sediments [S20]. Mg/Ca measurements were performed by ICP-OES (Jobin Yvon ULTIMA C) at CEREGE. The SST accuracy has been confirmed by an interlaboratory comparison study [S21]. Fe and Mn were also measured on these samples to monitor Mg contamination by remaining Fe-bearing clay minerals or Mn-bearing oxides and carbonates. With this method, the analytical precision on Mg/Ca is ca. 0.5 % (1σ). Foraminiferal Mg/Ca is converted to SST using the calibration of Lea *et al.* [S22] ($\text{Mg/Ca (mmol/mol)} = 0.30\exp[0.089 \cdot \text{SST } (^{\circ}\text{C})]$). The uncertainty of SST reconstructed from Mg/Ca is estimated at ca. 1°C , similar than for $U_{37}^{k'}$.

Between 20 and 25 kyr BP, Mg/Ca temperatures are 2°C lower than $U_{37}^{k'}$ temperatures. One of the possible reasons for this offset is partial dissolution of shells, which lowers the foraminiferal Mg/Ca. The MIS2 is characterized by relatively high organic carbon content (i.e. about 3 % of dry sediment, Leduc *et al.*, *in prep.*), that has probably induced metabolic-driven dissolution. The weights of *G. ruber* vary between 8 and 14 μg per individual through the studied time interval, and we did not observe any systematic trend with foraminiferal Mg/Ca (Table 1). However, since some shells contain pyrite, shell weight may not be an appropriate indicator of dissolution in this core.

We used $U_{37}^{k'}$ paleothermometry for the high-resolution calculation of the $\delta^{18}\text{O}$ of seawater. To obtain a SST value for each $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ measurement, the $U_{37}^{k'}$ SST record has been linearly interpolated (the depth resolution is 2 to 5 cm, and 5 cm, respectively, for these markers, see Table 1). In our case, such an interpolation is justified because SST does not vary at high frequency, unlike $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$. Although alkenones are carried by finer sized particles than foraminiferal tests, the sedimentation rate – which is higher than 10 cm.ky^{-1} – considerably decreases the phase shift between the two different size fractions and reduces the signal attenuation due to mixing of deep-sea sediment by benthic organisms [S23]. Besides, sediment trap studies of the Panama Basin have pointed out that the maximum flux of *G.*

ruber is concurrent with the main phytoplanktonic bloom during the summer months [S24]. This suggests that, at least for this survey, the $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ and alkenones should have recorded comparable hydrological patterns with respect to the annual variability of SST and SSS. Moreover, long-term variations of both Mg/Ca and $U_{37}^{k'}$ paleothermometers show roughly the same amplitude and phasing, thus justifying the use of alkenones to derive fluctuations in seawater $\delta^{18}\text{O}$.

To estimate the $\delta^{18}\text{O}$ of seawater ($\delta^{18}\text{O}_{sw}$), we used the paleotemperature equation calibrated for symbiont-bearing planktonic foraminifera [S25] in order to correct the $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ values for temperature influence (Fig. 2c). However, obtaining a proxy for regional SSS variations that reflect the rainfall variations strictly speaking (i.e. the $\Delta\delta^{18}\text{O}_{sw}$, see Figure 3c) also requires further correction from the global $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ due to variations of continental ice volumes, that is linearly related to sea level variations. To reconstruct the $\Delta\delta^{18}\text{O}_{sw}$, we removed the long-term ice volume signal [S26]. Even if sea level fluctuations could have occurred at the millennial scale [S27, S28] (and then could have induced global oceanic $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ variations of amplitude higher than that of Waelbroeck et al., [S26]) our calculated $\Delta\delta^{18}\text{O}_{sw}$ cannot be explained in terms of high-frequency sea-level fluctuations, which are one order of magnitude smaller than our $\Delta\delta^{18}\text{O}_{sw}$ record. Also, in the equatorial Pacific Ocean, regional transient changes in the $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ due to deglacial spikes are not expected because of the long-term mixing time of $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ within the ocean [S29]. Then, our $\Delta\delta^{18}\text{O}_{sw}$ record properly represents past regional SSS variations that are linked to the ITCZ dynamics.

Based on the modern $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ /salinity linear relationship for Panama basin surface waters [S7], a $\Delta\delta^{18}\text{O}_{sw}$ decrease of 0.5 to 1‰ would correspond to a salinity decrease of about 2 to 4 p.s.u. It is also important to note that in the case of variable water transport, no $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ /salinity relationship changes are expected [S7]. Paleosalinities reconstructed from $U_{37}^{k'}$ paleothermometry lead typically to errors of 1.4 p.s.u. under tropical climates [S30]. In the case of MD02-2529, the systematic fluctuations of 2 to 4 p.s.u. at the millennial timescale remain highly significant.

SI3. Age control

The age model for core MD02-2529 is based on calibrated radiocarbon ages for the last 40 kyr BP and on benthic foraminifera stratigraphy for the rest of the sequence (cf. Fig. 2d and Table 2).

Eleven radiocarbon measurements were performed on the planktonic foraminifer species *N. dutertrei* (Table 2). Where possible, several intervals were also dated using *G. ruber* (Table 2), to test for any age differences between the two species. *N. dutertrei* has a slightly deeper-water habitat than *G. ruber* and may record some additional age reservoir effect, linked to different water masses [S10]. At the present day, the upper 200 m of the EEP are relatively homogeneous in terms of $\Delta^{14}\text{C}$ [S31], despite the sharp pycnocline at around 50 m depth (Fig. SF3), indicating that *N. dutertrei* is bathed in the newly formed equatorial undercurrent subsurface waters. The differences between the ^{14}C ages of the two species do not systematically display a $\Delta^{14}\text{C}$ offset due to surface water stratification, and are of the same order as the age measurement uncertainty (Table 2). Consequently, to simplify the construction of the age model, we only used ^{14}C dates obtained from *N. dutertrei*, and two ^{14}C ages at the 356-357 cm and 357-358 cm core-depth intervals have been averaged (Table 2).

For the construction of the age model, we used the MARINE04 calibration curve to convert the ^{14}C ages into calendar ages for the last 25,000 ^{14}C years BP [S32] and the CALIB 5.3 radiocarbon calibration program [S33]. We have used a ΔR of 50 ± 49 for the surface water mass at the core location (ΔR for the MD02-2529 core location is available at <http://calib.qub.ac.uk/marine/>). For older radiocarbon ages, we applied the polynomial equation proposed by Bard *et al.* [S34], which has been calculated by stratigraphic tuning on GISP2 chronology [S35].

To obtain better constraints beyond the ^{14}C age limit, we also made use of the benthic $\delta^{18}\text{O}$ record (Fig. 2d). A widely observed feature of high-resolution benthic oxygen isotopic records is the succession of several “triangular shapes” during MIS3, which mimics the Antarctica paleotemperature variations (e.g. [S28, S36]), and which likely represent fluctuations of ice volume and sea level [S27, S28], and/or deep sea temperature variations [S37]. In the MD02-2529 core, the benthic oxygen isotopes - measured on *C. wuellerstorfi* and on *U. peregrina* - also yield typical triangle-shaped records (Fig. 2e). Following the approach of Shackleton *et al.* [S28], we took additional age control points from the correlation between the benthic $\delta^{18}\text{O}$ minima and the Antarctic warm events. These warm events are

dated at around 46, 53 and 58 kyr BP for A2, A3 and A4, respectively, which are themselves tuned to the GISP2 chronology [S38]. We are quite confident about our MIS3 chronology because (1) MD02-2529 $\delta^{18}\text{O}$ benthic records made on two different species both mimic the $\delta^{18}\text{O}$ profile of Byrd ice core; (2) it yields relatively stable sedimentation rates throughout the sequence; (3) it provides a smooth connection between the oldest radiocarbon age and the age of Antarctic event A1 (i.e. 39 kyr BP); (4) it provides a good match between the Cariaco reflectance record [S39] and the $\delta^{18}\text{O}$ record of core MD02-2529. Even if this match is already satisfactory, it could even be improved by fine tuning by a few centuries the chronology of core MD02-2529, especially for the early MIS3. However we decided not to apply further matching in order to keep each tropical record on its own independent chronology. The 60-90 kyr BP interval is dated by correlating the benthic $\delta^{18}\text{O}$ record to a reference stack of benthic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ records [S40]. The mean sedimentation rate is $\sim 13 \text{ cm.kyr}^{-1}$ for MIS2 and 3.

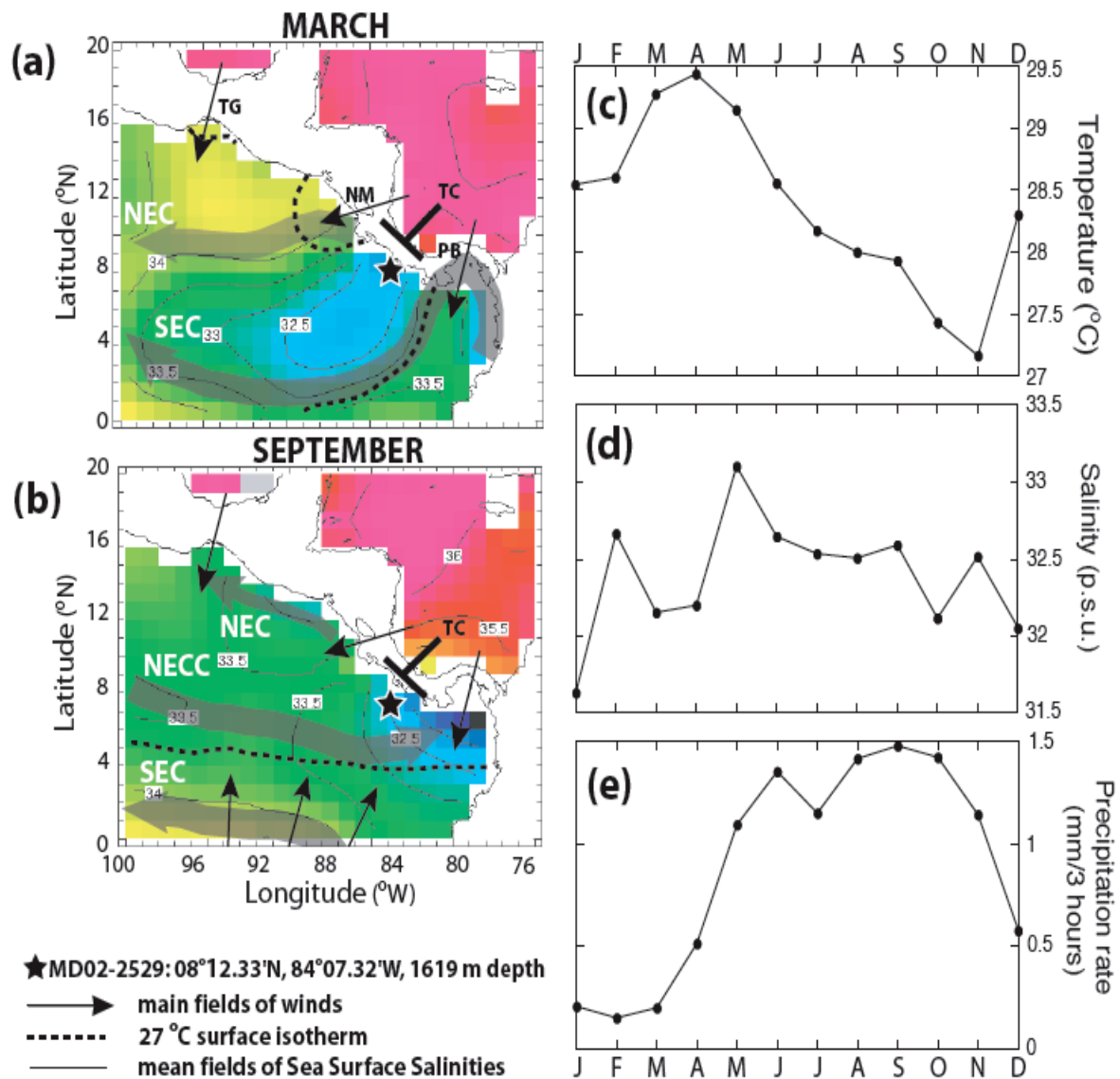


Figure SF1: Temporal variations of modern atmospheric and oceanic settings (a, b) in the Eastern Equatorial Pacific Ocean (adapted from [S1]) and (c, d, e) at core location (data extracted from [S41] for SST and SSS, and [S42] for precipitation rates. Data are available online at <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>). Simplified map representing seasonal variations of SSS (colors and their corresponding values in p.s.u., [S41]) for March (a) and September (b). The black star corresponds to the MD02-2529 core location. Black arrows represent the main seasonal wind fields. The thick dashed lines indicate the position of the 27°C surface isotherm [S41]. Monthly mean atmospheric and oceanic extracted data are taken for latitudes and longitudes between 7.5°N to 8.5°N and 83.5°W to 84.5°W. (c): SST; (d): SSS; (e): precipitation rate. NEC for North Equatorial Current, NECC for North Equatorial Countercurrent, SEC for South Equatorial Current, TC for Talamanca Cordillera, TG for Tehuantepec Gulf, NM for Nicaraguan Margin and PB for Panama Basin.

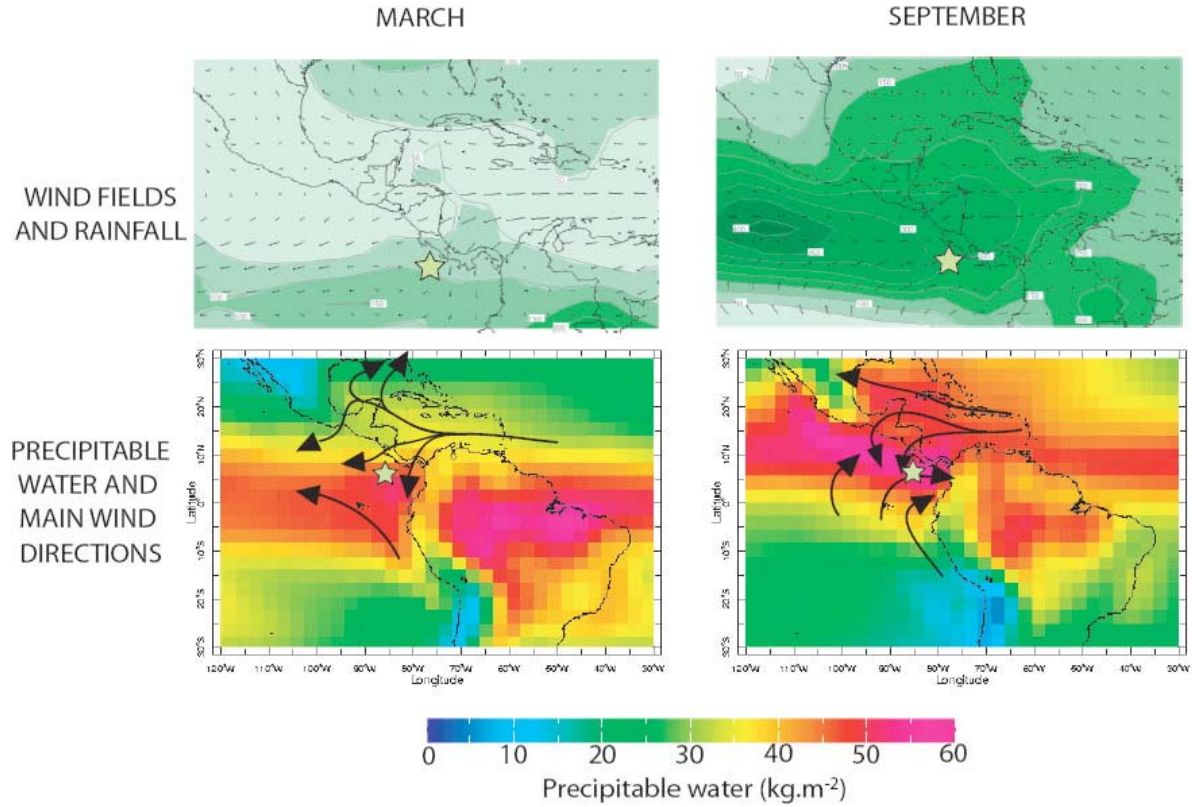


Figure SF2: Upper panels: seasonal extremes of wind vectors and precipitation fields (green colors and their related precipitation rates in mm/month) for March (left panels) and September (right panels). Bottom panels: precipitable water (i.e. atmospheric humidity) for March (left panels) and September (right panels). The black arrows in the bottom panels indicate the main wind directions. Data were retrieved from the NCEP/NCAR reanalysis dataset and are available online at <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>. Note that in the Caribbean, the easterlies strength remains roughly constant, but winds are carrying dry and wet air during boreal winter and summer, respectively.

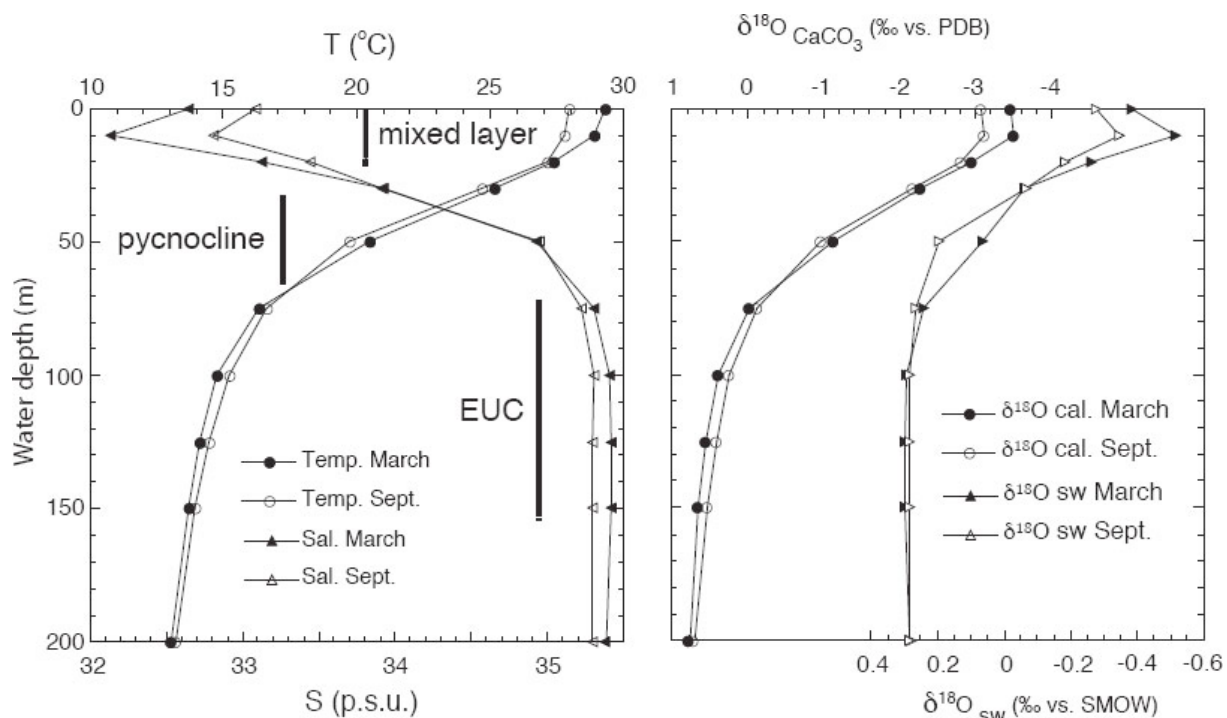


Figure SF3: Mean monthly hydrological records for March (black symbols) and September (open symbols) of the upper 200 m depth at core location. Temperatures (circles) and Salinity (triangles) were extracted from the WOA01 database [S41] at the same location as described for Figure SF1. The black vertical bars localize the two main water masses (EEP surface waters and Equatorial Undercurrent referred as EUC), and the sharp pycnocline between 30 and 70 m depth. The values of $\delta^{18}\text{O}$ (right panel) calculated for the seawater (triangles) and for the CaCO_3 at equilibrium (circles) are based on the same dataset [S41]. To convert the salinity to $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ we used the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ -Salinity relationship ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} (\text{‰}) = 0.253 S (\text{p.s.u.}) - 8.52$ for the upper 40m water depth; $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} (\text{‰}) = 0.471 S (\text{p.s.u.}) - 16.15$ for the 40-200 m water depth interval [S7]). The $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$ was calculated with the paleotemperature equation [S43] ($T (^\circ\text{C}) = 16.9 - 4.38 (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}) + 0.1 (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})^2$). The calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$ for surface waters are -3.4 and -3.1 ‰ for March and September respectively. It is in agreement with the $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$ measured on the surface-dwelling planktonic species *G. ruber* retrieved in sediment traps in Panama Basin, that approximately vary between -3.4 and -2.8 ‰ through the year [S44].

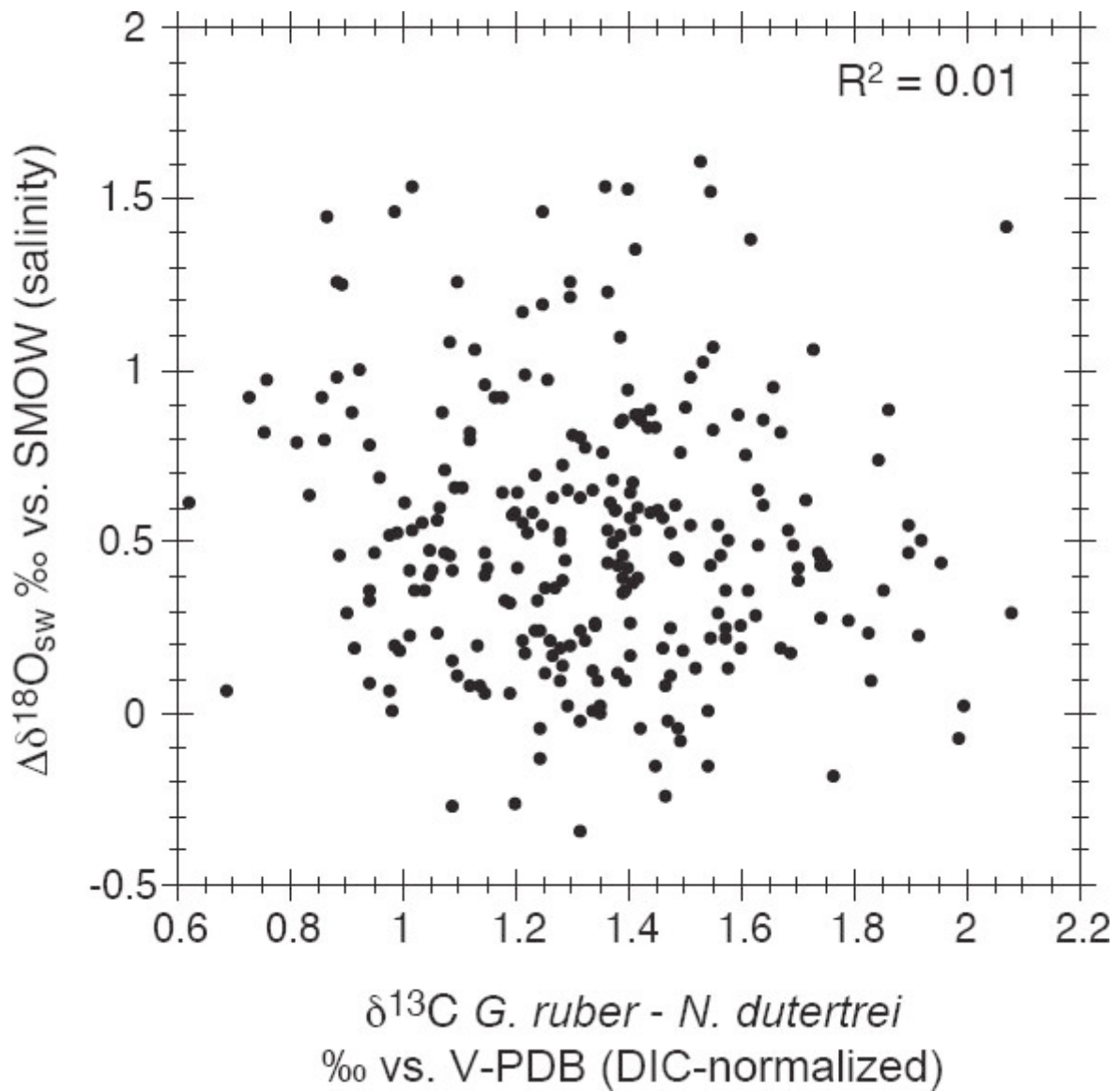


Figure SF4: $\Delta\delta^{18}O_{sw}$ (i.e. SSS) as a function of the $\delta^{13}C$ gradient between *G. ruber* and *N. dutertrei* ($\Delta\delta^{13}C$, i.e. a proxy for upwelling/mixing). The $\delta^{13}C$ measured on planktonic foraminifera have been normalized to the $\delta^{13}C$ of Dissolved Inorganic Carbon (DIC) by assuming a constant offset of +0.94 ‰ for *G. ruber* and -0.5 ‰ for *N. dutertrei* [S10, S45]. Note that no relationship exists between both proxies, indicating that the SSS is unlikely to have been influenced by upwelling and/or mixing.

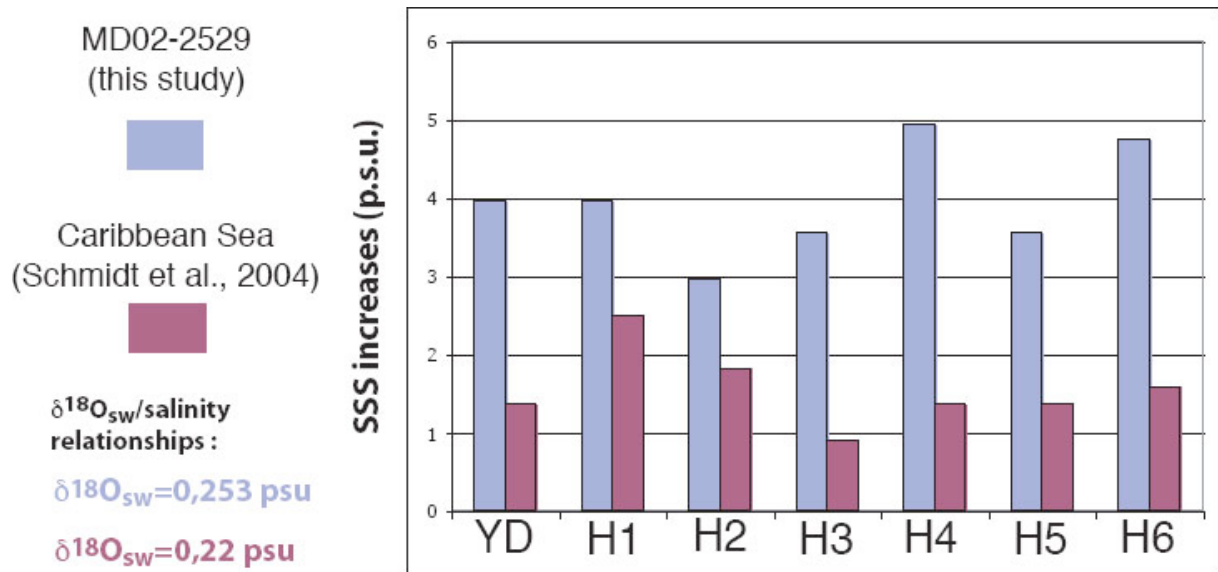


Figure SF5: Comparison between salinity increases in MD02-2529 (this study) and in the Caribbean Sea [S46], reconstructed for the six Heinrich events and the Younger Dryas. These seven events are all characterized by a southward shift of the ITCZ, inducing a salinity increase in both records. A second-order antiphase signature of the reduced moisture transport induces the amplitude differences recorded across the Panama Basin at these times. The water vapour that is not efficiently transferred from the Atlantic toward the Pacific Ocean leads to a freshening of the Caribbean Sea, and to an increased salinity at MD02-2529 core location.

References :

- S1.** Fiedler, P. C. The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome. *Deep Sea Res. Part I* **49**, 321-338 (2002).
- S2.** Magaña, V., Amador, J. A. & Medina, S. The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *J. Clim.* **12**, 1577-1588 (1999).
- S3.** Rodriguez-Rubio, E., Schneider, W. & Abarca del Rio, R. On the seasonal circulation within the Panama Bight derived from satellite observations of wind, altimetry and sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.* **30**, 1410, doi:10.1029/2002GL016794 (2003).
- S4.** Linsley, B. K., Dunbar, R. B., Wellington, G. M. & Mucciarone, D. A. A coral-based reconstruction of Intertropical Convergence Zone variability over Central America since 1707. *J. Geophys. Res.* **99**, 9977-9994 (1994).
- S5.** Liu, W. T. & Tang, W. Estimating moisture transport over oceans using space-based observations. *J. Geophys. Res.* **110**, D10101, doi:10.1029/2004JD005300 (2005).
- S6.** Poveda, G., Waylen, P. R. & Pulwarty, R. S. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **234**, 3-27 (2006).
- S7.** Benway, H. M. & Mix, A. C. Oxygen isotopes, upper-ocean salinity, and precipitation sources in the eastern tropical Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* **224**, 493-507 (2004).
- S8.** Mix, A. C., Morey, A. E., Pisias, N. G. & S. W. Hostetler. Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the no-analog problem yields cool ice ages tropics, *Paleoceanography*, **14(3)**, 350, doi:10.1029/1999PA900012 (1999).
- S9.** Benway, H. M., Mix, A. C., Haley, B. A. & Klinkhammer, G. P. Eastern Pacific Warm Pool paleosalinity and climate variability: 0-30 kyr. *Paleoceanography* **21**, PA3008, doi:10.1029/2005PA001208 (2006).
- S10.** Fairbanks, R. G., Sverdrlove, M., Free, R., Wiebe, P. & Bé, W. H. Vertical distribution and isotopic fraction of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, **298**, 841-844 (1982).
- S11.** Kroopnick, P. The dissolved O₂-CO₂-¹³C system in the eastern equatorial pacific. *Deep-Sea Res.*, **21(3)**, 211-227 (1974).
- S12.** Sonzogni, C., *et al.* Temperature and salinity effects on alkenone ratios measured in surface sediments from the Indian Ocean. *Quat. Res.* **47**, 344-355 (1997).

- S13.** Rosell-Melé, A. *et al.* Precision of the current methods to measure the alkenone proxy $U_{37}^{k'}$ and absolute alkenone abundance in sediments: Results of an interlaboratory comparison study. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **2**, doi: 10.1029/2000GC000141 (2001).
- S14.** Müller, P. J., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I. & Rosell-Melé, A. Calibration of the alkenone paleotemperature index $U_{37}^{k'}$ based on core tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). *Geochim. et Cosmochim. Acta* **62**, 1757-1772 (1998).
- S15.** Conte, M. H., Thompson, A., Lesley, D. & Harris, R. P. Genetic and physiological influences on the alkenone/alkenoate versus growth temperature relationship in *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica*. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **62**, 51-68 (1998).
- S16.** Conte, M. H., Weber, J. C., King, L. L. & Wakeham, S. G. The alkenone temperature signal in western North Atlantic surface waters. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **65**, 4275-4287 (2001).
- S17.** Conte, M. H., *et al.* Global temperature calibration of the alkenone unsaturation index ($U_{37}^{k'}$) in surface waters and comparison with surface sediments. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **7**, Q02005 doi: 10.1029/2005GC001054 (2006).
- S18.** Boyle, E. A. & Keigwin, L. D. Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories. *Earth Planet. Sci. Let.* **76**, 135-150 (1985/86).
- S19.** Boyle, E. A. & Rosenthal, Y. Chemical hydrography of the South Atlantic during the Last Glacial Maximum: $\delta^{13}\text{C}$ vs. Cd, pp. 423-443 in: Wefer, G. *et al.*, (eds) The South Atlantic: present and past circulation. (Springer-Verlag, Berlin, 1996).
- S20.** Pena, L. D., Calvo, E., Cacho, I., Eggins, S. & Pelejero, C. Identification of Mn-Mg-rich contaminant phases on foraminiferal tests: Implications for Mg/Ca past temperature reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **6**, Q09P02 doi: 10.1029/2005GC000930 (2005).
- S21.** Rosenthal, Y. *et al.* Interlaboratory comparison study of Mg/Ca and Sr/Ca measurements in planktonic foraminifera for paleoceanographic research. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **5**, Q04D09 doi: 10.1029/2003GC000650 (2004).
- S22.** Lea, D. W., Pak, D. K. & Spero, H. J. Climate impact of Late Quaternary Equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science* **289**, 1719-1724 (2000).
- S23.** Bard, E. Paleoceanographic implications of the difference in deep-sea sediment mixing between large and fine particles. *Paleoceanography* **16**, 235-239, (2001).

- S24.** Thunell, R. C., Curry, W. B. & Honjo, S. Seasonal variation in the flux of planktonic foraminifera: time series sediment trap results from the Panama Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* **64**, 44-55 (1983).
- S25.** Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijma, J. & Lea, D. W. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography* **13**, 150-160 (1998).
- S26.** Waelbroeck, C., *et al.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.* **21**, 295-305 (2002).
- S27.** Siddall, M., *et al.* Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* **423**, 853-858 (2003).
- S28.** Shackleton, N. J., Hall, M. A. & Vincent, E. Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography* **15**, 565-569 (2000).
- S29.** Duplessy J.C., Bard E., Arnold M., Shackleton N.J., Duprat J. & Labeyrie L.D.. How fast did the ocean-atmosphere system run during the last deglaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **103**, 27-40, (1991).
- S30.** Schmidt, G. A. Error analysis of paleosalinity calculation. *Paleoceanography* **14**, 422-429 (1999).
- S31.** WOCE, World Ocean Circulation Experiment. Data available at <http://woce.nodc.noaa.gov/wdiu/updates/>
- S32.** Hughen, K. A., *et al.*, MARINE04 marine Radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. *Radiocarbon* **46**, 1059-1086 (2004).
- S33.** Stuiver, M., Reimer, P. J. & Reimer, R. CALIB Radiocarbon Calibration software, available online at <http://calib.qub.ac.uk/calib/>
- S34.** Bard, E., Rostek, F. & Ménot-Combes, G. Radiocarbon calibration beyond 20,000 ¹⁴C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quat. Res.* **61**, 204-214 (2004).
- S35.** Stuiver, M. & Grootes, P. M. GISP2 oxygen isotope ratios. *Quat. Res.* **53**, 277-284 (2000).
- S36.** Pahnke, K. & Zahn, R. Southern Hemisphere water mass conversion linked with North Atlantic climate variability. *Science* **307**, 1741-1746 (2005).
- S37.** Martin, P., Archer, D. & Lea, D. W. Role of deep sea temperature on the carbon cycle during the last glacial. *Paleoceanography* **20**, PA2015 doi: 10.1029/2003PA000914 (2005).
- S38.** Brook, E. J., *et al.* Timing of millennial-scale climate change at Siple Dome, West Antarctica, during the last glacial period. *Quat. Sci. Rev.* **24**, 1333-1343 (2005).

- S39.** Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A. & Röhl, U. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science* **290**, 1947-1951 (2000).
- S40.** Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* **20**, PA1003 doi: 10.1029/2004PA001071 (2005).
- S41.** Conkright, M. E. *et al.* World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 17 pp (2002). Data available at: <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>
- S42.** DaSilva, A., Young, A. C. & Levitus, S. Atlas of Surface Marine Data (1994), Volume 1: Algorithms and Procedures. NOAA Atlas NESDIS 6, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., 1994. Data available at <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>
- S43.** O'Neil, J. R., Clayton, R. N. & Mayeda, T. K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.* **51**, 5547-5558 (1969).
- S44.** Curry, W. B., Thunell, R. C. & Honjo, S. Seasonal changes in the isotopic composition of planktonic foraminifera collected in Panama Basin sediment traps. *Earth Planet. Sci. Let.* **64**, 33-43 (1983).
- S45.** Spero, H. J., Mielke, K. M., Kalve, E. M., Lea, D. W. & Pak, D. K. Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr. *Paleoceanography* **18**, 1022, doi:10.1029/2002PA000814 (2003).
- S46.** Schmidt, M. W., Spero, H. J. & Lea, D. W. Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation. *Nature* **428**, 160-163 (2004).

2.2. Dynamique atmosphérique du Pacifique équatorial : ITCZ ou ENSO?

(Article#2)

La circulation atmosphérique et les fluctuations des régimes de mousson à l'échelle interannuelle sont fortement marquées par la dynamique ENSO (cf. Chapitre 1, § 1.4.1.4). Les variations des taux de précipitations qui en résultent sont marquées par une baisse des pluviosités dans l'Ouest du Pacifique et une augmentation des pluies dans le Pacifique central (**Figure 2.12**). De plus, les événements El Niño sont marqués par la migration de l'ITCZ vers le Sud (Rasmusson et Carpenter, 1982). Enfin, lors des événements El Niño, il a été établi que les transports d'eau douce entre Atlantique et Pacifique sont augmentés (Schmittner, 2003).

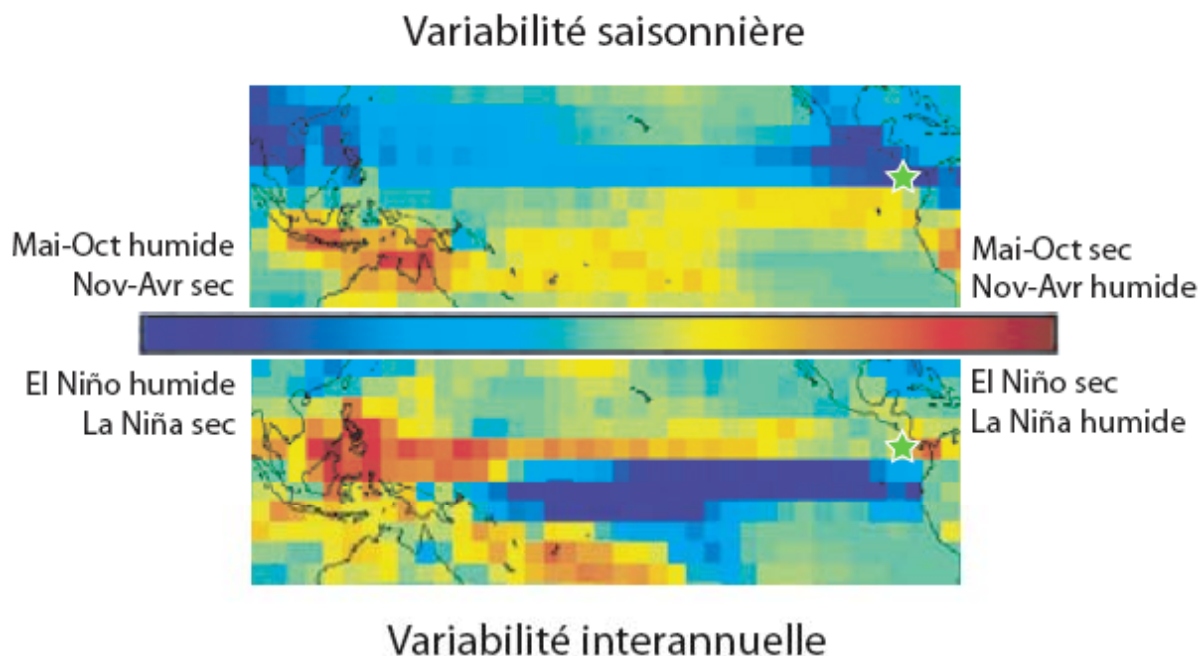


Figure 2.12 : Comparaison des variations saisonnières et interannuelles des précipitations dans le Pacifique tropical, liées respectivement à la migration latitudinale de l'ITCZ et à la migration zonale des cellules de convection atmosphérique. Le site de la carotte MD02-2529 qui est repéré par l'étoile verte est très sensible aux variations saisonnières des régimes de mousson mais est insensible à la variabilité ENSO (cf. **Figure 2.2**). Le Pacifique Ouest est, quant à lui, marqué globalement par des périodes de sécheresses lors des événements El Niño. Modifié d'après Haddad et al., 2004.

Figure 2.12: Comparison of seasonal and interannual variations of rainfall, linked respectively to the latitudinal migration of the ITCZ and to the zonal migration of atmospheric convection cells. MD02-2529 coring site, that is indicated by the green star, is very sensitive to seasonal variations linked to the monsoon activity but is not sensitive to the ENSO variability (cf. **Figure 2.2**). On the contrary, the western Pacific is globally marked by dry periods during El Niño years. Modified from Haddad et al., 2004

Les régimes de précipitation au site de la carotte MD02-2529 sont insensibles à la variabilité ENSO (**Figure 2.2, 2.12**). Cela a notamment été confirmé par l'étude de coraux récents proches du site de la carotte, dont les mesures du $\delta^{18}\text{O}$ à l'échelle saisonnière indiquent que le $\delta^{18}\text{O}$ des coraux n'est en aucun cas influencé par des variations interannuelles du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux en relation avec des variations de précipitations à l'échelle interannuelle (Linsley et al., 1994).

Cependant, la variabilité ENSO représente une interprétation plausible à un vaste panel de reconstitutions paléoclimatiques traitant de la variabilité atmosphérique à l'échelle du millénaire car ce type de forçage peut potentiellement expliquer des variations de régimes de pluies, des migrations latitudinales de l'ITCZ, des variations de transfert d'eau douce interocéanique, voire des variations climatiques extratropicales. Par exemple, afin d'expliquer des variations de salinités des eaux de surface mises en évidence à l'échelle des événements DO dans la zone du Pacifique Nord-Ouest équatorial, des changements de précipitations ont été mis en relation avec la variabilité ENSO (Stott et al., 2002). Ainsi, les maxima de salinité enregistrés pendant les stades témoignant d'épisodes de sécheresses ont été interprétés comme reflétant une réponse des précipitations à un forçage de type El Niño (Stott et al., 2002). Bien que ce type de variabilité soit également expliqué de manière alternative (par exemple par des variations de la saisonnalité, Dannenmann et al., 2003) ou même de manière opposée (c.a.d. des événements El Niño pendant les interstades, Turney et al., 2004), la variabilité ENSO est largement exploitée pour expliquer de nombreux enregistrements climatiques répondant à des réorganisations de la circulation atmosphérique (Stott et al., 2002, Peterson et Haug, 2006, Schmidt et al., 2006, Sicre et al., 2006 parmi de nombreuses autres études).

Aux basses latitudes, cette hypothèse de forçage de type ENSO à l'échelle des événements DO pose la question du forçage à l'origine des migrations latitudinales de l'ITCZ (variations saisonnières ou interannuelles) observées, par exemple, dans le bassin de Cariaco (Peterson et Haug, 2006). La variabilité ENSO a été invoquée pour expliquer les fluctuations de salinité des eaux de surface dans l'Atlantique Nord à l'échelle du millénaire, et pour en déduire des augmentations de transfert de vapeur d'eau entre Atlantique et Pacifique pendant les stades (Schmidt et al., 2006), mécanisme allant à l'encontre des résultats de salinités de surface au site de la carotte MD02-2529 (Leduc et al., 2007).

Les interprétations des enregistrements paléoclimatiques basées sur des variations saisonnières (liées à la migration latitudinale de l'ITCZ) ou interannuelles (liées à la dynamique ENSO) mènent donc à des contradictions évidentes suggérées par les données

elles-mêmes. Afin de clarifier quels sont les processus à l'origine des réorganisations atmosphériques observées dans les enregistrements paléoclimatiques de la dernière période glaciaire, il apparaît essentiel de caractériser comment les variations de précipitations ont évolué dans la zone du Pacifique tropical.

Ci-dessous est reporté un article intitulé « ITCZ rather than El Niño signature for abrupt climatic changes across the equatorial Pacific? » pour soumission au journal *Geophysical Research Letters*. Dans cet article, des variations de pluviosité à l'échelle des événements de Dansgaard-Oeschger à travers le Pacifique tropical permettent de contraindre comment les pluviosités ont évolué, en s'appuyant sur les relations de phase entre des sites situés au Nord et au Sud de l'équateur, ainsi qu'à l'Ouest et à l'Est du Pacifique. La comparaison de ces enregistrements implique que seules les migrations latitudinales de l'ITCZ à l'échelle des événements DO, analogues aux variations saisonnières actuelles des régimes de mousson, sont capables d'expliquer les relations de phase des changements de précipitations observées dans la zone du Pacifique tropical.

ITCZ rather than El Niño signature for abrupt climatic changes across the equatorial Pacific?

Leduc G.^{a*}, Vidal L.^a, Tachikawa K.^a, Bard E.^a,

^a **Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France**

^{*} **Corresponding author. Email: leduc@cerege.fr**

Abstract

In this study we assess how the tropical Pacific precipitation patterns evolved at the millennial timescale during the last glacial period. We compare three marine and continental sedimentary records to track precipitation changes in a latitudinal and a longitudinal outlook across the tropical Pacific Ocean. The comparison reveals that latitudinal movements of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), analogous to the present-day seasonal dynamics, are the most promising mechanism to explain the observed rainfall patterns within the tropical Pacific at the millennial timescale. Moreover, persistent millennial-scale ITCZ latitudinal shifts are broadly found within the tropical band during the Marine Isotope Stage 2 (MIS2), whereas rather stable climatic conditions are recorded at high latitudes. This result suggests that large ice sheet may prevent Dansgaard-Oeschger (D-O) variability at high latitudes without altering the ITCZ dynamics at low latitudes. Taken together, the tropics may have played a positive feedback on the D-O events observed at high latitudes during the MIS3.

Introduction

The occurrence of abrupt climatic changes at the millennial timescale during the last glacial period, known as the Dansgaard-Oeschger (D-O) events, were first recognized in the $\delta^{18}\text{O}$ record of the Greenland ice sheet [Dangaard *et al.*, 1993]. This rapid climatic variability has then been widely studied in various types of paleoclimatic archives in the Northern Hemisphere, pointing to a large-scale impact of the D-O events [Thouveny *et al.*, 1994; Cacho *et al.*, 1999; Hendy and Kennett, 2000; Shackleton *et al.*, 2000; Ono *et al.*, 2005]. Further paleoclimatic studies focusing on the low latitudes have evidenced the D-O variability within the northern tropics [Schulz *et al.*, 1998; Peterson *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2001; Stott *et al.*, 2002; Altabet *et al.*, 2002; Ivanochko *et al.*, 2005; Leduc *et al.*, 2007; Pichevin *et al.*, 2006], especially in areas sensitive to the seasonal latitudinal shifts of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) under the current climate. Among these paleoclimatic studies, the ITCZ dynamics and the related rainfall changes were successfully resolved by reconstructing Sea Surface Salinity (SSS) (e.g. [Dannenmann *et al.*, 2004; Schmidt *et al.*, 2004; Benway *et al.*, 2006; Leduc *et al.*, 2007]). Indeed the relationship between the precipitation and the SSS is particularly well pronounced within the tropical Pacific area (Figure 1a, b), and it could be used to study how the precipitation patterns evolved at the millennial timescale over this oceanic region during the last glacial period.

In the present-day climatology the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) dynamics has also a profound impact on interannual variations of precipitation in the tropical Pacific Ocean, as well as on the global climate by the way of different modes of climatic teleconnections (Figure A1). A study based on corals evidenced that the ENSO dynamics may have persisted over the last glacial/interglacial cycle [Tudhope *et al.*, 2001]. Other studies proposed that the ENSO dynamics may have been modulated by precession [Clement *et al.*,

1999], by glacial boundary conditions [Koutavas *et al.*, 2002; Koutavas *et al.*, 2003; Mix *et al.*, 1999, Martinez *et al.*, 2003] or even with a 30 ka frequency [Beaufort *et al.*, 2001].

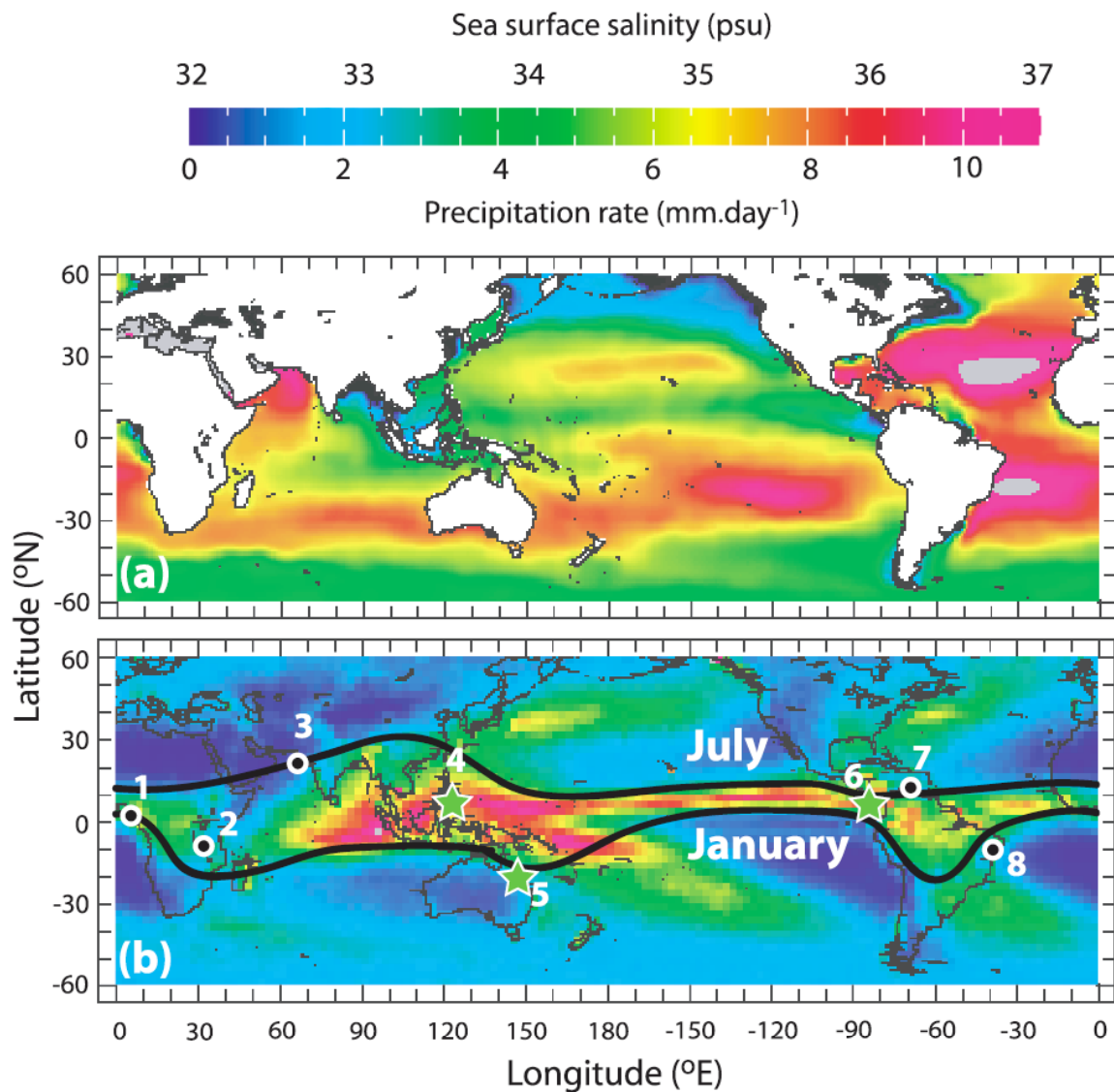


Figure 1: Comparison of (a) the annual SSS fields with (b) the mean daily precipitation rates averaged for the 1984-1988 period (in order to avoid the strong 1983 El Niño year and the strong 1989 La Niña year). Note that, in the tropical Pacific, areas of intense precipitation rates are corresponding to low SSS (a, b). The SSS data are retrieved from the World Ocean Atlas 2001 [Conkright *et al.*, 2002] (a). The precipitation rates are from the CMAP Estimated Precipitation from NOAA NCEP, available at <http://iridl.ldeo.columbia.edu/> (b). The black lines on panel (b) indicate the approximate location of the ITCZ for January and July. Also shown on panel (b) are the location of sediment cores in the tropical band discussed in the text. Numbers are referring to (1) the Cameroon margin [Adegbe *et al.*, 2003]; (2) the Lake Masoko, Tanzania [Garcin *et al.*, 2006]; (3) the Pakistan margin [Pichevin *et al.*, 2006]; (4) core MD98-2181 in the Northwestern Pacific (NWP) region [Stott *et al.*, 2002]; (5) Lynch's crater in the Southwestern Pacific (SWP) region [Turney *et al.*, 2004]; (6) core MD02-2529 in the Northeastern Pacific (NEP) region [Leduc *et al.*, 2006]; (7) the Cariaco Basin [Peterson *et al.*, 2000] and (8) the Northeastern South America [Wang *et al.*, 2004]. The green stars correspond to the location of the sedimentary records presented in Figure 2.

At higher frequencies, one marine sediment core from the Northwestern equatorial Pacific (NWP) that provided a regional high-resolution SSS record revealed D-O features [Stott *et al.*, 2002], pointing to rapid changes of precipitation over the studied area. The authors have concluded that the ENSO dynamics was likely to explain these millennial-scale rainfall variations during the last glacial period, and potentially could have played a key role on the D-O climatic variability [Stott *et al.*, 2002]. However, similar D-O features have been observed in the SSS history of the South China Sea [Dannenmann *et al.*, 2003] and further North in precipitation patterns over Southern China [Wang *et al.*, 2001], both areas sensitive to the northern high latitudes climatic conditions [Kiefer and Kienast, 2005].

To better constrain which process is involved in the observed D-O variability at low latitudes, it is necessary to examine if the tropical Pacific precipitation evolved at the millennial timescale with a latitudinal (i.e. a seasonal-like behaviour that mimics the ITCZ latitudinal movements) or a longitudinal (i.e. an ENSO-like behaviour linked to disturbances of the Walker circulation) dynamic. For this purpose, we compare data from the tropical Pacific focusing on three well-dated, high-resolution paleoclimatic records linked to precipitation changes during the last glacial period across the tropical Pacific. The rainfall patterns associated with the D-O variability show a latitudinal contrast rather than longitudinal, pointing to a potential role of the ITCZ dynamics for initiating and/or amplifying abrupt climatic changes during the last glacial period.

1. Methodology

In this study we consider three high-resolution sedimentary records over the tropical Pacific Ocean (Figure 1): two marine sediment cores from the Northwestern equatorial Pacific (NWP, core MD98-2181, [Stott *et al.*, 2002], site (4) in Figure 1b) and the Northeastern equatorial Pacific (NEP, core MD02-2529, [Leduc *et al.*, 2007], site (6) in Figure 1b), and one

continental sedimentary sequence from the Southwestern equatorial Pacific area (SWP, at Lynch's crater, Northeastern Australia, [Turney *et al.*, 2004], site (5) in Figure 1b). All records demonstrate millennial scale climatic variations and are compared to the GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ record [Stuiver and Grootes, 2000] (Figure 2). The analytical procedures and the age control are described in the Auxiliary Material¹.

1: Auxiliary material is available at www.

At the present-day seasonal scale, the ITCZ latitudinal shifts induce a North-South antiphase and an East-West phasing in precipitation fields across the equatorial Pacific Ocean (Figure A1, A2) [Haddad *et al.*, 2004]. On the other hand, the ENSO dynamics is marked by the occurrence of precipitation maxima above the Central Pacific Ocean during warm El Niño years (linked to an equatorward migration of the ITCZ), while concomitant episodes of dryness mark the entire Western Pacific region (Figure A1, A3) [Haddad *et al.*, 2004]. At the vicinity of core MD02-2529, the ENSO dynamics does not affect the precipitation rates (Figure A1, A3, see also [Linsley *et al.*, 1994]). Then, an ENSO-like trigger for millennial-scale rainfall changes may lead to a strong decoupling between the records from the NEP and the Western Pacific region.

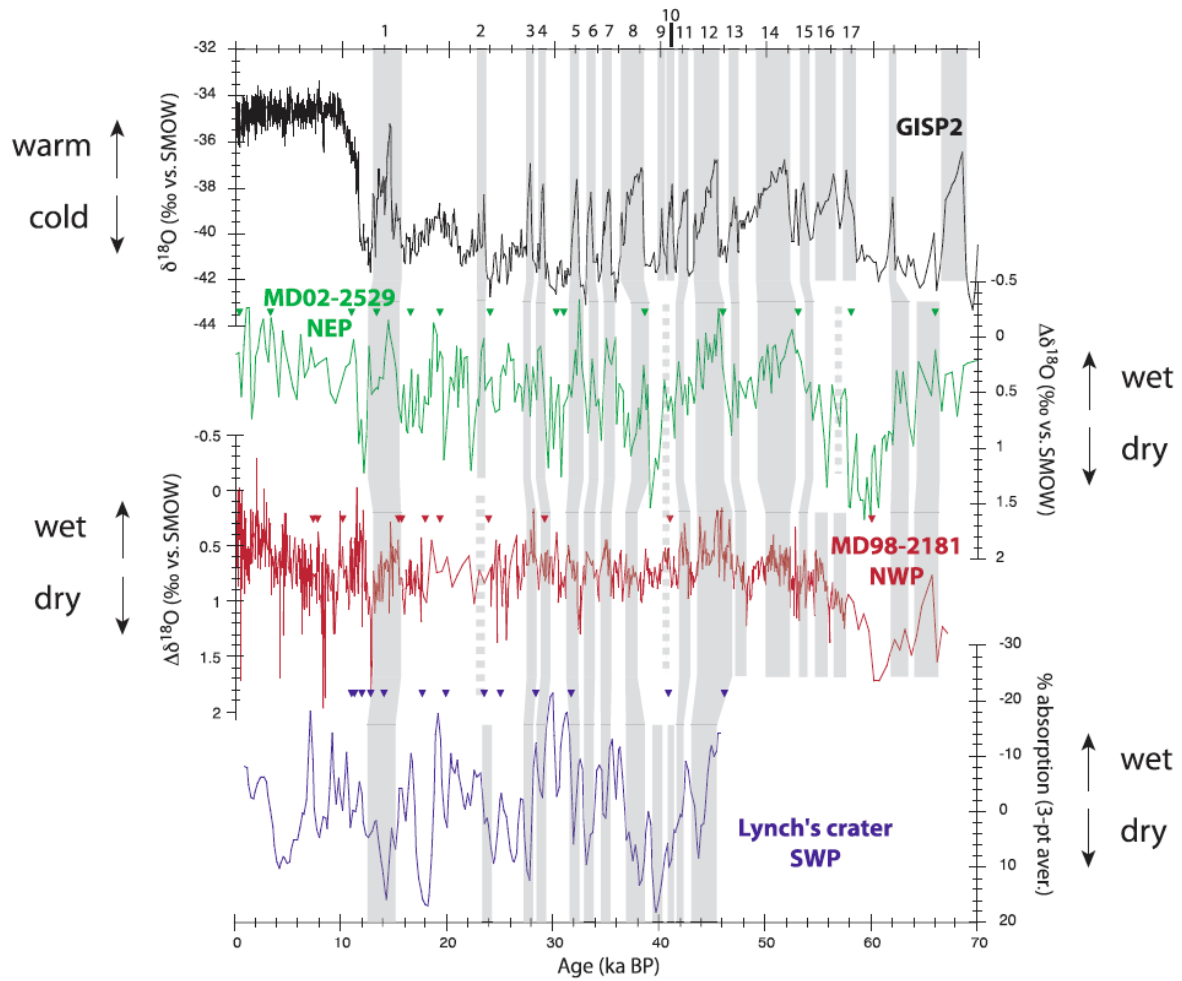


Figure 2: Comparison of the GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ record (black curve) with the $\Delta\delta^{18}\text{O}$ MD02-2529 (North Eastern equatorial Pacific NEP, green curve), the $\Delta\delta^{18}\text{O}$ MD98-2181 (North Western equatorial Pacific NWP, red curve) and the Lynch's crater peat (South Western equatorial Pacific SWP, blue curve) (see Auxiliary Material for details). The grey bars localize the D-O interstadials of the GISP2 ice core that are labelled at the top of the figure, and to their corresponding millennial-scale rainfall changes across the tropical Pacific. When the rainfall variability in the marine sediment cores does not correspond unambiguously to the D-O variability recorded in the GISP2 ice core (either because of insufficient age control or of time resolution), the grey bars were dashed. The triangles indicate the age control points of the chronologies of tropical paleoclimatic records.

2. Results and discussion

2.1. The MIS3 time interval

$\Delta\delta^{18}\text{O}$ values are a proxy for regional SSS which are calculated by combining the $\delta^{18}\text{O}$ of the surface dwelling planktonic foraminifera *G. ruber* and sea surface temperature proxy

and corrected for global ice volume effect (see Auxiliary Material). The $\Delta\delta^{18}\text{O}$ values at MD02-2529 core location (NEP) are primarily influenced by latitudinal shifts of the ITCZ and its related rainfall changes at the D-O timescale that induced large-amplitude SSS variations [Leduc *et al.*, 2007]. The $\Delta\delta^{18}\text{O}$ minima (low SSS) are linked to northward migrations of the ITCZ during interstadials and to the development of an intense wet summer season, as well as to increased cross-isthmus water vapour transport across Central America (and vice-versa during D-O stadials, when the ITCZ is shifted southward, see Figure 2 [Leduc *et al.*, 2007]). Strictly speaking, the MD02-2529 rainfall changes may be related to changes in seasonal features (i.e. summers/winters becoming more or less wet/dry; the wet season duration; the mean latitudinal ITCZ position). At MD02-2529 core location, the ENSO dynamics does not affect neither the precipitation rates (Figure A3) nor the regional SSS (e.g. see [Linsley *et al.*, 1994], Figure A3). Rather, positive SST anomalies of 1 to 2°C occur during warm El Niño years. These SST anomalies are imprinted in the $\delta^{18}\text{O}$ record of modern corals as 0.2 to 0.4‰ negative anomalies during El Niño years, which are superimposed on the mean annual variability of 0.9‰ of the $\delta^{18}\text{O}$ of corals due to the SSS seasonal cycle, and linked to the ITCZ dynamics [Linsley *et al.*, 1994]. At MD02-2529, no such millennial-scale SST changes were recorded, and the millennial-scale $\Delta\delta^{18}\text{O}$ variability of 1‰ is hence unlikely to have been affected by an ENSO-like variability [Leduc *et al.*, 2007].

At MD98-2181 (NWP) core site, $\Delta\delta^{18}\text{O}$ minima (low SSS) were also recorded during D-O interstadials (Figure 2). It suggests that both the Western and Eastern sides of the North-equatorial Pacific area experienced simultaneously wetter conditions at D-O interstadial times, i.e. when the ITCZ was globally located Northward [see e.g. Leduc *et al.*, 2006; Peterson *et al.*, 2000; Ivanochko *et al.*, 2004]. This in-phase East-West variations are particularly remarkable for the D-O interstadials 8 to 5, and to a lesser extent for D-O interstadials 14, 12 and 1 (Figure 2). The present-day NWP precipitation patterns are very

sensitive to both the seasonal and the interannual rainfall changes (Figure A1, A2, A3). This means that both the ENSO and the ITCZ dynamics could explain the D-O variability in the NWP, by either more El Niño-like conditions or a southward shift of the mean latitudinal position of the ITCZ during dry stadials. However, the synchronous rainfall changes of NEP and NWP and the fact that the NEP is marked by high-amplitude $\Delta\delta^{18}\text{O}$ shifts (that are unlikely to be linked to an ENSO-like forcing, see e.g. Figure A3) suggest that precipitation changes responded to the ITCZ dynamics, that was not necessarily the result of an ENSO-like forcing.

The hypothesis of latitudinal ITCZ shifts is also supported by the Lynch's crater (SWP) sedimentary record (Figure 2). When the Northern tropics were wet during interstadials, millennial-scale events of dryness occurred in the SWP, and vice-versa (Figure 2). This is especially remarkable for D-O interstadials 8 to 5 as well as for D-O 12 and 1. Since the El Niño analogy for millennial-scale precipitation patterns across the Pacific Ocean requires concomitant dryness events in the entire Western tropical Pacific (see Figure A1, A3, [Turney *et al.*, 2006] and references therein), the observed North/South precipitation antiphase over the tropical Pacific does support that the ITCZ dynamics was responsible for the observed precipitation changes observed in the tropical Pacific, analogously to the present-day seasonal ITCZ dynamics.

At a global scale, an increasing number of high-resolution paleoclimatic records indicate that rapid precipitation changes at the millennial timescale have occurred in the Northern tropical band, in synchrony with the $\delta^{18}\text{O}$ record of the Greenland Summit ice cores over the last glacial period (e.g. sites 4, 6, 7 and 8 in Figure 1b [Peterson *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2001; Stott *et al.*, 2002; Leduc *et al.*, 2006] among others). Despite the scarcity of paleoclimatic evidences located in the Southern tropical band, the available records from the Southern tropics suggest that, during D-O stadials, the ITCZ was shifted southward, bringing

intense rainfall analogously to the present-day seasonal cycle (sites 2, 5 and 8 in Figure 1b [Turney *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2004; Garcin *et al.*, 2006]). These observations indicate that the ITCZ latitudinal movements are able to explain the low latitudes atmospheric dynamics at the millennial timescale.

Some modelling studies suggest that paleoclimatic records from the low latitudes can be explained by the ITCZ dynamics without invoking an ENSO-like trigger [Chiang *et al.*, 2003; Zhang and Delworth, 2005; Timmermann *et al.*, 2005]. An underlying mechanism involved in the ITCZ latitudinal shifts may reside in millennial-scale SST variations, that are likely to be associated with major reorganisations of the Meridional Overturning Circulation [Zhang and Delworth, 2005; Broccoli *et al.*, 2006]. However, this scenario may be oversimplified since the SST at MD02-2529 coring site, an area marked by SST drops during Heinrich events in modelling experiments, are not responding to the North Atlantic climatic variability (Figure A4).

In the EEP, the ENSO dynamics that leads to a SST increase around the equator is also responsible for a southward migration of the ITCZ, a feature that further complicates the interpretation of paleoclimatic records [Rasmusson and Carpenter, 1982]. Following the interpretation of Stott *et al.*, 2002, several high-resolution records have proposed that the southward migrations of the ITCZ that occurred during D-O stadials were responding to an ENSO-like forcing. In view of our proposed mechanism deduced from the rainfall changes across the equatorial Pacific, it appears unlikely that the southward migrations of the ITCZ at the times of D-O stadials may have been caused by an ENSO-like trigger.

Beyond the precipitation patterns, SST changes in the Galapagos region are found to be in phase with the Antarctic temperatures [Lea *et al.*, 2006], i.e. SST maxima at Heinrich events times [Blunier and Brook, 2001; EPICA, 2006]. Taken at face value, the SST maxima during Heinrich events that may suggest some El Niño-like forcing during the most prominent

D-O stadials illustrate the difficulty to interpret paleo records of the low-latitude atmospheric dynamics. To reconcile the low-latitude SST variability that mimics the Antarctic temperatures without invoking an ENSO-like trigger, one possible mechanism is the transmission of the Southern high latitudes climatic signal to the Galapagos region via the Peru-Chile boundary current system [Kaiser *et al.*, 2005]. However it is also clear that, at other sites localised close to the Galapagos Islands, the SST feedback operates in an opposite way (i.e. the Heinrich event 1 corresponds to a SST minimum [Kienast *et al.*, 2006]), implying that the millennial-scale SST variations in this region still need to be precisely mapped.

2.2. The 16-24 kyr BP time interval

One interesting feature of the MD02-2529 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ record is the persistence of several high-amplitude changes between ~16 and 24 kyr BP (Figure 2). This feature is not observed in the MD98-2181 core because of the insufficient resolution (~500 years) within this time interval. On the contrary, a series of millennial-scale rainfall intensity variations are clearly observed at Lynch's crater between ~16 and 24 ka BP that may correspond to latitudinal shifts of the ITCZ (Figure 2). On the Atlantic side of the South America (position 8 in Figure 1b), four wet periods have been identified on speleothems and travertines deposits that were accurately dated by the U/Th method [Wang *et al.*, 2004] (Figure 3). These wet periods are linked to the southward migration of the ITCZ during the Younger Dryas, the Heinrich event 1 (H1) as well as at 20 ka BP and between 21 and 22 ka BP (Figure 3). These time intervals correspond to SSS maxima at MD02-2529 core location (NEP) linked to the southward displacement of the ITCZ (Figure 3). Other well-marked millennial scale fluctuations between 16 and 24 ka BP, that are not observed in the Greenland $\delta^{18}\text{O}$ record, have been evidenced in many sedimentary sequences sensitive to the ITCZ dynamics [Peterson *et al.*, 2000; Adegbe

et al., 2003; Turney et al., 2004; Garcin et al., 2006; Pichevin et al., 2006; Leduc et al., 2007] (sites 1, 2, 3, 5, 6 and 7 in Figure 1b).

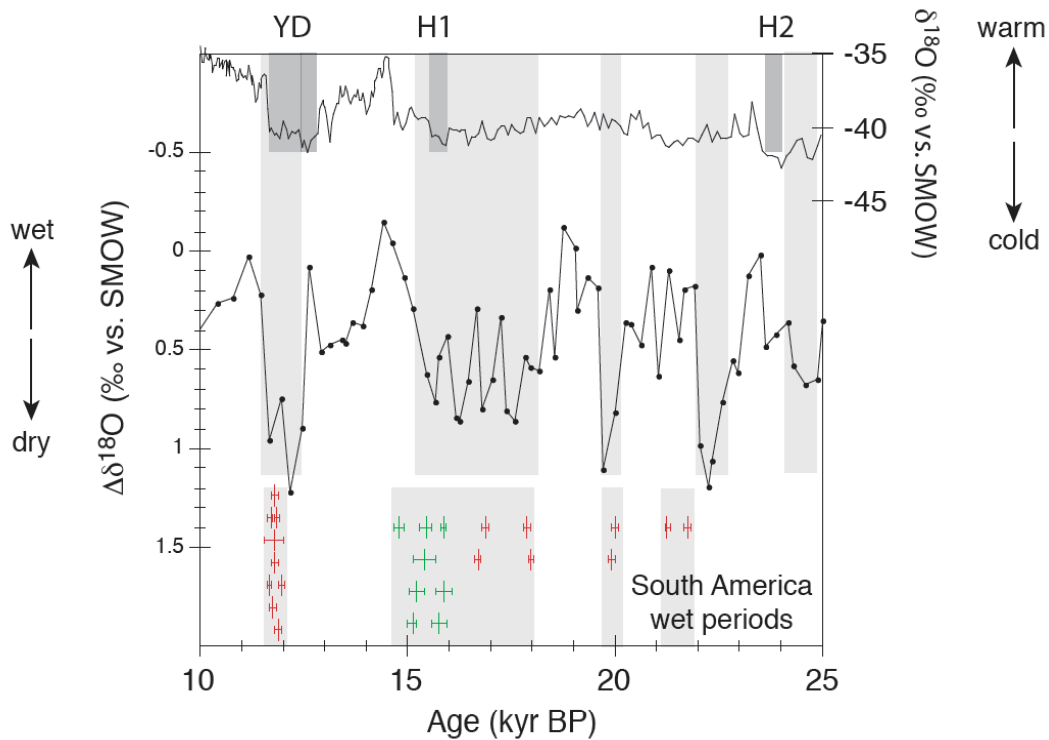


Figure 3: Comparison of the GISP2 $\delta^{18}O$ record (upper black line) with the $\Delta\delta^{18}O$ record of MD02-2529 (NEP, black dots and (6) in Figure 1b) and with the timing of wet time intervals over the Northeastern South America ((8) in Figure 1b) that were dated by U/Th on speleothems (red bars) and travertines deposits (green bars) [Wang et al., 2004]. The light grey shaded areas indicate time intervals when the ITCZ was shifted southward according to the low latitudes climatic evidences; the dark grey shaded areas indicate time intervals of the Younger Dryas (YD), the Heinrich 1 (H1) and the Heinrich event 2 (H2).

These observations illustrate that the tropical climate dynamics is not linearly related to the North Atlantic abrupt climatic shifts. One possible interpretation is that during MIS2 sea levels were minimum, which led to the decoupling of the two areas: the millennial-scale atmospheric variability could still occur in the tropics while the North-Atlantic was locked in a glacial mode [Schulz, 2002]. Alternatively, the disappearance of the D/O variability over Greenland within this time interval could be explained by the maximal development of

northern continental ice sheets, leading to extensive sea-ice cover in the North Atlantic area even during summer months [Li *et al.*, 2005]. This would have prevented the ocean heat conveyor from affecting the Nordic Seas and the Greenland ice sheet [Li *et al.*, 2005].

As pointed out by Leduc *et al.*, 2007, the low-latitude atmospheric variability may play some active role in the NADW formation process by modulating the Atlantic salt budget via the atmospheric vapour transport between the Atlantic and the Pacific oceans. The observation of well-marked rainfall changes at low latitudes that are not related to high-latitudes climatic changes suggest that the ITCZ dynamics could vary independently from the high-latitude rapid climatic variability (Figure 3). The ITCZ dynamics may then support the idea that the tropics could have actively participated to the millennial-scale climatic variability that occurred during the last glacial period [Broecker, 2003].

Acknowledgements

We acknowledge support from INSU and the French Polar Institute IPEV, which provided the RV Marion Dufresne and the CALYPSO coring system used during the IMAGES VIII MONA cruise. Lowell Stott and Chris Turney are thanked for having kindly provided the MD98-2181 and Lynch's crater data. Paleoclimate work at CEREGE is supported by grants from the CNRS, the ANR and the Gary Comer Science and Education Foundation.

References:

Adegbie, A. T., Schneider, R. R., Röhl, U., and G. Wefer (2003), Glacial millennial-scale fluctuations in central African precipitation recorded in terrigenous sediment supply and freshwater signals offshore Cameroon, *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 197, 323-333.

Altabet, M. A., Higginson, M. J., and D. W. Murray (2002), The effect of millennial-scale changes in Arabian Sea denitrification on atmospheric CO₂, *Nature*, 415, 159-162.

Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Mix, A. C., and N. G. Pisias (2001), ENSO-like forcing on oceanic primary productivity during the late Pleistocene, *Science*, 293, 2440-2444.

Benway, H. M., Mix, A. C., Haley, B. A., and G. P. Klinkhammer (2006), Eastern Pacific Warm Pool paleosalinity and climate variability: 0-30 kyr, *Paleoceanography*, 21, PA3008, doi:10.1029/2005PA001208.

Blunier, T. and E. J. Brook (2001), Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period, *Science*, 191, 109-112.

Broccoli, A. J., Dahl, K. A., and R. J. Stouffer (2006), Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01702 doi:10.1029/2005GL024546.

Broecker, W. S. (2003), Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, 300, 1519-1522.

Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., and N. Shackleton (1999), Dansgaard-Oeschger and Heinrich events imprints in Alboran Sea paleotemperatures, *Paleoceanography*, 14, 698-705.

Chiang, J. C. H., Biasutti, M., and D. S. Battisti (2003), Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to Last Glacial Maximum boundary conditions, *Paleoceanography*, 18, 1094, doi:10.1029/2003PA000916.

Clement, A. C., Seager, R. and M. A. Cane (1999), Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate, *Paleoceanography*, 14, 441-456.

Conkright, M. E. et al. World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation. *National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD*, 17 pp (2002). Data available at: <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>

Dannenmann, S., Linsley, B. K., Oppo, D. W., Rosenthal, Y. and L. Beaufort (2003), East Asian monsoon forcing of suborbital variability in the Sulu Seaduring Marine Isotope

Stage 3: Link to Northern Hemisphere climate. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 4, 1001, doi:10.1029/2002GC000390.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., and G. Bond (1993), Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364, 218-220.

EPICA Community Members (2006), One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444, 195-198.

Garcin, Y., Vincens, A., Williamson, D., Guiot, J., and G. Buchet (2006), Wet phases in tropical southern Africa during the last glacial period, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07703, doi:10.1029/2005GL025531.

Haddad, Z. S., Meagher, J. P., Adler, R. F., Smith, E. A., Im E. and S. L. Durden (2004), Global variability precipitation according to the Tropical Rainfall Measuring Mission, *J. Geophys. Res.*, 109, D17103, doi:10.1029/2004JD004607.

Hendy, I. L., and J. Kennett (2000), Dansgaard-Oeschger cycles and the California Current System: Planktonic foraminiferal response to rapid climate change in Santa Barbara Basin, Ocean Drilling Program hole 893A, *Paleoceanography*, 15, 30-42.

Ivanochko, T. S., Ganeshram, R. S., Brummer, G.-J. A., Ganssen, G., Jung, S. J. A., Moreton, S. G., and D. Kroon (2005), Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, 302-314.

Kaiser, J., Lamy, F. and D. Hebbeln (2005), A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233), *Paleoceanography*, 20, PA4009, doi:10.1029/2005PA001146.

Kiefer, T., and M. Kienast (2005), Patterns of deglacial warming in the Pacific Ocean: a review with emphasis of the time interval of Heinrich event 1. *Quater. Sci. Rev.*, 24, 1063-1081.

Kienast, M., Kienast, S. S., Calvert, S. E., Eglinton, T. I., Mollenhauer, G., François, R., and A. C., Mix (2006), Eastern Pacific cooling and Atlantic overturning circulation during the last deglaciation, *Nature*, 443, 846-849.

Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T. M., and J. P. Sachs (2002), El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature, *Science*, 297, 226-230.

Koutavas, A., and J. Lynch-Stieglitz (2003), Glacial-interglacial dynamics of the eastern equatorial Pacific cold tongue-Intertropical Convergence Zone system reconstructed from oxygen isotope records, *Paleoceanography*, 18, 1089, doi:10.1029/2003PA000894

Lea, D. W., Pak, D. K., Belanger, C. L., Spero, H. J., Hall, M. A., and N. J., Shackleton (2006), Paleoclimate history of Galápagos surface waters over the last 135,000 yr, *Quarter. Sci. Rev.*, 25, 1152-1167.

Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., Rostek, F., Sonzogni, C., Beaufort, L., and E. Bard (2007), Moisture transport across Central America as a positive feedback for abrupt climatic feedback on abrupt climatic changes, *Nature*, *in press*.

Li, C., Battisti, D. S., Schrag, D. P. and E. Tziperman (2005), Abrupt climate shifts in Greenland due to displacements of the sea ice edge, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19702 doi:10.1029/2005GL023492.

Linsley, B. K., Dunbar, R. B., Wellington, G. M., and D. A. Mucciarone (1994), A coral-based reconstruction of the Intertropical Convergence Zone variability over Central America since 1707, *J. Geophys. Res.*, 99, 9977-9994.

Martinez, I., Keigwin, L., Barrows, T. T., Yokoyama, Y., and J. Southon (2003), La Niña-like conditions in the eastern equatorial Pacific and a stronger Choco jet in the northern Andes during the last glaciation, *Paleoceanography*, 18, 1033, doi:10.1029/2002PA000877.

Mix, A. C., Morey, A. E., Pisias, N. G., and S. W. Hostetler (1999), Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the no-analog problem yields cool ice age tropics, *Paleoceanography*, 14, 350-359.

Ono, A., Takahashi, K., Katsuki, K., Okazaki, Y., and T. Sakamoto (2005), The Dansgaard-Oeschger cycles discovered in the up stream source region of the North Pacific Intermediate Water formation, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L11607, doi:10.1029/2004GL022260.

Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., and U. Röhl (2000), Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the last glacial, *Science*, 290, 1947-1951.

Pichevin, L., Bard, E., Martinez, P., and T. S. Ivanochko (2006), Significance of Winter Monsoon and ventilation changes in the Arabian Sea during the Late Quaternary: Implication for denitrification and nitrous oxide emission, EGU General Assembly, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 02320, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-02320.

Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter (1982), Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Mon. Weath. Rev.*, 110, 354-384.

Schmidt, M. W., Spero, H. J. and D. W. Lea (2004), Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation, *Nature* 428, 160-163.

Schulz, H., von Rad, U., and H. Erlenkeuser (1998), Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years, *Nature*, 393, 54-57.

Schulz, M. (2002), The tempo of climate change during Dansgaard-Oeschger interstadials and its potential to affect the manifestation of the 1470-year climate cycle. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (1), 10.1029/2001GL013277.

Shackleton, N. J., Hall, M., and E. Vincent (2000), Phase relationship between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago, *Paleoceanography*, 15, 565-569.

Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., and R. Thunell (2002), Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales, *Science*, 297, 222-226.

Stuiver, M. and P. M. Grootes (2000), GISP2 oxygen isotope ratios, *Quat. Res.*, 53, 277-284.

Timmermann, A., Krebs, U., Justino, F., Goosse, H., and T. Ivanochko (2005), Mechanisms for millennial-scale global synchronization during the last glacial period, *Paleoceanography*, 20, PA4008, doi:10.1029/2004PA001090.

Thouveny, N., de Beaulieu, J.-L., Bonifay, E., Creer, K. M., Guiot, J., Icole, M., Johnsen, S., Jouzel, J., Reille, M., Williams, T., and D. Williamson (1994), Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism, *Nature*, 371, 503-505.

Tudhope, A. W., Chilcott, C. P., McCulloch, M. T., Cook, E. R., Chappell, J., Ellam, R. M., Lea, D., Lough, J. M. and G. B. Shimmield (2001), Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle, *Science*, 291, 1511-1517.

Turney, C. S. M., Kershaw, A. P., Clemens, S. C., Branch, N., Moss, P. T., and L. K. Fifield (2004), Millennial and orbital variations of El Niño/Southern Oscillation and high-latitude climate in the last glacial period, *Nature*, 428, 306-310.

Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Cristali, P., Smart, P. L., Richards, D. A., and C.-C. Shen (2004), Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies, *Nature*, 432, 740-743.

Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C.-C., and J. A. Dorale (2001), A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China, *Science*, 294, 2345-2348.

Zhang, R., and T. L. Delworth (2005), Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic Thermohaline Circulation, *J. Climate*, 18, 1853-1860.

Auxiliary material

1. Analytical procedure

For the marine sediment cores, the $\delta^{18}\text{O}$ records were measured on the surface-dwelling planktonic foraminifera species *Globigerinoides ruber* [Stott *et al.*, 2002; Leduc *et al.*, 2006] and have been corrected for the sea surface temperatures and the long-term global $\delta^{18}\text{O}$ variations due to global ice volume [Waelbroeck *et al.*, 2002], in order to extract the regional climatic signal (see Figure A4 for the original datasets and [Leduc *et al.*, 2006] for details of $\Delta\delta^{18}\text{O}$ calculation). For both marine records, it has already been demonstrated that the planktonic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ changes were mainly determined by fluctuations of the $\delta^{18}\text{O}$ of seawater ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) because of the secondary importance of temperature variability at the millennial timescale [Stott *et al.*, 2002; Leduc *et al.*, 2006]. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ and the SSS are linearly related, with a slope of $\sim 0.2\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ per p.s.u. for the western [Stott *et al.*, 2002; Fairbanks *et al.*, 1997] and of $\sim 0.25\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ per p.s.u. for the eastern [Benway and Mix, 2004] Pacific marine records under present climatic conditions. It is assumed that these relationships were maintained in the past, and so that $\Delta\delta^{18}\text{O}$ sensitivity to SSS is equivalent in the NWP and the NEP are compared. Since the regional SSS over the tropical Pacific is ultimately linked to the regional precipitation intensity at least for these two marine sedimentary sequences (Figure 1, see [Stott *et al.*, 2002; Leduc *et al.*, 2006]), we used the $\Delta\delta^{18}\text{O}$ as an indicator of rainfall intensity, as it is reported in the original publications [Stott *et al.*, 2002; Leduc *et al.*, 2006]. At Lynch's crater, the degree of peat humification was

evaluated by the sedimentary optical absorption that is used as an indicator of the surface sediment wetness, i.e. the regional rainfall (Figure 2, [Turney *et al.*, 2004]).

2. Age control

One crucial issue when several high-resolution paleoclimatic records are compared is the necessity to use a common timescale. The Lynch's crater sedimentary record has been dated by calibrated radiocarbon ages until 45 kyr BP and has a temporal resolution of 200 years [Turney *et al.*, 2004]. For the marine sediment cores, the sequences were also dated by radiocarbon measurements performed on planktonic foraminifera until 40 and 30 cal. kyr BP for MD02-2529 and MD98-2181, respectively. For MD02-2529, additional age control points were determined with a benthic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy between 40 and 70 kyr BP (see supplementary information of Leduc *et al.*, 2006). For core MD98-2181, the age model for the oldest part of the sequence was improved by aligning D-O interstadials 8 and 19 to their corresponding $\delta^{18}\text{O}$ minima to the GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ record. This dating strategy has been further justified by the comparison between the MD98-2181 geomagnetic field Relative Paleointensity (RPI) to a North Atlantic record of RPI variations performed on core CH88-10P (see supplementary information of Stott *et al.*, 2002). This comparison provided an excellent relationship between both RPI records that theoretically correspond to a global feature, independently of paleoclimatic conditions. The marine sedimentary records temporal resolutions for the Marine Isotope Stage 3 (MIS3, i.e. the 25-60 kyr BP time interval) are ~200 and better than 100 years for the MD02-2529 and MD98-2181 cores, respectively. The data presented in Figure 2 are on their own original timescales, and further fine-tuning of the sedimentary records to the GISP2 record does not significantly alter the age model (Figure A5). However, for all the discussed records the correspondence between the millennial-scale precipitation shifts and the GISP2 D-O events has previously been acknowledged [Stott *et al.*,

2002; Turney *et al.*, 2004; Leduc *et al.*, 2006], making our mechanistic interpretation realistic with respect to the timing of rapid precipitation changes.

References cited in the Auxiliary Material:

Beck, C., Grieser, J. and B. Rudolf (2005), A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. (To be published in Climate Status Report 2004, German Weather Service, Offenbach, Germany.) Data available online at : <http://iridl.ldeo.columbia.edu/>.

Benway, H. M., and A. C. Mix (2004), Oxygen isotopes, upper-ocean salinity, and precipitation sources in the eastern tropical Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 224, 493-507.

Fairbanks, R. G., Evans, N. M., Rubenstone, J. L., Broad, K., Moore, M. D., and C. D., Charles (1997), Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals, *Coral Reefs*, 16, 93-100.

Haddad, Z. S., Meagher, J. P., Adler, R. F., Smith, E. A., Im E. and S. L. Durden (2004), Global variability precipitation according to the Tropical Rainfall Measuring Mission, *J. Geophys. Res.*, 109, D17103, doi:10.1029/2004JD004607.

Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., Rostek, F., Sonzogni, C., Beaufort, L., and E. Bard (2006), Moisture transport across Central America as a positive feedback for abrupt climatic feedback on abrupt climatic changes, *Nature*, *in press*.

Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., and R. Thunell (2002), Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales, *Science*, 297, 222-226.

Stuiver, M. and P. M. Grootes (2000), GISP2 oxygen isotope ratios, *Quat. Res.*, 53, 277-284.

Turney, C. S. M., Kershaw, A. P., Clemens, S. C., Branch, N., Moss, P. T., and L. K. Fifield (2004), Millennial and orbital variations of El Niño/Southern Oscillation and high-latitude climate in the last glacial period, *Nature*, 428, 306-310.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon E., and M. Labracherie (2002), Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quat. Sci. Rev.*, 21, 295-305.

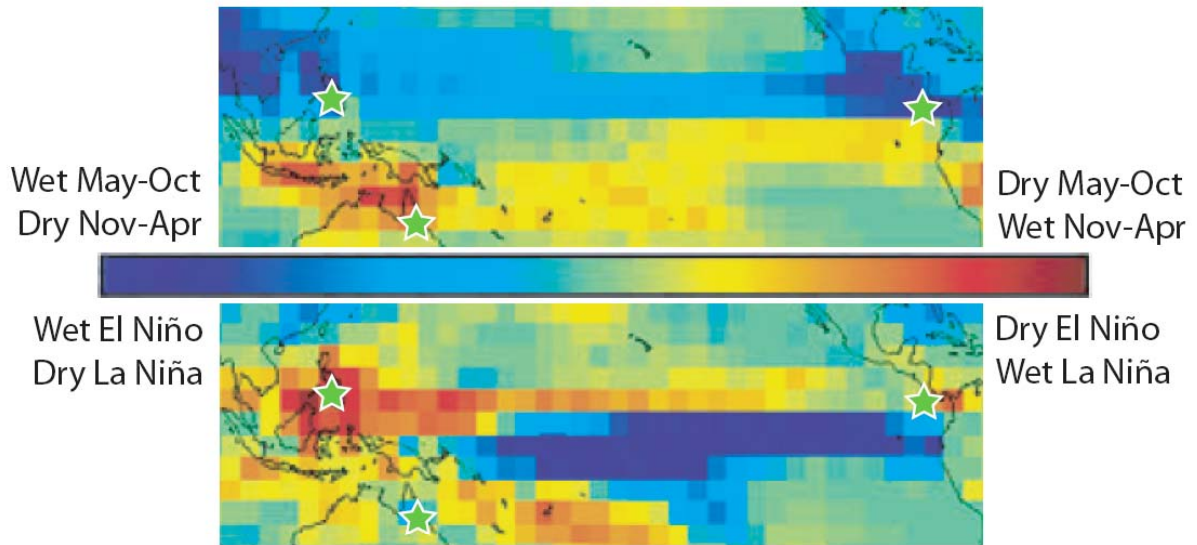


Figure A1: Present-day precipitation anomalies across the tropical Pacific at the seasonal (upper panel) and the interannual (lower panel) timescales derived from satellite data [Haddad et al., 2004]. The seasonal and interannual rainfall patterns are the coefficients of the first principal component (1998-2002) and of the monthly rainfall anomalies (1998-2002), respectively [Haddad et al., 2004]. The green stars correspond to the location of the sedimentary records presented in Figure 2.

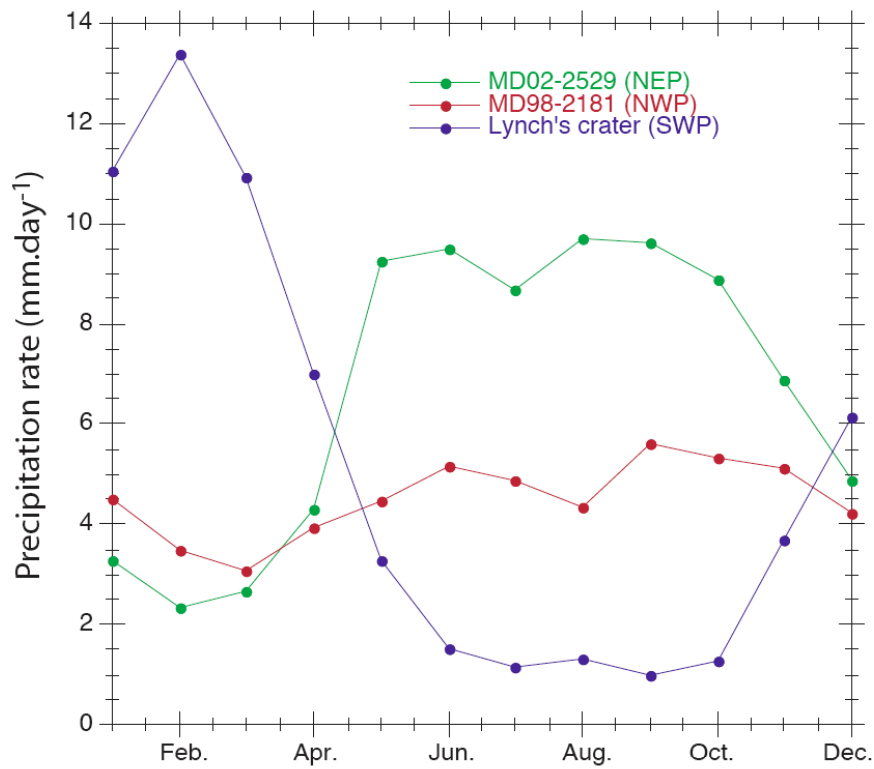


Figure A2: Monthly averaged daily precipitation rates in the vicinity of the sedimentary records presented in Figure 2, averaged over the 1980-2000 time interval. Data from [Beck et al., 2005] available at <http://iridl.ldeo.columbia.edu/>.

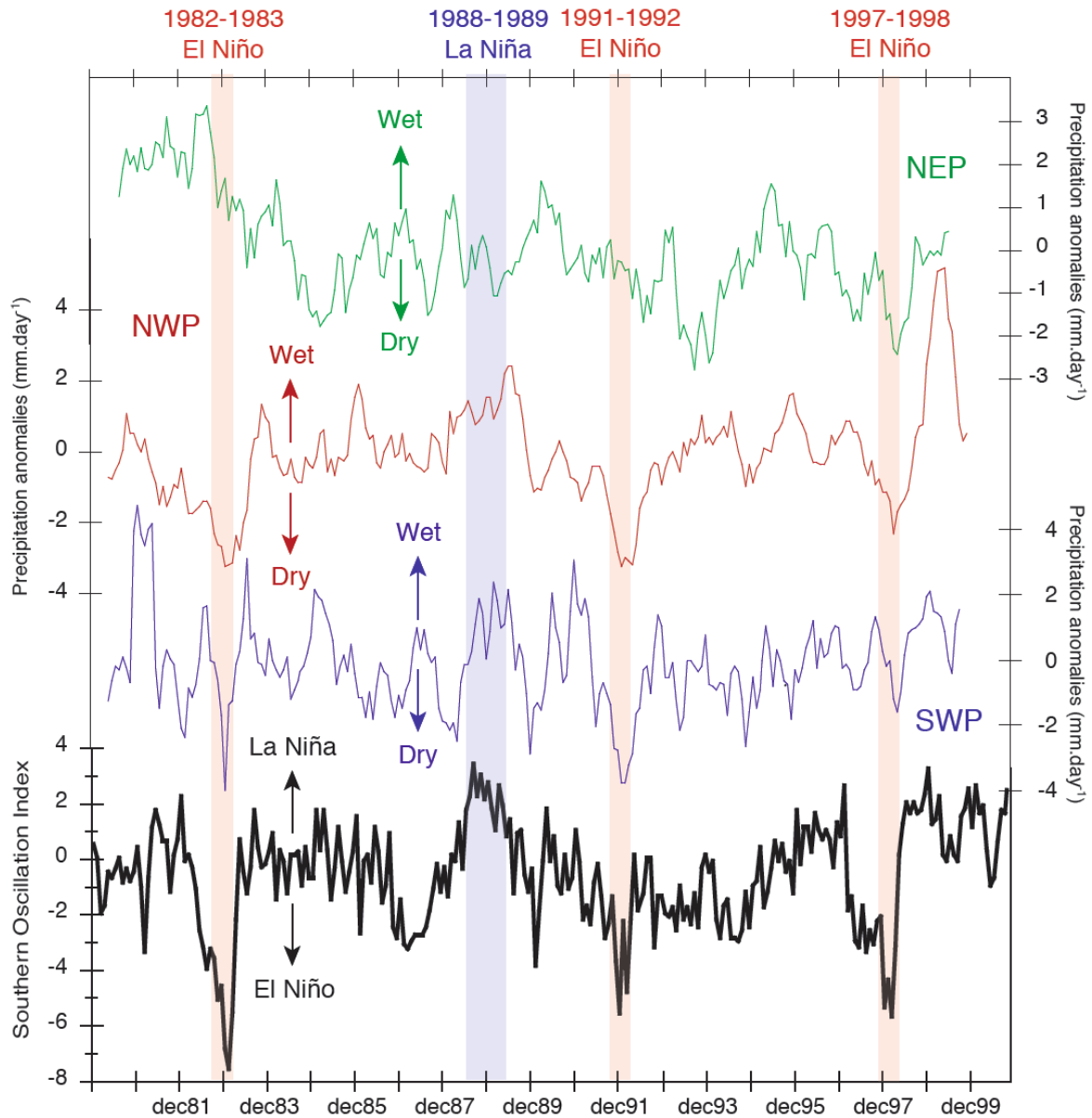


Figure A3: Precipitation anomalies in the vicinity of the sedimentary records presented in Figure 2 for the 1980-2000 time interval, compared to the Southern Oscillation Index (SOI, a proxy for the ENSO interannual climatic variability). The anomalies were computed by removing the seasonal precipitation rates shown in Figure A2 over this time interval to the averaged monthly precipitation rates presented in Figure A2, and by applying a 6-month smoothing. The blue and red vertical bars indicate the major La Niña and El Niño events, respectively. Data from [Beck et al., 2005], available at <http://iridl.ldeo.columbia.edu/>.

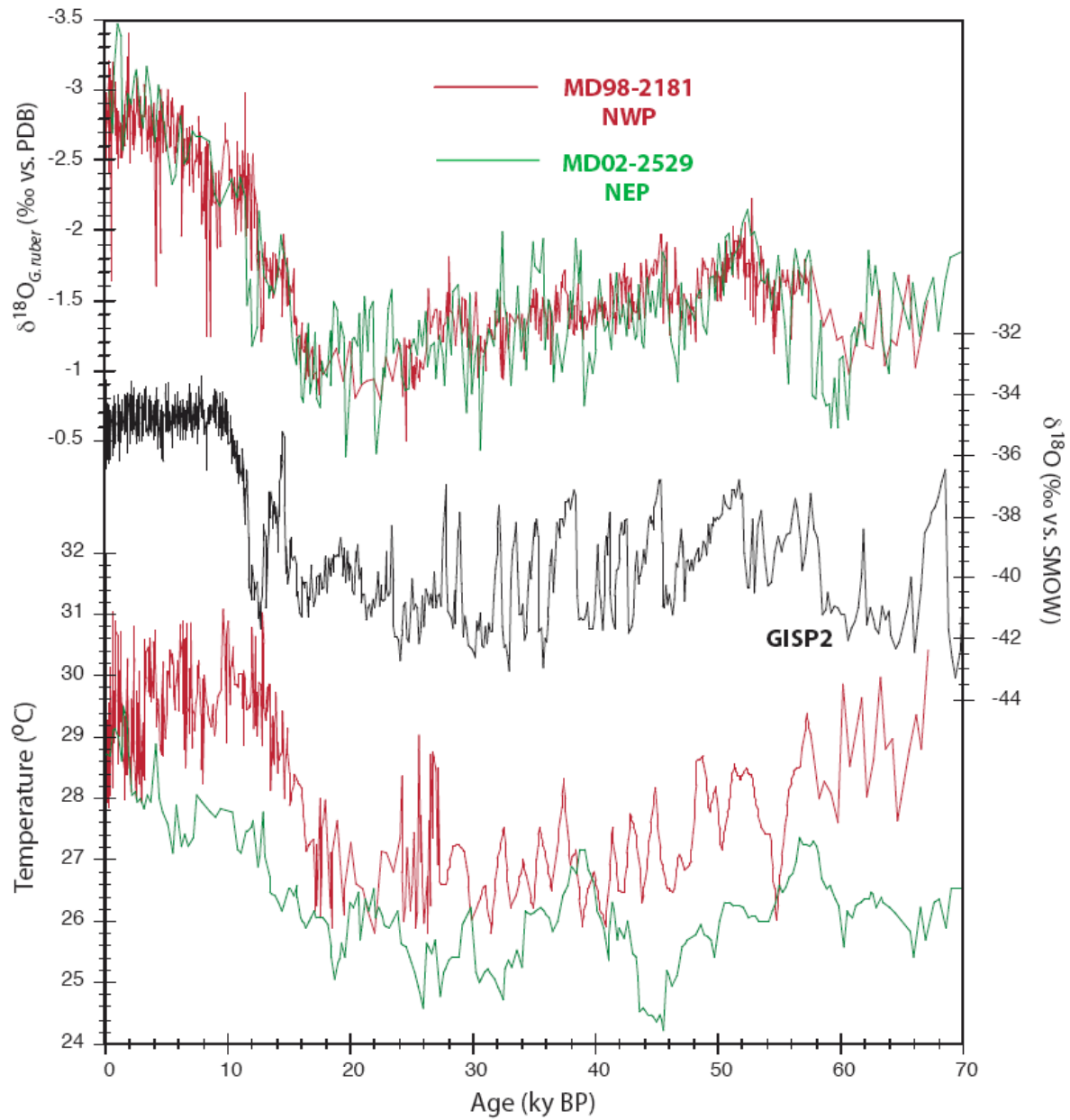


Figure A4: Temporal variations of *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ measured on MD98-2181 [Stott et al., 2002] and on MD02-2529 [Leduc et al., 2007] sediment cores (top panel), and of SST (bottom panel) used to calculate the $\Delta\delta^{18}\text{O}$ variations presented in Figure 2. Also are shown the temporal variations of $\delta^{18}\text{O}$ recorded in the GISP2 ice core (middle panel, [Stuiver and Grootes, 2000]).

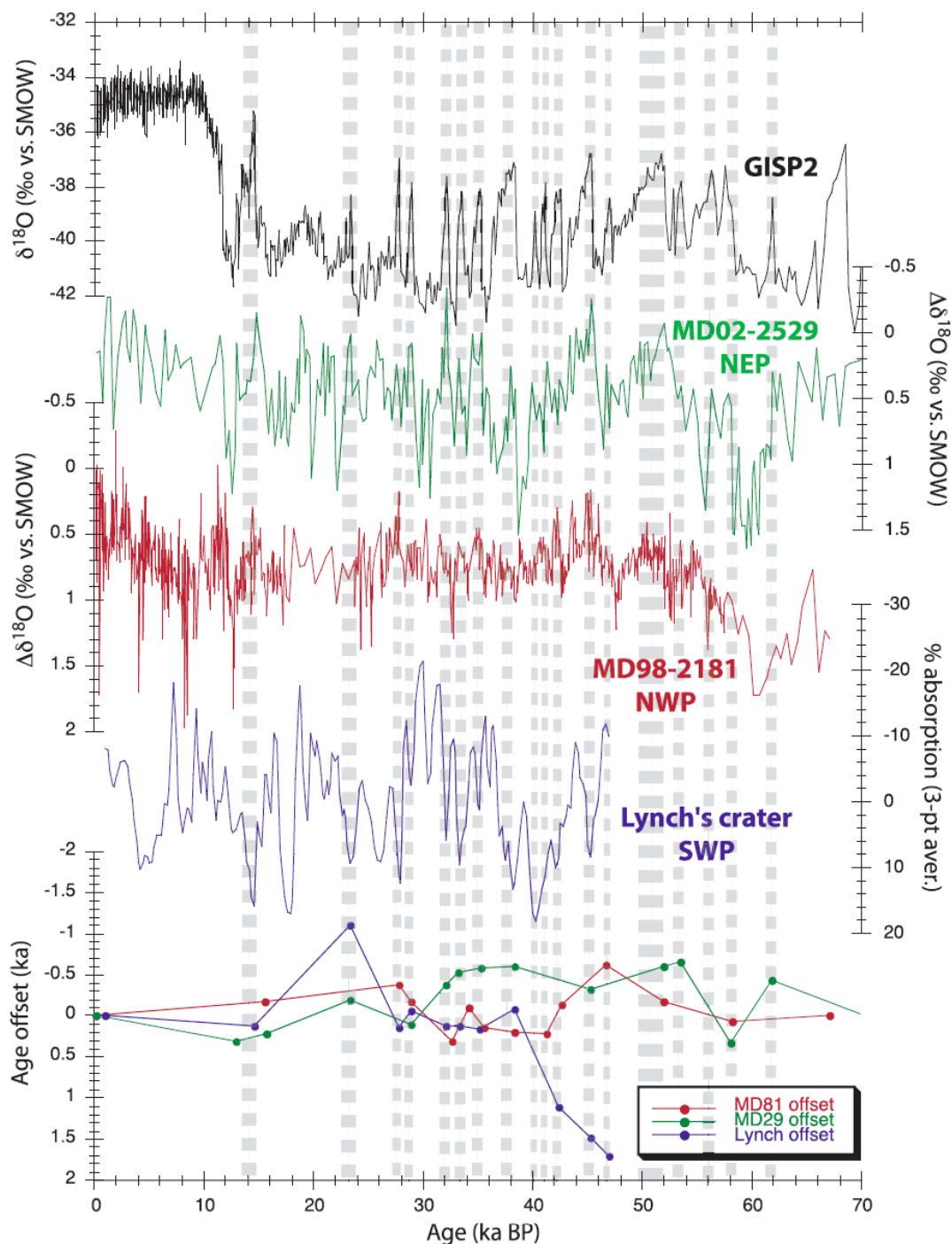


Figure A5: Comparison of the GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ record (black curve) with the $\Delta\delta^{18}\text{O}$ MD02-2529 (North Eastern equatorial Pacific NEP, green curve), the $\Delta\delta^{18}\text{O}$ MD98-2181 (North Western equatorial Pacific NWP, red curve) and the Lynch's crater peat (South Western equatorial Pacific SWP, blue curve) after tuning of the millennial-scale tropical paleoclimatic sequences to the GISP2 record. The grey dashed bars localize the D-O interstadials of the GISP2 ice core. The bottom panel indicates the difference in age between the initial timescale of the tropical records (as shown in Figure 2) and the new timescale obtained by aligning millennial-scale rainfall changes to their corresponding D-O events in the GISP2 record. Note that the age offsets are lower than the age error associated with the initial chronologies.

2.3. Variabilité des températures de surface

Les variations des températures de surface au site de la carotte MD02-2529 pendant la dernière période glaciaire déduites des mesures à haute résolution de l' $U^{k^*}_{37}$ sont très différentes des variations de salinités (**Figure 2.10**). A l'échelle du millénaire, de légères variations ne dépassant pas un degré sont en phase avec les variations de salinité : pendant les interstades, de légères baisses des températures de surface sont enregistrées tandis que pendant les stades des maxima de températures sont observés (**Figure 2.10**). Bien que l'amplitude de ces variations soit comparable à l'incertitude des températures estimées à partir de ce paléothermomètre, le couplage systématique entre température et salinité suggère une relation de cause à effet entre l'intensité de la mousson et les fluctuations des températures de surface dans la zone à l'échelle du millénaire. Un mécanisme possible pour expliquer cette relation est la variation de la couverture nuageuse induite par le développement de la mousson, mécanisme déjà proposé pour expliquer les températures du Pacifique Est-équatorial pendant le LGM (Koutavas et al., 2003). En effet, la baisse estivale des températures de surface actuelles observées dans la zone d'étude est étroitement liée au développement de la mousson, induisant une baisse de l'irradiation solaire pendant la saison humide (Magaña et al., 1999 ; **Figure 1.14e**). Il est donc plausible d'expliquer ces variations de températures à l'échelle des événements DO par une réponse aux variations de nébulosité qui furent nécessairement associées aux changements des régimes de mousson. Cependant, la correspondance entre températures des eaux de surface et variations des précipitations doit être confirmée par d'autres reconstitutions des paléotempératures à haute résolution couplées à des reconstitutions de salinité des eaux de surface dans des zones sensibles aux systèmes de mousson à l'échelle du millénaire.

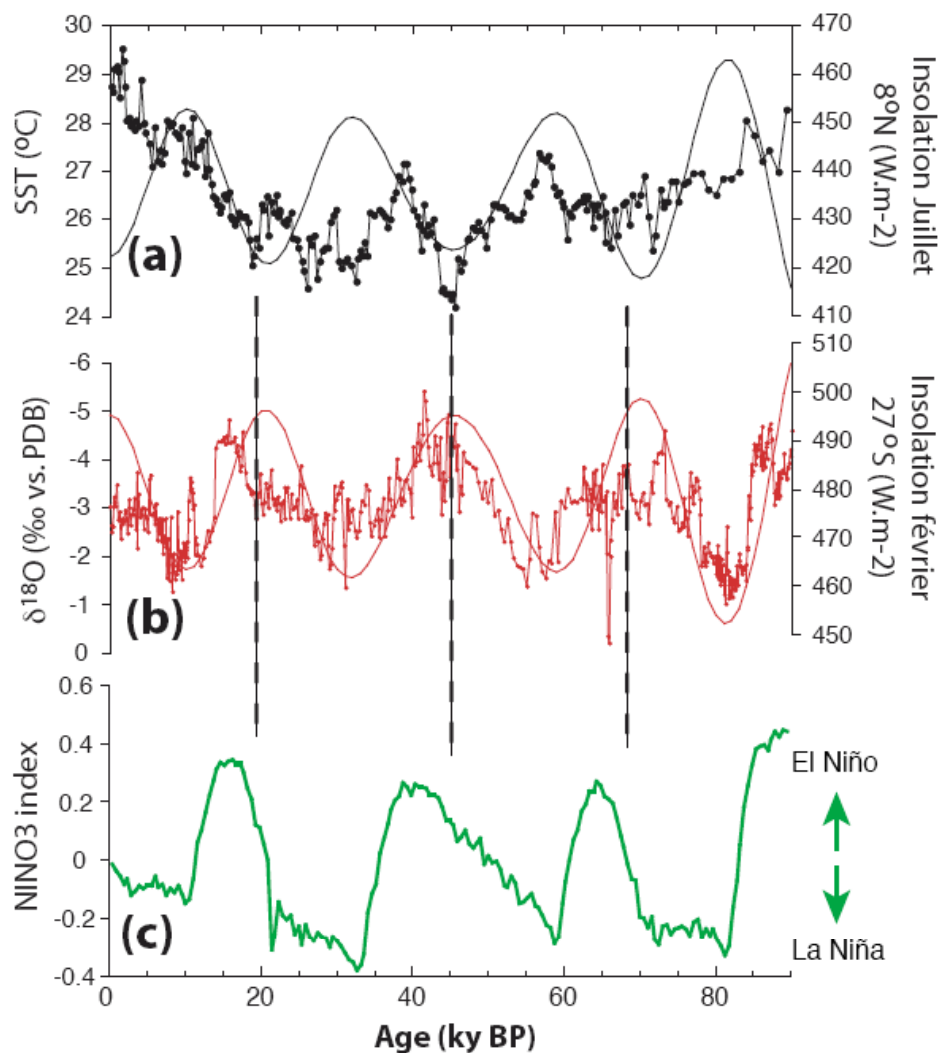


Figure 2.13 : Variations temporelles climatiques déduites d'archives situées aux basses latitudes et issues d'une expérience de modélisation, répondant chacun aux variations de paramètres orbitaux. (a) Variations des températures des eaux de surface estimées par les mesures d' $U_{37}^{k'}$ dans la carotte MD02-2529 comparées aux variations d'insolation pour le mois de juillet. (b) Variations de l'intensité des précipitations dans le Sud-Est du Brésil déduites du $\delta^{18}O$ d'un spéléothème de la cave de Botuvera (Cruz et al., 2005) comparées aux variations d'insolation pour le mois de février. (c) Variations de l'index NINO3, estimant les fluctuations de type ENSO à partir d'une modélisation dont le forçage principal est l'insolation aux basses latitudes (Clement et al., 1999). Les pointillées indiquent les intervalles où les paramètres orbitaux sont favorables à des conditions de type El Niño dans le Pacifique tropical.

Figure 2.13: Climatic temporal variations deduced from low-latitudes archives and from modelling experiments, responding to orbital parameters. (a) Sea surface temperatures variations estimated from the $U_{37}^{k'}$ index measured on MD02-2529 core compared to July insolation changes. (b) Rainfall variations in Southeastern Brazil deduced from the $\delta^{18}O$ of the Botuvera Cave speleothem (Cruz et al., 2005) compared to February insolation changes. (c) NINO3 index variations, estimating the ENSO variability by modelling experiments of which the main forcing is low-latitudes insolation changes (Clement et al., 1999). Dotted lines indicate time intervals when orbital parameters are favorable to El Niño-like conditions in the tropical Pacific.

Outre l'hypothèse que les variations de précipitations dans le Pacifique tropical Ouest aient pu être dictées par un forçage de type ENSO à l'échelle du millénaire, une étude de modélisation focalisée sur le couplage océan-atmosphère du Pacifique tropical a mis en évidence que les paramètres orbitaux pouvaient également contribuer à la variabilité ENSO (Clement et al., 1999). Ce couplage est basé sur les variations d'insolation induites par la précession : lorsque l'intensité d'insolation estivale est minimale au Nord de l'équateur (**Figure 2.13a**) et maximale aux latitudes tropicales Sud (**Figure 2.13b**), un réchauffement des eaux de surface des courants équatoriaux tend à favoriser une situation de type « El Niño » dans le Pacifique équatorial (où les températures du Pacifique Est-équatorial sont réchauffées, Clement et al., 1999, **Figure 2.13c**). A l'inverse, des maxima d'insolation estivale au Nord et des minima au Sud tendent à augmenter le gradient de températures des eaux de surface entre les eaux équatoriales de l'hémisphère Nord et Sud, tendant vers une situation de type « La Niña » (**Figure 2.13**, Clement et al., 1999). L'étude de Clement et al., 1999 indique que les variations d'insolation aux basses latitudes sont un forçage potentiel favorisant une variabilité de type ENSO à l'échelle de la dizaine de milliers d'années. Mais il est aussi clair que la réponse de l'index NINO3 est non linéaire (**Figure 2.13c**), impliquant l'existence d'effets de seuil pour le déclenchement de la variabilité ENSO. Ce type de forçage pouvant potentiellement expliquer des variations de températures des eaux de surface et étant lui-même induit par des variations d'insolation aux basses latitudes ne produira donc pas nécessairement une réponse parfaitement en phase avec les variations d'insolation.

L'évolution des températures pendant la dernière période glaciaire est principalement caractérisée par des fluctuations de 2 à 3°C s'opérant à des échelles de temps de l'ordre de la dizaine de milliers d'années, mais ne semble pas être parfaitement reliée aux variations d'insolation (**Figure 2.13a**). Néanmoins les variations de températures pendant les intervalles 5-20 ky BP et 40-70 ky BP montrent une relation satisfaisante avec les variations d'insolation, suggérant ainsi une influence des variations des paramètres orbitaux sur les températures des eaux de surface au moins dans ces intervalles temporels (**Figure 2.13a**).

Le Sud Est du Brésil est une zone très sensible à la dynamique ENSO : pendant les événements El Niño des anomalies positives de précipitations sont observées (Silvestri, 2004). Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sur un spéléothème brésilien et indiquant des maxima de précipitations (minima de $\delta^{18}\text{O}$) pendant les maxima d'insolation estivale au site de la cave de Botuvera ne sont pas incompatibles avec une variabilité de type ENSO en relation avec un forçage précessionnel (**Figure 2.13b, c**). En outre, les variations des températures des eaux de

surface de la carotte MD02-2529 indiquent qu'aux périodes de fort NINO3 index correspondent généralement des faibles températures (**Figure 2.13a, c**). Pendant les événements El Niño, les anomalies de températures attendues étant de l'ordre de +2 à +3°C (**Figure 1.18**), il est donc peu probable que les fluctuations des températures du Pacifique Est-équatorial soient gouvernées par une variabilité de type ENSO à l'échelle des paramètres orbitaux, comme il a récemment été proposé (Clement et al., 1999 ; Koutavas et al., 2002). De la comparaison des températures et des variations d'insolation, il apparaît que l'intervalle de temps le plus problématique est compris entre 25 et 35 ky BP, c.a.d. proche du LGM, quand les températures indiquent un minimum lors d'un maximum d'insolation. Parce que les conditions climatiques étaient particulièrement rigoureuses aux hautes latitudes pendant cet intervalle de temps, il est possible que ces conditions climatiques aient représenté un deuxième forçage se superposant au forçage principal des températures de surface, à savoir les variations d'insolation.

CHAPITRE 3
VARIATIONS TEMPORELLES DE L'HYDROLOGIE DU PACIFIQUE EST
AUX PROFONDEURS INTERMEDIAIRES, IMPLICATIONS POUR LA
DYNAMIQUE DES OMZ

Pendant la dernière période glaciaire, les changements climatiques rapides à l'échelle du millénaire ont eu un impact global (Voelker et al., 2002 ; EPICA 2006). Pendant le MIS3, les stades et les événements de Heinrich sont caractérisés par des anomalies négatives du $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur *C. wuellerstorfi* dans des sédiments de l'Atlantique Nord. Ces anomalies indiquent que les masses d'eaux situées à des profondeurs supérieures à 3000m étaient sous l'influence des AABW (Keigwin et Boyle, 1999 ; Shackleton et al., 2000), en accord avec une réduction des NADW et des changements dans leurs modes de circulation et dans leurs sites de convection (Duplessy et al., 1988 ; Vidal et al., 1997 ; Rickaby et Elderfield, 2005 ; Waelbroeck et al., 2006).

Pour le Pacifique profond, il existe peu d'études basées sur les isotopes stables des foraminifères benthiques avec une résolution suffisante pour documenter les variations hydrologiques répondant à la variabilité climatique rapide pendant le MIS3. Pour cette période, les enregistrements à haute résolution disponibles pour le Pacifique semblent indiquer que la ventilation des PDW et des AAIW était augmentée pendant les événements de Heinrich (Lund et Mix, 1998 ; Ninnemann et Charles, 2002 ; Pahnke et Zahn, 2005 ; **Figure 1.11**).

Aux profondeurs intermédiaires, la variabilité des conditions d'oxygénation dans les OMZ est marquée par une variabilité de type DO (voir par exemple Behl et al., 1996 pour le Pacifique ; Schulte et al., 1999 pour l'Indien), posant ainsi la question du transfert du signal climatique entre l'atmosphère et l'océan aux profondeurs intermédiaires.

Cependant, l'absence des foraminifères épibenthiques dans les OMZ en raison des concentrations en oxygène trop faibles ne permet pas de reconstituer les variations temporelles de $\delta^{13}\text{C}$ des masses d'eaux. D'autres indicateurs sont donc utilisés pour reconstruire l'hydrologie des OMZ à l'échelle de la variabilité DO, et s'accordent sur le fait qu'aux stades et interstades enregistrés au Groenland correspondent des maxima et minima de concentrations en oxygène dissous, respectivement (cf. pour le Pacifique Nord-Est : Behl et Kennett, 1996 ; Cannariato et al., 1999 ; Cannariato et Kennett, 1999 ; Zheng et al., 2000 ; van Geen et al., 2003 ; Hendy et Pedersen, 2005 ; Dean et al., 2006, **Figure 3.1**).

Pour expliquer les variations hydrologiques rapides des masses d'eau intermédiaires, des variations de ventilation des masses d'eaux intermédiaires et/ou de productivité primaire ont été alternativement proposées (cf. Chapitre 1, § 3.3.3.). La contribution des variations de l'efficacité de la ventilation des eaux intermédiaires a été étudiée par des expériences de modélisation, suggérant que la circulation des masses d'eaux aux profondeurs intermédiaires

est augmentée lorsque la circulation profonde en Atlantique Nord diminue pendant les événements de Heinrich (Mikolajewicz et al., 1997 ; Marchal et al., 1998 ; Schulte et al., 1999).

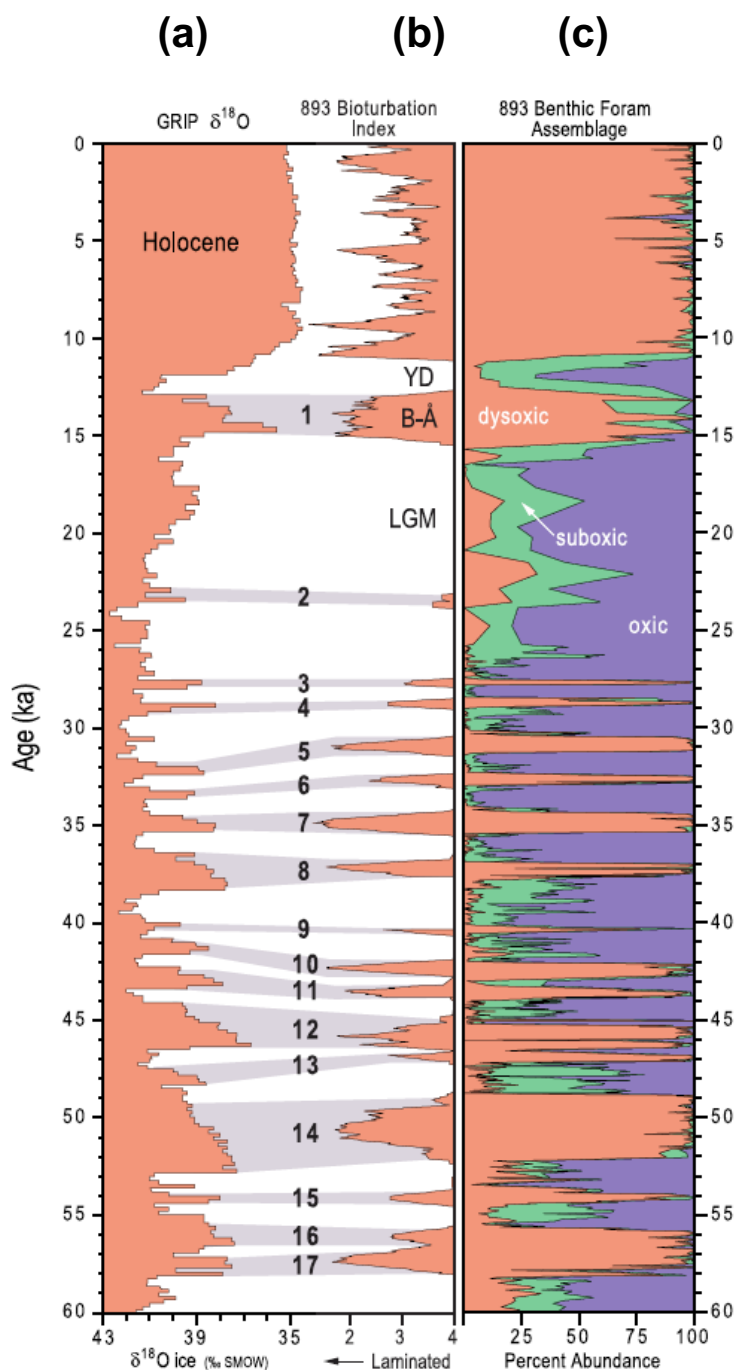


Figure 3.1 : Variations de la teneur en oxygène dissous aux profondeurs intermédiaires dans la zone du Pacifique Nord-Est (bassin de Santa Barbara) comparées aux températures atmosphériques au Groënland. (a) Variations de la température atmosphérique au Groenland au site de GRIP. (b) Index de bioturbation dans le bassin de Santa Barbara (Behl et Kennett, 1996). (c) Variations des assemblages de foraminifères benthiques dans le bassin de Santa Barbara (Cannariato et al., 1999). D'après Cannariato et al., 1999.

Figure 3.1: Variations of dissolved oxygen content at intermediate depth in the Northeastern Pacific region (Santa Barbara Basin) compared to atmospheric temperatures over Greenland. (a) Variations of atmospheric temperatures over Greenland at GRIP coring site. (b) Bioturbation index in Santa Barbara Basin (Behl an Kennett, 1996). (c) Variations of benthic foraminifera assemblages in Santa Barbara Basin (Cannariato et al., 1999). From Cannariato et al., 1999.

En ce qui concerne les données paléocéanographiques, peu d'études ont permis de déconvoluer sans ambiguïté les parts relatives de l'efficacité de la ventilation des masses d'eau et de la productivité sur les teneurs en oxygène. Sur la marge Californienne, un découplage entre la teneur en oxygène des eaux porales (déduite de mesures des éléments traces sensibles aux conditions d'oxydoréduction) et la production primaire exportée vers le sédiment (estimées par les teneurs en C_{org}) semble indiquer que la productivité primaire et les teneurs en oxygène ne sont pas toujours corrélées, au moins pour l'intervalle de la dernière déglaciation (Hendy et Pedersen, 2005). Par ailleurs, des mesures de ^{14}C effectuées sur des foraminifères planctoniques et benthiques indiquent que pendant le Younger Dryas les âges apparents des masses d'eaux situées à ~800m de profondeur étaient moins importants que ceux de l'Holocène (van Geen et al., 1996). Pour le MIS3, aucune étude n'a encore permis de trancher sur le forçage principal induisant les variations drastiques d'oxygénation des eaux intermédiaires observées dans le Pacifique Est à l'échelle du millénaire.

Outre le fait que la circulation des eaux intermédiaires est sensible aux changements rapides du climat, elle contribue également au transport de chaleur vers le Nord (Talley, 1999). De plus, les réorganisations océaniques à l'échelle de la variabilité DO ont un impact sur le cycle du carbone et donc sur la teneur atmosphérique en gaz à effets de serre (Marchal et al., 1998 ; Kennett et al., 2000). Pour ces raisons, il est important de mieux comprendre quelles sont les modes de circulation océanique dans le Pacifique associés aux variations drastiques de l'oxygénation dans les OMZ. L'objectif de ce chapitre sera de caractériser les modes de ventilation de la zone du Pacifique Est aux profondeurs intermédiaires.

Dans la première partie de ce chapitre, je présenterai rapidement les analyses isotopiques obtenues sur les foraminifères benthiques (*U. peregrina* pour les carottes MD02-2508 et MD02-2529 situées dans et sous l'OMZ respectivement, et *C. wuellerstorfi* pour la carotte MD02-2529), ainsi que les mesures de géochimie organique effectuées sur les deux carottes. L'ensemble de ces résultats est discuté en détail dans l'Article#3.

Dans la seconde partie de ce chapitre, la discussion sera focalisée sur la dynamique de l'hydrologie du Pacifique Est aux profondeurs intermédiaires. En premier lieu, la signification des signatures isotopiques des foraminifères benthiques sera discutée sous forme d'article (Article #3). En second lieu, les résultats des carottes MD02-2529 et MD02-2508 seront comparés à d'autres enregistrements benthiques du Pacifique afin de discuter des changements de modes de ventilation à l'échelle du millénaire.

1. Enregistrement des isotopes stables des foraminifères benthiques et des indicateurs de paléoproduktivité : Résultats

Les sédiments de la carotte MD02-2508 prélevée dans l'OMZ actuelle ne contiennent pas de foraminifères épibenthiques. J'ai donc mesuré les isotopes stables de l'espèce *U. peregrina* (endofaune superficielle) à haute résolution pour les derniers 70 milliers d'années. Dans la carotte MD02-2529, prélevée sous l'OMZ, *U. peregrina* et *C. wuellerstorfi* sont tous les deux présents et ont été mesurés pour le dernier cycle glaciaire/interglaciaire. L'analyse détaillée des résultats présentés dans ce chapitre est faite dans l'Article#3 et, dans ce qui suit, seules les caractéristiques principales des enregistrements seront décrites.

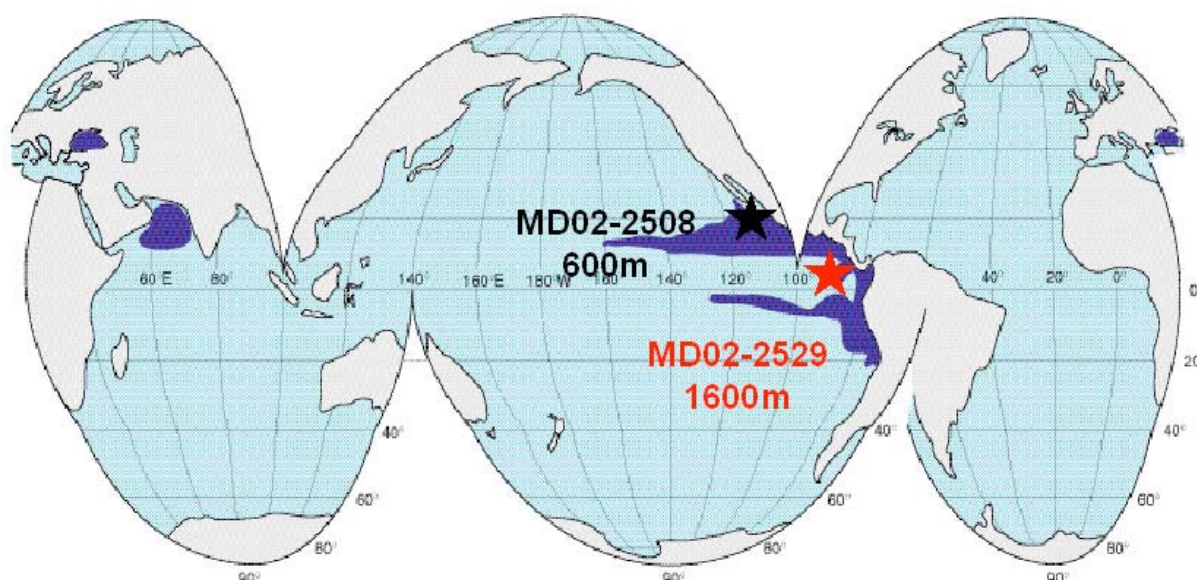


Figure 3.2 : Localisation des OMZ dans l'océan. Les étoiles noire et rouge indiquent la localisation des carottes MD02-2508 et MD02-2529, respectivement. Modifié d'après Broecker et Peng, 1982.

Figure 3.2: Location of OMZ in the world ocean. The black and red stars indicate MD02-2508 and MD02-2529 coring sites, respectively. Modified from Broecker and Peng, 1982.

1.1. Mesures des isotopes stables de l'espèce *C. wuellerstorfi* dans la carotte MD02-2529

Les mesures des isotopes stables effectuées sur l'espèce *C. wuellerstorfi* sont présentées dans la **Figure 3.3**. L'enregistrement couvre les derniers 140 ky BP avec une

résolution temporelle d'environ 250 ans pour les derniers 65 ky BP et d'environ 800 ans pour l'intervalle 65-140 ky BP.

Les variations temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ sont marquées par une variabilité glaciaire/interglaciaire (d'environ 1,7‰ pour la terminaison 1), et par des fluctuations à l'échelle du millénaire de l'ordre de 0,5‰ pendant le MIS3 (**Figure 3.3**). Les variations temporelles du $\delta^{13}\text{C}$ présentent également une variabilité glaciaire/interglaciaire, mais l'enregistrement est profondément marqué par une augmentation de la variabilité à l'échelle du millénaire et par des valeurs de plus en plus négatives entre le MIS2 et le MIS4 (**Figure 3.3**). Particulièrement pour l'intervalle 45-140 ky BP, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ fluctuent entre 0‰ et -1‰ à l'échelle du millénaire, et les intervalles 50-65 ky BP et 120-140 ky BP présentent des valeurs particulièrement basses (atteignant -1,5‰, **Figure 3.3**).

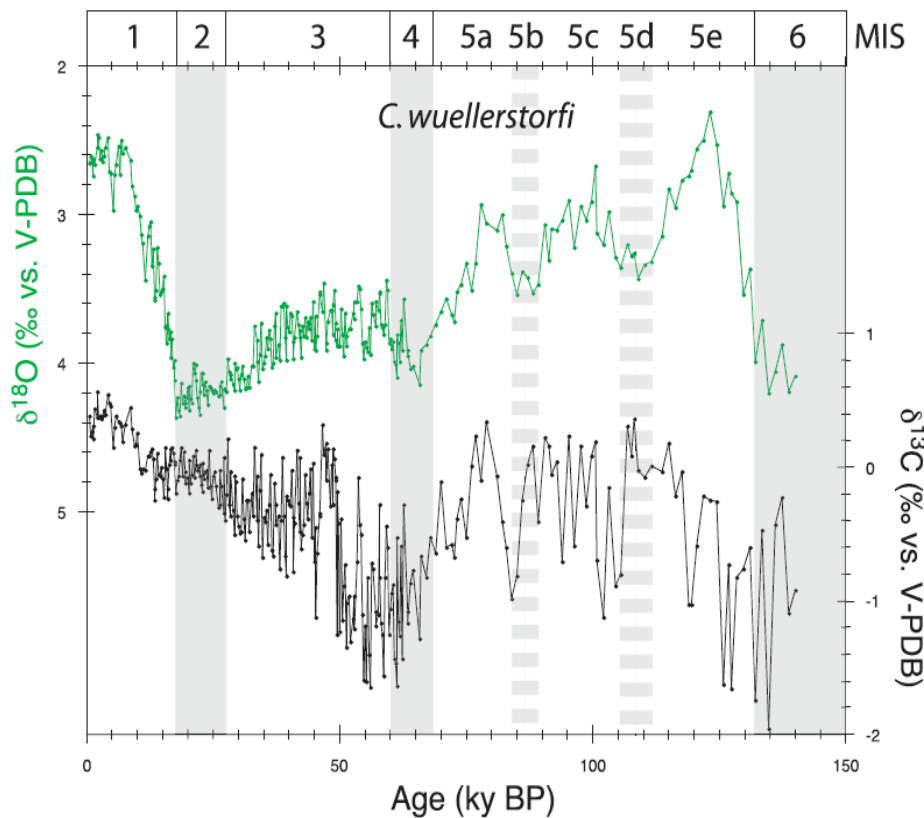


Figure 3.3 : Enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ (en vert) et du $\delta^{13}\text{C}$ (en noir) de l'espèce *C. wuellerstorfi* pour les derniers 140 ky BP dans la carotte MD02-2529.

Figure 3.3: $\delta^{18}\text{O}$ (in green) and $\delta^{13}\text{C}$ (in black) records of *C. wuellerstorfi* for the last 140 ky BP in MD02-2529.

Par la suite, l'interprétation de cet enregistrement sera précisée par des mesures isotopiques de l'espèce endobenthique *U. peregrina* et par des mesures de géochimie organique permettant de contraindre les variations du flux de matière organique au sédiment (cf. Article #3).

1.2. Mesures des isotopes stables de l'espèce *U. peregrina*

1.2.1. Résultats de la carotte MD02-2529

Les mesures des isotopes stables effectuées sur l'espèce *U. peregrina* sont présentées dans la **Figure 3.4**. L'enregistrement couvre les derniers 140 ky BP avec une résolution temporelle d'environ 800 ans.

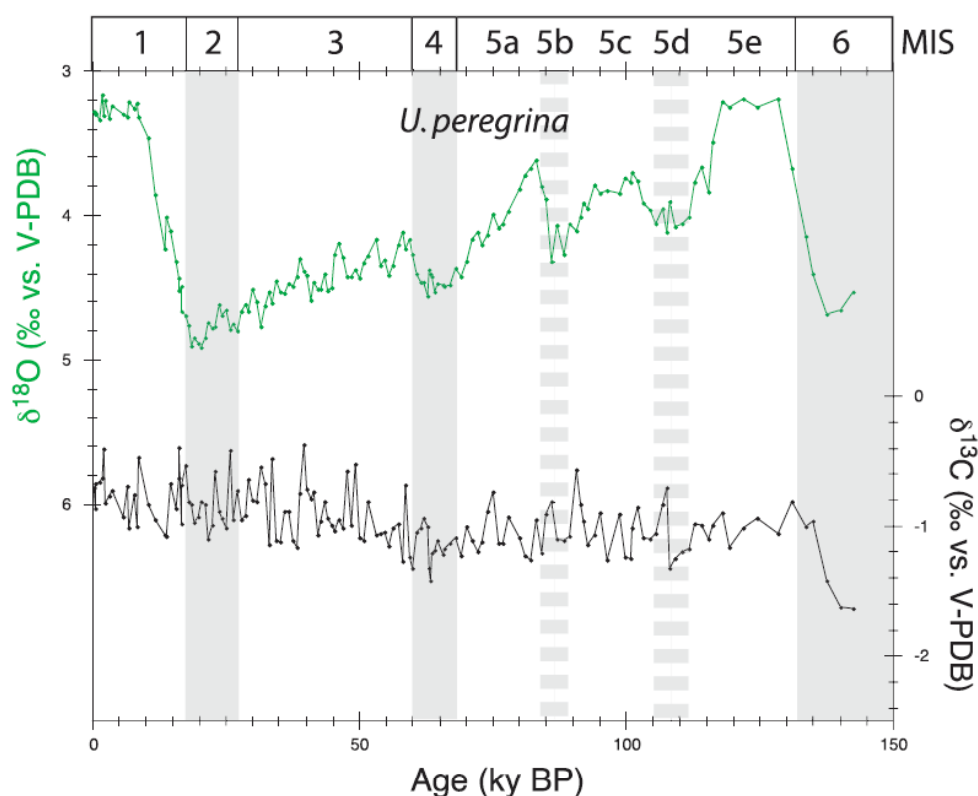


Figure 3.4 : Enregistrement du $\delta^{18}O$ (en vert) et du $\delta^{13}C$ (en noir) de l'espèce *U. peregrina* pour les derniers 140 ky BP dans la carotte MD02-2529.

Figure 3.4: $\delta^{18}O$ (in green) and $\delta^{13}C$ (in black) records of *U. peregrina* for the last 140 ky BP in MD02-2529.

Les variations temporelles du $\delta^{18}O$ sont marquées par une variabilité glaciaire/interglaciaire (d'environ 1,6‰ pour la terminaison 1), avec fluctuations à l'échelle du millénaire de l'ordre de 0,3‰ pendant le MIS3 (**Figure 3.4**). Contrairement à

l'enregistrement de *C. wuellerstorfi*, les variations temporelles du $\delta^{13}\text{C}$ de l'espèce *U. peregrina* ne présentent pas de variabilité glaciaire/interglaciaire.

1.2.2. Résultats de la carotte MD02-2508

Les mesures des isotopes stables effectuées sur l'espèce *U. peregrina* sont présentées dans la **Figure 3.5**. L'enregistrement couvre les derniers 70 ky BP avec une résolution temporelle d'environ 200 ans.

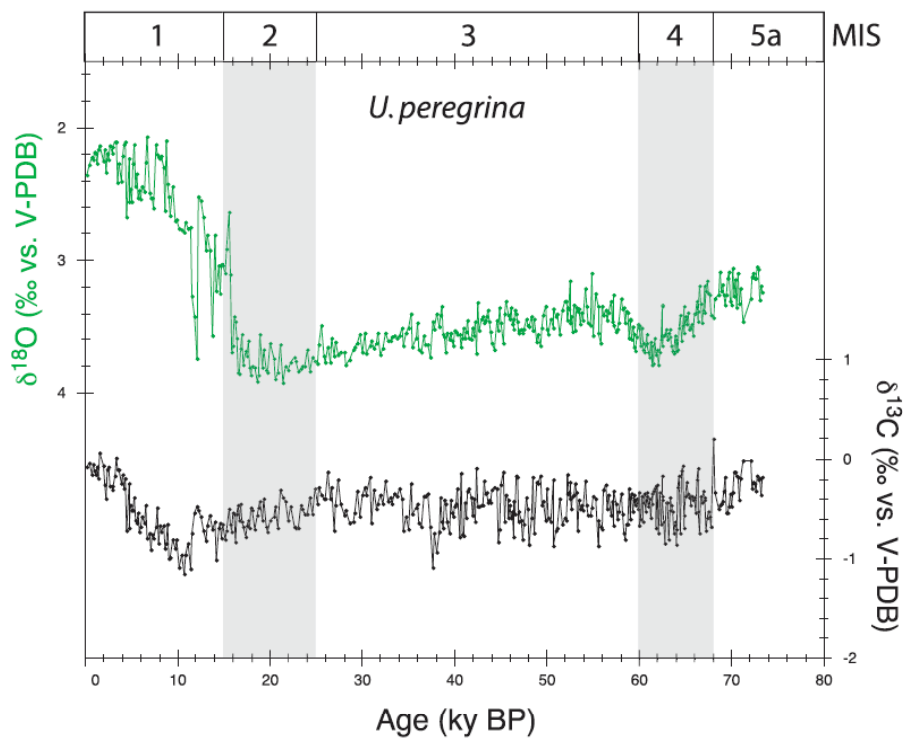


Figure 3.5 : Enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ (en vert) et du $\delta^{13}\text{C}$ (en noir) de l'espèce *U. peregrina* pour les derniers 70 ky BP dans la carotte MD02-2508.

Figure 3.5: $\delta^{18}\text{O}$ (in green) and $\delta^{13}\text{C}$ (in black) records of *U. peregrina* for the last 70 ky BP in MD02-2508.

Les variations temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ sont marquées par une variabilité glaciaire/interglaciaire d'environ 1,6‰ et 1‰ respectivement, avec des fluctuations à l'échelle du millénaire du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de 0,3‰ pendant le MIS3 (**Figure 3.5**).

1.3. Flux de matière organique au sédiment

Dans les zones soumises à de fortes variations d'oxygénation, les variations des teneurs en matière organique peuvent refléter des variations de productivité primaire, des variations d'apports de matière organique terrestre et/ou de leur préservation dans le sédiment. De plus, lorsque les teneurs de matière organique dans le sédiment sont importantes, elles peuvent induire de la dissolution des carbonates.

1.3.1. Résultats de la carotte MD02-2529

Les résultats de géochimie organique pour la carotte MD02-2529 sont présentés dans la **Figure 3.6**. De plus, on dispose des variations de la concentration en C_{37} alcénones (données générées par Frauke Rostek) qui permettent de mieux contraindre la signification des mesures de C_{org} et de $CaCO_3$.

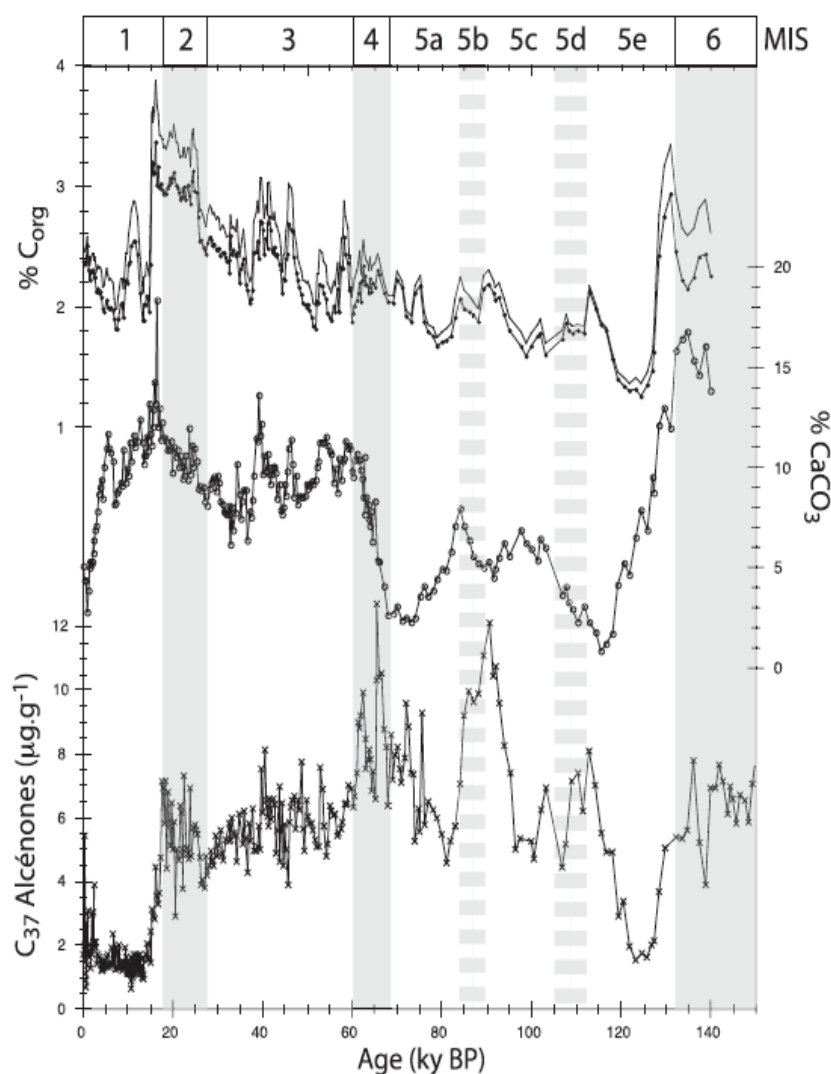


Figure 3.6 : Variations temporelles des mesures de géochimie organique au site de la carotte MD02-2529 (points pour le $\%C_{org}$, trait pour le $\%C_{org}$ corrigé de l'effet de dilution des carbonates, cercles pour le $\%CaCO_3$, croix pour la concentration en C_{37} alcénones). Les $\%C_{org}$ et $\%CaCO_3$ sont calculés en poids sec de sédiment.

Figure 3.6: Temporal variations of organic geochemistry measurements in MD02-2529 (dots for $\%C_{org}$, line for carbonate-free $\%C_{org}$, circles for $\%CaCO_3$, crosses for C_{37} alkenones concentrations). $\%C_{org}$ and $\%CaCO_3$ are indicated in % of dry sediment.

Tous les indicateurs présentés dans la **Figure 3.6** montrent une variabilité glaciaire/interglaciaire. D'une manière générale, ces indicateurs présentent des maxima pendant les stades glaciaires (MIS2, 4, 6) et des minima pendant les stades interglaciaires (MIS1, 3, 5). De plus, la carotte MD02-2529 enregistre des variations à l'échelle du millénaire de manière synchrone pendant le MIS3. Des mesures récentes effectuées sur des alcanes indiquent que les flux de matière organique terrigène étaient importants à 17 ky BP et pendant le Dryas récent et le début de l'Holocène, pouvant donc en partie expliquer les différences à l'échelle du millénaire entre les données d'alcénones (productivité marine) et les variations de teneur en carbone organique (Elena Ivanova, communication personnelle).

1.3.2. Résultats de la carotte MD02-2508

Les résultats des mesures de géochimie organique effectuées dans la carotte MD02-2508 sont présentés dans la **Figure 3.7**.

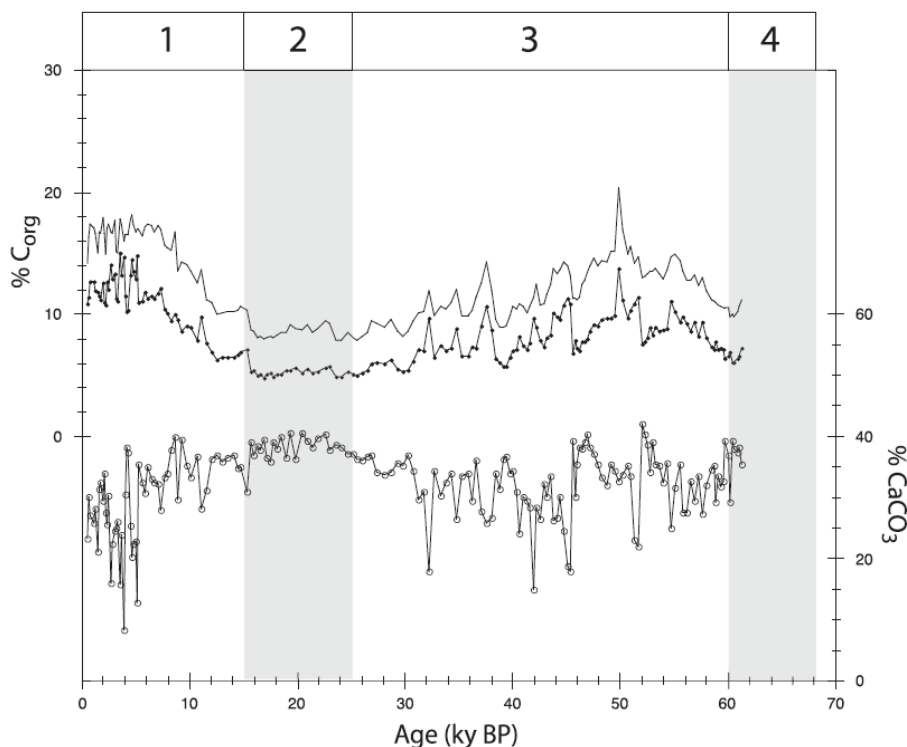


Figure 3.7 : Variations temporelles des indicateurs de productivité au site de la carotte MD02-2508 (points pour le %C_{org}, trait pour le %C_{org} corrigé de l'effet de dilution des carbonates, cercles pour le %CaCO₃). Les %C_{org} et % CaCO₃ sont calculés en poids sec de sédiment.

Figure 3.7: Temporal variations of productivity indicators in MD02-2508 (dots for %C_{org}, line for carbonate-free %C_{org}, circles for %CaCO₃). %C_{org} and % CaCO₃ are indicated in % of dry sediment.

Les fluctuations de la teneur en C_{org} sont marquées par une forte variabilité à l'échelle du millénaire pendant le MIS3. De plus, les teneurs en carbonates sont corrélées négativement aux teneurs en C_{org} , contrairement à ce qui est observé dans la carotte MD02-2529. Il est donc probable que les variations de teneur en $CaCO_3$ au site de la carotte MD02-2508 soient influencées par la dissolution des carbonates, et particulièrement pendant les intervalles de temps où les maxima de C_{org} correspondent aux minima de $CaCO_3$. De plus, ces intervalles sont caractérisés par des laminations, et correspondent aux interstades de D-O (Blanchet et al., soumis). Ces intervalles d'anoxie sont donc particulièrement favorables à la préservation de la matière organique dans le sédiment, ayant nécessairement contribué au moins en partie aux fortes teneurs de C_{org} enregistrées dans ces intervalles.

Des études de géochimie organique sur des sédiments marins au même site de prélèvement que celui de la carotte MD02-2508 ont été couplées à des indicateurs de paléoproduktivité (abondance de foraminifères benthiques) et de dissolution des carbonates (index de fragmentation de foraminifères) (Ortiz et al., 2004). Les maxima de C_{org} étant corrélés à des maxima d'abondance de foraminifères benthiques et à des maxima de l'index de fragmentation, les variations de C_{org} et de $CaCO_3$ au site de la carotte MD02-2508 peuvent être interprétées en termes de variations de productivité et de dissolution, respectivement (Ortiz et al., 2004). Par la suite, je considérerai que les interstades sont caractérisés par des maxima de flux de matière organique vers le sédiment. Même si les variations de teneur en C_{org} sont probablement affectées par des variations de préservation, le C_{org} sera utilisé comme un indicateur semi-quantitatif des flux de matière organique au sédiment, en relation avec une productivité accrue dans les eaux de surface et en accord avec d'autres proxys de paléoproduktivité (voir par exemple Hendy et Pedersen, 2005). Les interstades seront également considérés comme des périodes où la dissolution des carbonates est intense.

2. Variabilité hydrologique des eaux intermédiaires dans la zone du Pacifique Est

2.1. Interprétation des signatures isotopiques des foraminifères benthiques dans les OMZ (Article#3)

Les signatures isotopiques des foraminifères benthiques peuvent être affectées par différents processus hydrologiques. Particulièrement pour le Pacifique Est aux profondeurs intermédiaires où des variations drastiques de l'hydrologie (telles que la ventilation, les conditions d'oxygénation ou la productivité primaire, cf. par exemple Mix et al., 1999) sont enregistrées à l'échelle du millénaire, il est important de vérifier quels processus hydrologiques ont pu affecter la signature isotopique des foraminifères benthiques.

Les variations temporelles du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques peuvent potentiellement refléter des variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Duplessy et al., 1984) en relation avec l'influence de différentes masses d'eaux et/ou des variations dans l'efficacité de la ventilation des eaux intermédiaires, ou des variations de productivité en surface affectant directement les paramètres géochimiques des masses d'eaux dans lesquelles les foraminifères benthiques vivent (McCorkle, 1985 ; Zahn et al., 1986 pour les eaux porales ; Stott et al., 2000 pour les eaux de fond). Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques sont également dépendantes de l'espèce (vis-à-vis de l'effet de microhabitat en particulier, McCorkle et al., 1990, cf Chapitre 1, § 2.1.3.). Afin d'interpréter les signatures isotopiques de ces régions, il est donc nécessaire de comparer les enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères avec des indicateurs indépendants de ventilation et/ou d'oxygénation et/ou de productivité. Par la suite, je me suis focalisé sur les indicateurs de productivité primaire.

Le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques dépend de la température et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ de l'eau (lui-même dépendant des variations du volume de glaces continentales en relation avec le niveau marin et, dans une moindre mesure, des variations de salinité locales). Les variations rapides du niveau marin sont encore largement incertaines pendant le MIS3 (voir par exemple Siddall et al., 2003 pour des variations synchrones avec les températures en Antarctique, et Arz et al., 2006 pour des variations synchrones avec les températures au Groënland). De plus, il n'existe pas de données de paléotempératures des eaux intermédiaires du Pacifique pour la

dernière période glaciaire. Il est donc difficile d'interpréter sans ambiguïté les variations millénaires du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques dans la zone d'étude.

Dans l'article qui suit, intitulé « Significance of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ recorded by *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Uvigerina peregrina* in oxygen minimum environments », les rapports isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des carottes MD02-2508 et MD02-2529 sont interprétés en relation avec les indicateurs de productivité. Cette étude a permis de montrer que les variations du $\delta^{13}\text{C}$ de *C. wuellerstorfi* dans la carotte MD02-2529 reflètent celles du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des masses d'eaux de profondeur intermédiaire sans être biaisé par les variations de productivité. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur *U. peregrina* dans la carotte MD02-2529 ne sont reliées ni au $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des eaux de fond à l'endroit de la carotte, ni aux variations de productivité, ce qui suggère une influence complexe des eaux interstitielles sur le $\delta^{13}\text{C}$ enregistré par *U. peregrina*, et probablement en partie liée à l'écologie même de cette espèce. Enfin, des variations rapides du $\delta^{18}\text{O}$ de *C. wuellerstorfi* peuvent être reliées à des variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ local en relation avec l'influence de masses d'eaux de salinités différentes, engendrant ainsi des variations de l'ordre de $\pm 0.2\text{‰}$ du $\delta^{18}\text{O}$ de *C. wuellerstorfi*.

Outre l'influence directe des paramètres hydrologiques sur les isotopes stables des foraminifères benthiques, une étude récente a mis en évidence une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ de *U. peregrina* de l'ordre de 1‰, probablement liée à la dissolution partielle des tests (Schmiedl et Mackensen, 2006). De même, les auteurs ont spécifié que le $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères attaqués par la dissolution pouvait également augmenter d'environ 0,3‰ (voir les références dans Schmiedl et Mackensen, 2006 ; Pearson et al., 2001). Dans la carotte MD02-2529, les variations synchrones du $\delta^{18}\text{O}$ de *C. wuellerstorfi* et de *U. peregrina*, le $\delta^{13}\text{C}$ relativement constant de *U. peregrina* ainsi que la corrélation entre les teneurs en C_{org} et en CaCO_3 suggèrent que la dissolution n'a pas eu d'impact significatif sur les rapports isotopiques des foraminifères benthiques (cf. Article #3). Dans la carotte MD02-2508 où le taux d'accumulation de C_{org} est d'un ordre de grandeur supérieur à celui de la carotte MD02-2508 et où les teneurs en CaCO_3 ont potentiellement été altérées par la dissolution à l'échelle du millénaire, les rapports isotopiques de *U. peregrina* peuvent éventuellement avoir été atteints par la dissolution partielle des tests.

Dans la **Figure 3.8**, les intervalles de la carotte MD02-2508 susceptibles d'avoir été particulièrement affectés par la dissolution (c.a.d. les intervalles où des maxima de C_{org} correspondent à des minima de CaCO_3) sont comparés aux rapports isotopiques de *U. peregrina*. Pendant les intervalles affectés par la dissolution, les rapports isotopiques ne sont

pas systématiquement augmentés (contrairement à ce qui est attendu dans le cas d'un effet de la dissolution selon Schmiedl et Mackensen, 2006, **Figure 3.8**). Ce résultat suggère que les rapports isotopiques de *U. peregrina* ne sont pas affectés par la dissolution.

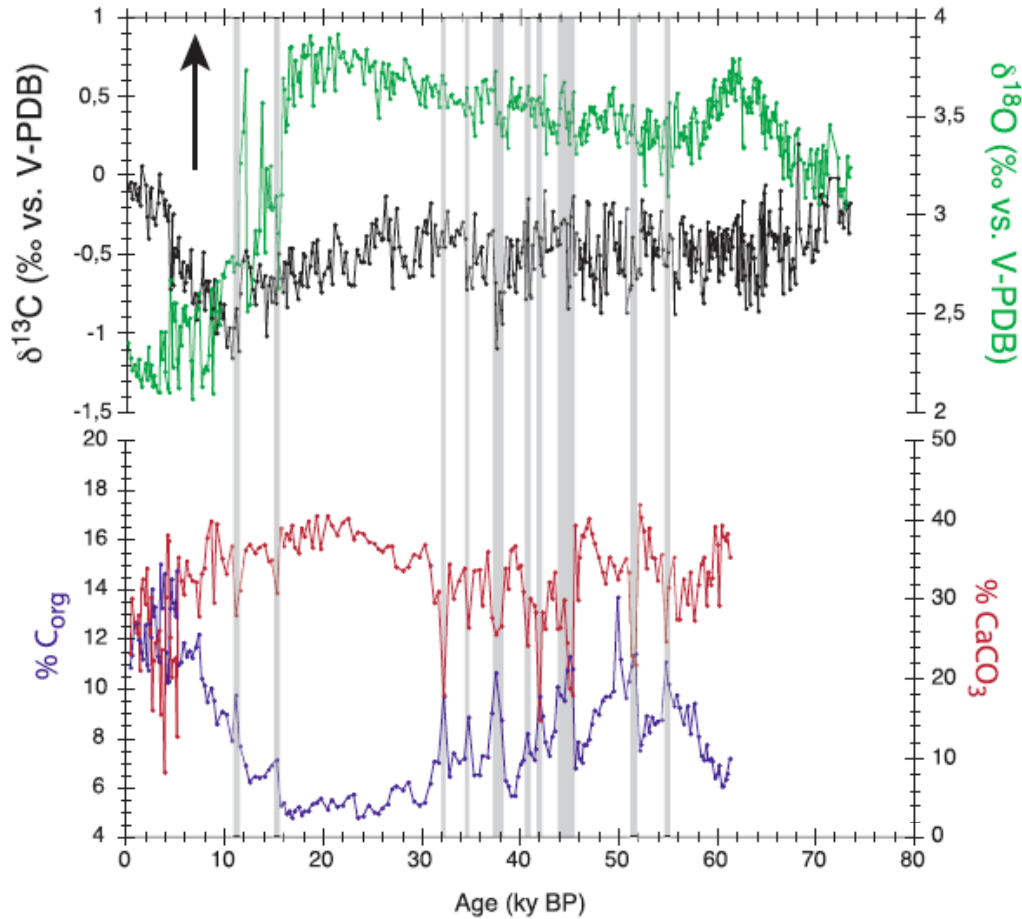


Figure 3.8 : Variations temporelles des indicateurs de productivité au site de la carotte MD02-2508 (%C_{org}, en bleu et %CaCO₃ en rouge), comparées aux variations des rapports isotopiques de l'espèce *U. peregrina* (δ¹³C en noir et δ¹⁸O en vert). Les barres verticales grises indiquent les intervalles susceptibles d'être influencés par la dissolution, la flèche noire en haut à gauche de la figure indique le sens de variations des rapports influencés par la dissolution selon Schmiedl et Mackensen, 2006.

Figure 3.8: Temporal variations of productivity indicators in MD02-2508 (%C_{org}, in blue and %CaCO₃ in red), compared to variations of isotopic ratios measured on *U. peregrina* (δ¹³C in black and δ¹⁸O in green). Vertical bars indicate the intervals when partial dissolution of carbonates may occur, the black arrow indicate how the dissolution would influence the isotopic ratios according to Schmiedl et Mackensen, 2006.

Significance of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ recorded by *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Uvigerina peregrina* in oxygen minimum environments

Leduc G.^{a*}, Vidal L.^a, Tachikawa K.^a, Rostek F.^a, Sonzogni C.^a, Bard E.^a,

^a Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France

* Corresponding author. Email: leduc@cerege.fr

Abstract

Past hydrological patterns of intermediate waters of the Northeastern tropical Pacific are assessed for the last 140 ky BP by the mean of high-resolution benthic foraminifera stable isotopes records and productivity indicators. More specifically we aim at clarifying how the epibenthic and the shallow endobenthic foraminifera isotopic ratios could be interpreted in terms of hydrological changes in the vicinity of the Oxygen Minimum Zones (OMZ). For this objective we use new high-resolution isotopic records measured on *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Uvigerina peregrina* from two sediment cores retrieved within and below the present-day Eastern Pacific OMZ, together with indicators of organic matter supply to the seafloor. We find that (1) *C. wuellerstorfi* is highly efficient to reconstruct past variations of intermediate water $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ in spite of the rapid and high-amplitude productivity variations; (2) the *U. peregrina* $\delta^{13}\text{C}$ signature is linked neither to paleoproductivity changes nor to fluctuations of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$; (3) $\delta^{18}\text{O}$ variations of *C. wuellerstorfi* could be partly explained by

regional $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ changes likely due to variations in salinity at core location that can account for $\pm 0.2\text{‰}$ in the *C. wuellerstorfi* $\delta^{18}\text{O}$ signal.

1. Introduction

Foraminifera stable carbon and oxygen isotopic ratios ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) are one of the most frequently used paleoceanographic tools for reconstructing past hydrological variability of the deep ocean.

The ^{12}C -rich organic matter synthesized by the biological activity acts to lower the $\delta^{13}\text{C}$ of Dissolved Inorganic Carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) in surface waters. Along the oceanic deep-water pathways, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ decreases by the contribution of organic matter remineralisation. In the deep modern ocean, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ varies between $+1\text{‰}$ for the newly formed North Atlantic Deep Water (NADW) and -0.5‰ in the Northeastern Pacific deep waters [Kroopnick, 1985]. Downcore benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ values are thus usually interpreted in terms of variations in modes of oceanic water mass circulation (e.g. [Duplessy *et al.*, 1988; Vidal *et al.*, 1997; Pahnke and Zahn, 2005]).

The $\delta^{18}\text{O}$ measured on benthic foraminifera depends on the ambient seawater $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) as well as on the water temperature at which the foraminifera test is calcified. The relationship between temperature, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ and the $\delta^{18}\text{O}$ of carbonates ($\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$) is defined by the paleotemperature equations, that are under the form:

$$T(^{\circ}\text{C}) = A + B(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})$$

If one assumes that deep sea temperatures did not change at a given site, then temporal variations of benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ could be used to reconstruct past variations of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, i.e. variations of the global ice volume and hence of eustatic sea level [Chappell and Shackleton, 1986; Labeyrie *et al.*, 1987; Shackleton, 1987; Shackleton *et al.*, 2000, Waelbroeck *et al.*, 2002]. On the other hand, it is also possible to compute variations of deep-

sea temperatures when $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ changes are either removed or ignored [Labeyrie *et al.*, 1987; Waelbroeck *et al.*, 2002; Duplessy *et al.*, 2002; Hendy and Kennett, 2003].

Among the different benthic foraminifera species used for paleoceanographic reconstructions, downcore measurements were extensively performed on the epibenthic species *Cibicidoides wuellerstorfi* and the shallow endobenthic species *Uvigerina peregrina*, that are broadly found on the deep oceanic sediments. *C. wuellerstorfi* lives at the water-sediment interface, while *U. peregrina* is known to have its maximal abundance in the upper few centimetres of sediment [McCorkle *et al.*, 1997]. Their $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ signatures show interspecific offsets, which should be taken into account when temporal $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variations are interpreted in terms of hydrological changes.

The $\delta^{13}\text{C}$ of *C. wuellerstorfi* ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$) is known to approximate the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of bottom water [Duplessy *et al.*, 1984], and the $\delta^{13}\text{C}$ recorded by *U. peregrina* ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$) is systematically lower than the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$, because of the lower pore water $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values induced by the organic matter decay within the sediment (the so-called “microhabitat effect” [McCorkle *et al.*, 1990]). An average 0.9‰ offset between the two species have been estimated from a wide range of deep sea core top data [Duplessy *et al.*, 1984]. Also, a constant 0.64‰ offset is supposed between the $\delta^{18}\text{O}$ of both species [Shackleton and Opdyke, 1973], generally referred as a “vital effect”. Since *U. peregrina* is supposed to calcify in isotopic equilibrium with seawater [Shackleton, 1974], this constant offset between the two species is considered as a vital effect of -0.64‰ for *C. wuellerstorfi*. These basic rules extensively reviewed in [Rohling and Cooke, 1999] are routinely applied in paleoceanographic studies and were successfully used to track how the deep ocean circulation and chemistry changed.

In this study, we focus on benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ records from the intermediate depths nearby the Northeastern Pacific margin (Figure 1a). In this area, the high primary productivity in surface waters coupled to low oceanic ventilation at intermediate

depths (i.e. between ~300 and 1000m water depth) induce the development of an Oxygen Minimum Zone (OMZ, Figure 1b). For the last glacial period, sharp changes in hydrological patterns at the millennial timescale have modulated the OMZ strength [Behl and Kennett, 1996; Van Geen *et al.*, 2003], and were alternatively explained by productivity changes [Mix *et al.*, 1999; Ortiz *et al.*, 2004] and/or by ventilation rate efficiency [Cannariato and Kennett, 1999; Zheng *et al.*, 2000].

Under such variable paleoceanographic conditions, the benthic foraminiferal isotopic signatures should be interpreted with caution. Firstly, in oceanic regions characterized by mixing of contrasted water masses, salinity changes may contribute to the regional $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ variability that will ultimately be imprinted in the foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$. Secondly, intense vertical organic flux may bias benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ from the regional bottom water $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. For example, it has been emphasized that the interspecific $\delta^{13}\text{C}$ offset could be increased in highly productive regions by decrease in $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ due to intense organic matter decay within the sediment [Zahn *et al.*, 1986]. Further, in some particularly productive regions such as the Atlantic sector of the Southern Ocean, *C. wuellerstorfi* records the local $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of an organic-rich “fluffy layer” at the water-sediment interface, rather than regional bottom water $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (the so-called “Mackensen effect” that could lead to $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ decrease of 0.2 to 0.6‰ [Mackensen *et al.*, 1993; Mackensen and Bickert, 1999]). Some independent proxies for paleoproductivity are thus required to gain insight into downcore benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ interpretation.

Rapid changes in oceanographic conditions have strong influence on the benthic foraminiferal assemblages [Cannariato *et al.*, 1999; Cannariato and Kennett, 1999], and do not permit to generate high-resolution records based on one single species. This is particularly the case in OMZ regions, where a constant offset between the species is hypothesized to

generate continuous isotopic records (e.g. see [Kennett *et al.*, 2000; Pahnke and Zahn, 2005] for the $\delta^{13}\text{C}$, and [Shackleton *et al.*, 2000; Hendy and Kennett, 2003] for the $\delta^{18}\text{O}$).

In this study we present new high-resolution benthic isotopic data from the Eastern Pacific performed on both *C. wuellerstorfi* and *U. peregrina*, together with independent estimations of paleoproductivity. This approach enables us to determine what information can be retrieved from the $\delta^{13}\text{C}$ and the $\delta^{18}\text{O}$ of both species in oceanic environments subjected to paleoproductivity changes and/or to sharp ventilation variations such as in the present-day OMZ areas.

2. Modern Eastern Pacific hydrological patterns

Along the Northwestern American margin, primary productivity in surface waters attains 250 and 400 gC/m²/year in the Eastern Equatorial Pacific (EEP) and in the Northeastern Pacific (NEP), respectively, with productivity maxima during the boreal winter because of wind-induced upwelling [Behrenfeld and Falkowski, 1997]. This high productivity is a key parameter for the oxygen content in the underlying water masses because it controls the oxygen consumption not only within the water column, but also within the pore waters that ultimately could alter the bottom-water oxygen concentrations [Stott *et al.*, 2000].

Another key parameter for water masses oxygenation is the oceanic ventilation rates. At water depths greater than 2000m, the Eastern Pacific is bathed by the Pacific Deep Water (PDW, Figure 1b), that corresponds to returning modified Antarctic Bottom Water [Mantyla, 1975]. The PDW flows from the North Pacific Ocean toward the Antarctic divergence where it upwells. Between 500 and 1000m water depth, the Antarctic Intermediate Water (AAIW) ventilates the Eastern South Pacific Ocean [Talley, 1993] from the subantarctic front where it dips until a latitude of ~20°S (Figure 1b). The North Pacific Intermediate Water (NPIW) that mainly originates from the Okhotsk Sea [Talley, 1993] ventilates only the upper 500m water

depth of the Northeastern Pacific (Figure 1b). The sluggish Eastern Pacific ventilation rates at intermediate depths leads to favourable conditions for the development of an OMZ, with dissolved oxygen concentrations lower than $20 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Figure 1b).

Cores MD02-2529 ($08^{\circ}12.33'\text{N}$, $84^{\circ}07.32'\text{W}$, 1619m water depth) and MD02-2508 ($23^{\circ}27.91'\text{N}$, $111^{\circ}35.74'\text{W}$, 606m water depth) were recovered during the IMAGES VIII, MONA oceanographic cruise in the EEP and in the NEP, respectively (Figure 1a).

Core MD02-2508 was retrieved within the present-day OMZ of the NEP, i.e. at the southern edge of the NPIW (Figure 1b) where dissolved oxygen concentrations are lower than $20 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Figure 1d). The modern Northeastern Pacific $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values at core site are $\sim -0.6\text{‰}$ at 600m water depth (Figure 1c). At MD02-2508 coring site, the temperature is $\sim 6.5^{\circ}\text{C}$ [Conkright *et al.*, 2001] and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ is $\sim -0.1\text{‰}$ [Schmidt *et al.*, 1999].

Core MD02-2529 was retrieved in the EEP below the present-day OMZ at the upper limit of the PDW path (Figure 1b), i.e. where dissolved oxygen concentrations attain $\sim 100 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Figure 1d). In the present EEP, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ at 1600m depth falls at around 0.0‰ (Figure 1c). At MD02-2529 coring site, the temperature is $\sim 2.8^{\circ}\text{C}$ [Conkright *et al.*, 2001] and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ is $\sim 0.07\text{‰}$ [Schmidt *et al.*, 1999].

3. Methods and material

For core MD02-2529, *C. wuellerstorfi* and *U. peregrina* were found in the entire sedimentary sequence (the last 140 ky BP), allowing the comparison of their isotopic signatures with a millennial to centennial time resolution. In MD02-2508, only *U. peregrina* was present for the last 60 ky BP, presumably because of insufficient dissolved oxygen levels for epibenthic foraminifera to develop. Within both cores we also characterize temporal variations of organic carbon and CaCO_3 sedimentary content, as well as total C_{37} alkenones concentrations for MD02-2529.

3.1. Stable isotope measurements

Stable isotopes measurements were performed on *C. wuellerstorfi* and *U. peregrina* for the > 250µm size fraction. For MD02-2529 core, about 50 sample replicates on a total of about 370 measurements have been performed for *C. wuellerstorfi*, and 3 replicates on a total of 115 measurements for *U. peregrina*. For MD02-2508 core, about 40 sample replicates on a total of about 380 measurements have been performed on *U. peregrina*.

Samples containing 1 to 4 foraminifera were reacted in H₃PO₄ at 70°C, and the resulting CO₂ was analysed by a Finnigan Delta Advantage mass spectrometer at CEREGE. Stable isotopic ratios are reported in ‰ relative to the V-PDB. Analytical precision was better than ± 0.05‰ for δ¹⁸O and ± 0.03‰ for δ¹³C (± 1σ) based on repeated analyses of a NBS-19 limestone standard.

3.2. Accumulation of organic matter within sediments

The organic carbon (C_{org}) content of the bulk sediment indicates the amount of organic matter buried within the sediments. The CaCO₃ sedimentary content reflects both calcareous phytoplankton (coccolithophorids) and zooplankton (i.e. foraminifera) production and may be subjected to biologically-mediated dissolution [Schulte and Bard, 2003]. Alkenones are synthesized by coccolithophorids and represent the intensity of calcareous phytoplankton productivity.

Total Carbon and Organic Carbon sedimentary content have been measured on a CNS elemental analyser FISOONS 1500. To determine C_{org} content, the carbonates were removed by successive additions of HCl at 0.1M, and each value of organic carbon is the mean of two measurements. The CaCO₃ content is calculated as follows:

$$\%CaCO_3 = (C_{tot} - C_{org}) * 8.33$$

The standard used for sedimentary carbon measurements is an Acetanilide powder (C_8H_9NO , containing 71.09% of carbon). The uncertainty due to analytical precision is ~5% for MD02-2529 and ~3% for MD02-2508.

Total C_{37} alkenones were extracted following the analytical procedure fully described in Sonzogni et al., 1997.

3.3. Age model of the cores

The age model of core MD02-2529 is based on calibrated radiocarbon ages for the last 40 ky BP and on benthic foraminifera stratigraphy for the rest of the sequence, and is fully described in [Leduc et al., 2006]. The temporal resolution is for *C. wuellerstorfi* ~250 years for the 60 ky BP and ~800 years for the 60-140 ky BP time interval. For the *U. peregrina*, the temporal resolution is ~800 years for the last 140 ky BP. The C_{org} , $CaCO_3$ and alkenones concentrations temporal resolution are better than 400 years for the MIS3 interval.

The age model of core MD02-2508 is based on calibrated radiocarbon ages for the last 40 ky BP measured on both benthic and planktonic foraminifera, and on paleomagnetic measurements for the rest of the sequence [Blanchet et al., 2006]. The *U. peregrina* stable isotopes temporal resolution is ~200 years for the MIS3 interval. The C_{org} and $CaCO_3$ temporal resolution is better than 400 years for the MIS3 interval.

4. Results

4.1.1. Oxygen isotopic records of core MD02-2529

The $\delta^{18}O$ of the two analysed benthic foraminifera species display glacial-interglacial variations over the last 140 ky BP (Figure 2a). The $\delta^{18}O$ value of *C. wuellerstorfi* value ($\delta^{18}O_{Cw}$) at core top is ~2.6‰ (Figure 2a). Together with the temperature and the $\delta^{18}O_{sw}$ at MD02-2529 core site, the $\delta^{18}O_{Cw}$ is roughly aligned using the paleotemperature equations of

Bemis et al., 1998 and of Lynch-Stieglitz et al., 1999 (Figure 3). The mean $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}$ values for the last 10 ky BP is $\sim 2.6 \pm 0.1\text{‰}$, with a 0.4‰ positive anomaly centred at ~ 6 ky BP (Figure 2a). During the Termination I (10-16 ky BP), the $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}$ is marked by an increase of $\sim 1.7\text{‰}$ between the late Holocene ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}} \sim 2.6\text{‰}$) and the MIS2 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}} \sim 4.3\text{‰}$) (Figure 2a). The MIS2 values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}$ remain quite constant ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}} \sim 4.2\text{‰} \pm 0.2\text{‰}$) (Figure 2a). Between 30 and 70 ky BP, several $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}$ variations of $\sim 0.5\text{‰}$ exhibit triangular-shape patterns. This type of variability has been observed in many deep-sea benthic foraminiferal records, but the MD02-2529 $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}$ is of higher than the $\sim 0.3\text{‰}$ usually described in other benthic $\delta^{18}\text{O}$ records [e.g. Vidal et al., 1999; Shackleton et al., 2000; Pahnke and Zahn, 2005] (Figure 2a). The 70-140 ky BP time interval displays typical variability usually observed in benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ records during the MIS5 and the Termination II, i.e. long-term variations with amplitudes of $\sim 0.5\text{‰}$ to $\sim 1\text{‰}$ that define minima centred at ~ 80 , 100 and 125 ky BP (MIS5 substages a, c and e respectively) and maxima centred at ~ 90 , 110 and 140 ky BP (MIS5 substages b and d and MIS6, respectively) (Figure 2a).

The $\delta^{18}\text{O}$ value of *U. peregrina* ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$) is $\sim 3.3\text{‰}$ at core top (Figure 2a). The $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ coupled to the temperature at MD02-2529 core site fall close to the paleotemperature equation of Shackleton et al., 1974 and of O'Neil, 1969 (Figure 3). The record of $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ for the last 10 ky BP varies between 3.2 and 3.3‰ (Figure 2a). Globally, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ exhibits the same patterns that are recorded by *C. wuellerstorfi* and displays clearly the position of the Antarctic warm events used for the age model construction (Figure 2a). The $\delta^{18}\text{O}$ offset between *C. wuellerstorfi* and *U. peregrina* [Shackleton and Opdyke, 1973] seems to be constant through time, even if some data deviate by more than 0.1‰ (i.e. significantly) from the 0.64‰ offset that is generally accepted between both genera (Figure 2b).

4. 2. Carbon isotopic records of core MD02-2529

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ variations of the last 140 ky BP display glacial/interglacial fluctuations. Superimposed on this trend, a marked variability is observed at the millennial timescale (Figure 4a). The $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ values are $\sim 0.3\text{‰}$ at core top, in agreement with another sedimentary core of the EEP at similar depths [Mix *et al.*, 1991] (Figure 4a). This is 0.3‰ higher than the present-day $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values of the EEP at similar depth (Figure 1c and 4a, [Kroopnick, 1974]). At ~ 11 ky BP, a step-like decrease of $\sim 0.3\text{‰}$ occurs in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$. Between 11 and 25 ky BP, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ values remain quite constant, with mean values of $\sim 0\text{‰}$ (Figure 4a). The MIS3 $\delta^{13}\text{C}$ record is marked by a series of millennial-scale fluctuations which are amplified toward the MIS4, attaining amplitudes of ~ 1 to 1.5‰ between 50 and 65 ky BP (Figure 4a). To this high frequency variability, a superimposed long-term $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ decrease tendency of at least 1‰ occurs between MIS2 and MIS4, that is also marked by a rapid decrease 0.5‰ of the mean $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ values centred at 50 ka BP (Figure 4a). The early MIS3 and the MIS4 display very low and variable $\delta^{13}\text{C}$ values ($-1\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$ in average, Figure 4a). The lower resolution record of MIS5 displays fluctuations marked by negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ anomalies centred at MIS 5a/5b, 5c/5d and 5e/6 boundaries (Figure 4a).

By contrast, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ record does not display glacial/interglacial variability. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ values at core top are $\sim -0.7\text{‰}$, i.e. lower than the core top $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ values by $\sim 1\text{‰}$ (Figure 4a). The $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ mean values are $\sim -0.8 \pm 0.3\text{‰}$ for the last 40 ky BP (Figure 4a). Between 40 and 60 ky BP, a progressive $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ decrease of 0.4‰ occurs (Figure 4a). The $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ values remain at $\sim -1.1 \pm 0.3\text{‰}$ for the rest of the sequence (Figure 4a). Particularly between MIS2 and MIS4, $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ is characterized by a long-term increase tendency of 1‰ , whereas $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ does not exceed 0.4‰ . Moreover the millennial-scale $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ high amplitude fluctuations are absent in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ (Figure 4a). In MD02-2529 sedimentary sequence, the

$\delta^{13}\text{C}$ of the two species are thus strongly decoupled (Figure 4b); indeed, the widely used $\delta^{13}\text{C}$ bias of 0.9‰ [Shackleton, 1977; Duplessy *et al.*, 1984] between the two species is meaningless in MD02-2529 case (Figure 4b).

4.3. Paleoproductivity of core MD02-2529

The paleoproductivity indicators (C_{org} , total C_{37} alkenones and CaCO_3) display glacial/interglacial variations for the last 140 ky BP (Figure 5). The C_{org} values vary between ~1.3 and 3.5% with maxima values during MIS2 and MIS6 (Figure 5a). The C_{org} concentrations are high during shorter periods centred at around 12, 40, 46, 53 and 58 ky BP (Figure 5a). Two other periods of moderate C_{org} increases occurred between 83 and 96 ky BP, and between 100 and 118 ky BP (Figure 5a). Downcore measurements of dry bulk density smoothly increase from ~0.4g.cm⁻³ to ~0.7 g.cm⁻³ between the core top and the base of the sedimentary sequence. Since the average sedimentation rates of ~10cm.ky⁻¹ for the last 140 ky BP remained roughly constant throughout the time interval studied, the C_{org} mass accumulation rate ($C_{\text{org}}\text{MAR}$) is likely to be primarily influenced by variations of the C_{org} sedimentary content itself.

The total C_{37} alkenones concentrations vary between 1 and 12 $\mu\text{g.g}^{-1}$ over the sedimentary sequence (Figure 5b). The main characteristics of the C_{org} temporal variability are also imprinted in the alkenones concentrations, particularly within the 15-26, 83-96, 100-118 and 127-140 ky BP time intervals and to a lesser extent for the rapid shifts of the 40-60 ky BP time interval (Figure 5a, b). Even if discrepancies are observed at 12 ky BP and between 60 and 80 ky BP, the similarities shared by both indicators suggest that the MD02-2529 C_{org} may be mainly derived from marine phytoplankton productivity.

The CaCO_3 content, that varies between ~1 and 18% over the last 140 ky BP, also share the principal patterns observed for C_{org} (Figure 5c). Although within the 60-80, the 85-

95 and the 100-118 ky BP time intervals the CaCO_3 content is low, these periods correspond to occurrences of abundant which is a sign of corrosive environment [Sperling *et al.*, 2002] (Figure 5c). Since carbonate-free C_{org} variations are nearly identical to C_{org} variations, the CaCO_3 content does not modulate the C_{org} changes by dilution (Figure 5a).

4.4. Stable isotopic records and paleoproductivity of core MD02-2508

The core top $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ value is $\sim 2.4\text{‰}$ (Figure 6a). Using $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ and temperature at MD02-2508 core location, the core top $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ falls close to the paleotemperature equation of Shackleton, 1974 (Figure 3). Holocene $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ values for the last 10 ky BP exhibit a series of millennial-scale 0.5‰ shifts, varying between ~ 2.0 and 2.5‰ . During the Termination I (10-16 ky BP), the $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ is marked by rapid and abrupt shifts at the millennial scale with amplitudes of 0.5 to 1.2‰ , and is terminated by values falling at around 3.7‰ (Figure 6a). Between 16 and 24 ky BP the $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ remains quite constant ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}} \sim 3.7\text{‰} \pm 0.1\text{‰}$) (Figure 6a). During the 24-55 ky BP time interval, millennial-scale variations of 0.2‰ to 0.3‰ are superimposed to a gradual $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ decrease of 0.3‰ (Figure 6a). The $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ then decreases between 3.4‰ and 3.6‰ during the 55-60 ky BP time interval (Figure 6a).

The MD02-2508 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ record can be roughly divided in three main time intervals (Figure 6b). Between 0 and 10 ky BP, a broad $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ lowering occurs, with $\delta^{13}\text{C}$ values decreasing from $\sim 0\text{‰}$ to $\sim -1\text{‰}$, and terminated by a rapid decrease of $\sim 0.5\text{‰}$ at around 11 ky BP (Figure 6b). Between 11 and 25 ky BP, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ is marked by a long-term increase from $\sim -1\text{‰}$ to $\sim -0.2\text{‰}$ (Figure 6b). Between 25 and 60 ky BP, the $\delta^{13}\text{C}$ values fluctuate around a mean value of $\sim -0.4\text{‰}$ (Figure 6b). All along the sequence, rapid variations of about 0.2 to 0.4‰ at the centennial timescale are superimposed on the longer-term variations described above (Figure 6b).

For the last 16 ky BP the temporal variations of the C_{org} are marked by a long-term gradual decrease, from the mean modern value of ~12% to ~5% at 16 ky BP (Figure 6c). The C_{org} values of the 16-30 ky BP time interval remain constant at ~5 to 6% (Figure 6c). For the oldest part of the sequence, millennial-scale C_{org} variations that mimic the Dansgaard-Oeschger climatic fluctuations are recorded as 3 to 5% rapid C_{org} shifts (Figure 6c, Blanchet et al., *Subm.*). We also note that the carbonate-free C_{org} temporal variations patterns are essentially the same as for C_{org} (Figure 5c), indicating that the C_{org} variability is not an artefact induced by $CaCO_3$ dilution. The striking negative relationship observed between C_{org} and $CaCO_3$ rather suggests that the $CaCO_3$ variations may depend on biologically-induced calcite dissolution (Figure 6c, d). These C_{org} and $CaCO_3$ sedimentary content are very close to the ones measured in a core retrieved at the same location than MD02-2508 core [Ortiz et al., 2004].

5. Discussion

In this section we first examine the significance of $\delta^{13}C_{Cw}$ and $\delta^{13}C_{Up}$ records with respect to changes in water circulation and to organic matter burial rates within the sediments, respectively. Secondly, the potential impact of regional water on the temporal $\delta^{18}O_{Cw}$ variability is discussed.

5.1. The significance of $\delta^{13}C$ variations recorded by the benthic foraminifera

5.1.1. The *C. wuellerstorfi* $\delta^{13}C$ signature

Assuming that *C. wuellerstorfi* faithfully records the ambient $\delta^{13}C_{DIC}$, the $\delta^{13}C_{Cw}$ value is commonly used as a water circulation proxy although other environmental factors may significant influence. The most plausible factor is the organic matter remineralisation that could occur in the water column, at the sediment-water interface [Mackensen et al., 1993] or

within the sediment [Stott *et al.*, 2000], which may decrease the local $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ compared to regional bottom water $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. In this manner, oceanic environments marked by high primary productivity may question the use of $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ as an oceanic circulation tracer.

Comparison between the MD02-2529 C_{org} and $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ values do not show systematic correspondence. C_{org} maxima along the sequence are either concomitant with $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ maxima or do not correspond to any $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ changes (Figure 7a, d). This result strongly suggests that paleoproductivity changes did not induce organic remineralisation rates strong enough to impact the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$. Moreover, the effect of organic matter remineralisation could account for only 0.2 to 0.6‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ decrease if this effect is comparable to the “Mackensen effect” [Mackensen *et al.*, 1993; Mackensen and Bickert, 1999]. This is much smaller than the millennial-scale variability at the beginning of MIS3 and during MIS5 in MD02-2529. The influence of small portion of pore water on $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ might be also negligible as shown by the decoupling between $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ (Figure 7a, b, Figure 4). We thus consider that the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ primarily reflects the seawater $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ at core location.

Consequently, the long-term $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ changes between MIS4 and MIS2 as well as the short-term, high-amplitude variations between 45 and 70 ky BP and during the MIS5 imply that the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ was highly fluctuant over the last glacial-interglacial cycle, with millennial-scale amplitudes as large as 1.5‰ (Figure 4). Such $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ amplitudes are unlikely to reflect changes in ventilation rates only, since $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ drops of 1.5‰ occur within a time interval smaller than the modern-day oceanic mixing time itself. Alternatively, the MD02-2529 situated at the edge of the present-day OMZ (Figure 1b) could have been under the influence of contrasted water masses and hence be representative of the mixing of these water masses.

To consider the possible influence of different water mass on MD02-2529 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ values, we compare the MD02-2529 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ with epibenthic foraminifera $\delta^{13}\text{C}$ records of sediment cores surrounding MD02-2529 at equivalent depth (Figure 1b). The sediment core

V19-27 is situated in the South of MD02-2529 at 1400m depth and is currently under the influence of PDW (Figure 1). A series of California borderlands silled basins localised in the North of MD02-2529 between 1400 and 1800m depth have characteristics of OMZ water masses from below with $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values close to modern NPIW (Figure 1).

Core V19-27 does record neither rapid variations at the millennial timescale nor very low $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ values between 60 and 70 ky BP as it is recorded in MD02-2529, and rather shows glacial-interglacial $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ variations of 0.3 to 0.5‰ in amplitude [Mix *et al.*, 1991] (Figure 8). The California borderlands $\delta^{13}\text{C}$ records of epibenthic foraminifera roughly exhibit the same glacial-interglacial variability but with values of 0.8 to 1.2‰ lower than that of core V19-27 (Figure 8). Although the California borderlands and the V19-27 sedimentary records have a mean temporal resolution 3 to 4 times lower than the MD02-2529, they may reflect two relatively stable Eastern Pacific end-members for intermediate water mass identification since (1) they did not record any millennial-scale sharp variation as recorded in MD02-2529 (Figure 8), and (2) their epibenthic $\delta^{13}\text{C}$ records may reflect past $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ variations of the respective water masses [Stott *et al.*, 2000; Mix *et al.*, 1991]. We then suggest that rapid and high-amplitude MD02-2529 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ changes reflect alternative influence of the underlying OMZ water mass (with $\delta^{13}\text{C}$ values of ~ -0.5 to -1 ‰) and of the PDW (with $\delta^{13}\text{C}$ values of ~ -0.5 to 0 ‰) (Figure 1b, c, Figure 8). Therefore, the MD02-2529 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ could be interpreted by mixing of two highly different water mass of which the proportion is variable with time.

5.1.2. The *U. peregrina* $\delta^{13}\text{C}$ signature

U. peregrina is known to faithfully record the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of ambient pore water [McCorkle *et al.*, 1990]. Since rapid and high-amplitude changes of primary productivity ultimately modulates the pore water $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ [McCorkle *et al.*, 1985], downcore $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ -

$\delta^{13}\text{C}_{Up}$ offset ($\Delta\delta^{13}\text{C}$) may theoretically reflect the pore water $\delta^{13}\text{C}_{DIC}$ lowering attributable to the amount of organic matter decomposed within the sediment [Zahn *et al.*, 1986].

In MD02-2529, the rapid changes of C_{org} sedimentary content neither affect the $\delta^{13}\text{C}_{Cw}$ nor the $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ (Figure 7a, b, d). In MD02-2508 case for which the C_{org}MAR may have been one order of magnitude higher than for the MD02-2529, the C_{org} maxima do not systematically correspond to $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ minima (Figure 6b, c). When $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ negative shifts coincide with high C_{org} , these anomalies are of amplitudes of ~ 0.2 to $\sim 0.5\text{‰}$ (Figure 6b, c).

Estimating the $\Delta\delta^{13}\text{C}$ for core MD02-2529 clearly indicates that the difference is mainly driven by changes in the $\delta^{13}\text{C}_{Cw}$ instead of reflecting variations of sedimentary C_{org} (Figure 7c, d). Taken at face value, neither the $\Delta\delta^{13}\text{C}$ nor the $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ seems to be linked to organic matter supply to the seafloor along the Eastern Pacific margin at intermediate depth. It indicates that even if $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ is not appropriate to reconstruct past organic matter supply to the seafloor, it is not more sensitive to large amplitude fluctuations of the $\delta^{13}\text{C}_{DIC}$ of the overlying intermediate water masses at MD02-2529 coring site. Since the $\Delta\delta^{13}\text{C}$ is randomly scattered around 0.9‰ (Figure 4b, 7c), not only composite records using the $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ but also sedimentary $\delta^{13}\text{C}$ records derived from *U.peregrina* only may be interpreted with caution in particular environments such as in the vicinity of OMZ.

The difficulty to interpret $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ partly comes from the *U. peregrina* ecology. Pore water $\delta^{13}\text{C}_{DIC}$ measurements indicate that the steepest pore water $\delta^{13}\text{C}_{DIC}$ gradient is always found in the upper 2cm [McCorkle *et al.*, 1985], i.e. within the habitat depth interval of *U. peregrina*. Thus the $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ may be highly sensitive to minor shifts in the vertical $\delta^{13}\text{C}_{DIC}$ gradient of pore waters. It has been shown that *U. peregrina* could migrate horizontally and accumulate in micro-environments characterized by very local $\delta^{13}\text{C}_{DIC}$ such as organic clusters [Loubere *et al.*, 1995]. Also, a 10-month temporal survey revealed that the $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ variations were not related to the seasonal changes of phytodetritus fluxes, but rather reflected

U. peregrina endobenthic habitat [Corliss *et al.*, 2002]. In another study of seasonal $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ fluctuations, the $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ values were found to be more influenced by water depth than by primary productivity variations [Fontanier *et al.*, 2006]. These modern studies support the idea that $\delta^{13}\text{C}_{Up}$ may not be appropriate to track paleoproductivity changes of the OMZ environment.

5.2. Benthic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ and intermediate-depth hydrological characteristics

Since the $\delta^{13}\text{C}_{Cw}$ have evidenced that the MD02-2529 core site has been under the influence of water masses with very different hydrological characteristics, $\delta^{18}\text{O}_{Cw}$ may also have potentially recorded the rapid variations of past regional temperatures and/or $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ changes superimposed on the long-term $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ linked to the waxing and waning of continental ice sheets. In the following we examine how such rapid regional hydrological changes could have altered the $\delta^{18}\text{O}_{Cw}$ record. We have calculated the residual $\delta^{18}\text{O}$ component due to local hydrological changes by removing the long-term $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ component due to sea level variations. In the following we refer to this component with $\delta^{18}\text{O}_{res,Cw}$ and $\delta^{18}\text{O}_{res,Up}$.

A series of recent studies have suggested that rapid variations of sea level that mimics the Antarctic paleotemperatures occurred at the millennial timescale during the last glacial period with amplitudes of several tens of meters [Shackleton *et al.*, 2000; Chappell, 2002; Siddall *et al.*, 2003; Knutti *et al.*, 2003]. Such amplitudes for millennial-scale sea level changes are obviously in conflict with other results that suggest quite lower amplitude of sea level changes (of ~2 to 5m) at times of Heinrich events [McAyeal, 1993; Labeyrie *et al.*, 1995; Roche *et al.*, 2004]. Moreover, the Antarctic timing of millennial-scale sea level variations has recently been questioned by sea level estimations from the Red Sea [Arz *et al.*, 2006]. Because of the oceanic mixing time that may dampen millennial-scale $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ changes related

to sea level changes in the Eastern Pacific, we use the sea-level curve of Waelbroeck et al. (2002) in which millennial-scale $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ variations are of rather low amplitude. We also calculated the residual benthic $\delta^{18}\text{O}$ from the record of e.g. Siddall et al., 2003 (in which high-amplitude sea level variations were recorded with an Antarctic timing, not shown in Figure 9). The comparison revealed that the choice of the sea-level curve does not influence the general feature of $\delta^{18}\text{O}_{\text{res}}$ fluctuations.

Both $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$ are marked by a series of increases between 10 and 30 ky BP, accounting for a total shift of $\sim 0.8\text{‰}$ over this time interval (Figure 9d,e). During the 30-70 ky BP time interval, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$ variations are essentially the same as the $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ variations, respectively (Figure 9b, c). The 70-140 ky BP time interval is marked by long-term $\delta^{18}\text{O}_{\text{res}}$ variations of ~ 0.3 to 0.5‰ that parallel the benthic $\delta^{18}\text{O}$ variations recorded during the MIS5 (Figure 9b, c, Figure 2a). These $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$ changes represent regional temperatures and/or regional $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ changes.

For the deep EEP, paleotemperatures reconstructions estimated from benthic foraminiferal Mg/Ca are marked by a series of temperatures drops for the 10-30 ky BP time interval, and concomitant with $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$ changes (Figure 9d). If the $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$ changes were accounting for intermediate-water temperatures changes only, it would imply that the temperature increase linked to the Termination I at MD02-2529 core location have started at about 30 ky BP, i.e. before the LGM. Both $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$ increase of 0.8‰ between 15 and 30 ky BP. This would correspond to a temperature drop of $\sim 3.8^{\circ}\text{C}$ and of $\sim 3.2^{\circ}\text{C}$ when the paleotemperature equation of Bemis et al. (1998) and of Shackleton (1974), are applied to $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ and to $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$, respectively (Figure 3). These temperature drops are of reasonable amplitude when it is kept in mind the ones of the deep EEP (Figure 9h, [Martin et al., 2005]).

For the last glacial period, temperature changes may also explain some millennial-scale $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$ variations (Figure 9f, g, h [Martin *et al.*, 2005]). However, the temperature effect alone could not account for the higher amplitudes of $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ variations (i.e. of $\sim 0.5\text{‰}$) compared to the amplitudes of $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$ (that are of $\sim 0.3\text{‰}$ at the millennial scale, Figure 9d). Moreover, some significant centennial-scale variations of $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ are absent in the $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$ within the 30-70 ky BP time interval (Figure 9d). One of the possible explanations for the offset between $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Cw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{res,Up}}$ would be that the $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}$ represents a snapshot of intermediate water masses hydrological characteristics, whereas the $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ may rather record pore water signal that integrates the seawater composition over a longer time interval. Although the pore water models used to estimate past $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ from downcore pore fluid measurements are highly sensitive to diffusion and bottom water boundary conditions [Adkins and Schrag, 2003], upward advection may be increased close to the water-sediment interface because of the bioturbation process (that acts to sharply lower the porosity). Because in the upper centimetres of sediment both water advection and diffusion may dampen the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ values of the pore water in which *U. peregrina* are bathed, we hypothesize that rapid and little amplitude variations of bottom water $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ may not be totally recorded in $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ in MD02-2529 case.

To examine this hypothesis we have calculated the $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}$ and the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ centennial anomalies that were extracted from the 5-point running average of their isotopic temporal variations (Figure 10). It is obvious that to each $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ positive anomaly is associated with a negative $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}$ anomaly of 0.2‰ (Figure 10). Since the MD02-2529 may have been under the alternative influence of very different water masses (Figure 8), we propose that these $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ anomalies are also associated to regional $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ changes, and are likely linked to different salinities of the two water masses that have contributed to the rapid $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ variations at MD02-2529 core location. Another argument is the strong decoupling between the $\delta^{13}\text{C}$

data of *C. wuellerstorfi* and *U. peregrina*, indicating that the geochemical patterns of bottom water masses apparently do not affect the ones of pore water (Figure 4b). Since modern $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of the Eastern Pacific for the 1400-1800m depth interval are invariant with latitude, [Schmidt *et al.*, 1999], this result may also imply that past intermediate-depth signatures of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ were also different from the present-day $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (i.e. salinity) distributions. This hypothesis has to be verified by pore water modelling studies dealing with the upper parts of sediments with highly resolved representations of the water-sediment interface, including comprehensive representations of bioturbation.

Conclusion

The comparison of stable isotopic measurements performed on the two benthic foraminifera *U. peregrina* and *C. wuellerstorfi* together with measurements of different paleoproductivity indicators enabled us to assess how the carbon and oxygen isotopic ratios could be interpreted in a region where high-amplitudes hydrological changes occurred at the millennial timescale. Specifically, we found that:

1. The $\delta^{13}\text{C}$ recorded by *C. wuellerstorfi* successfully captured the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of two very different water mass in terms of hydrological parameters. By comparing MD02-2529 data to other published paleohydrological studies of the Eastern Pacific intermediate waters it is possible to characterize variations of the Eastern Pacific intermediate water masses spreading at the millennial timescale.
2. The $\delta^{13}\text{C}$ recorded by *U. peregrina* in cores MD02-2529 and MD02-2508 suggest that, even in oceanic environments where rapid and high amplitude paleoproductivity and hydrological variations occur, *U. peregrina* does not respond neither to paleoproductivity nor to regional bottom water $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. We suggest that the *U.*

peregrina ecology could be responsible for its inability to reconstruct paleoenvironmental changes in highly productive oceanic areas such as the Eastern Pacific.

3. In oceanic regions marked by highly variable hydrological parameters such as at MD02-2529 core location, we suggest that part of the $\delta^{18}\text{O}_{Cw}$ variations of amplitudes could reflect regional $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ variations linked to regional salinity changes. This result has implications when deep-sea temperatures and/or sea level variations are computed from $\delta^{18}\text{O}_{Cw}$.

Acknowledgements

N. Buchet is acknowledged for foraminifera picking of core MD02-2508 samples.

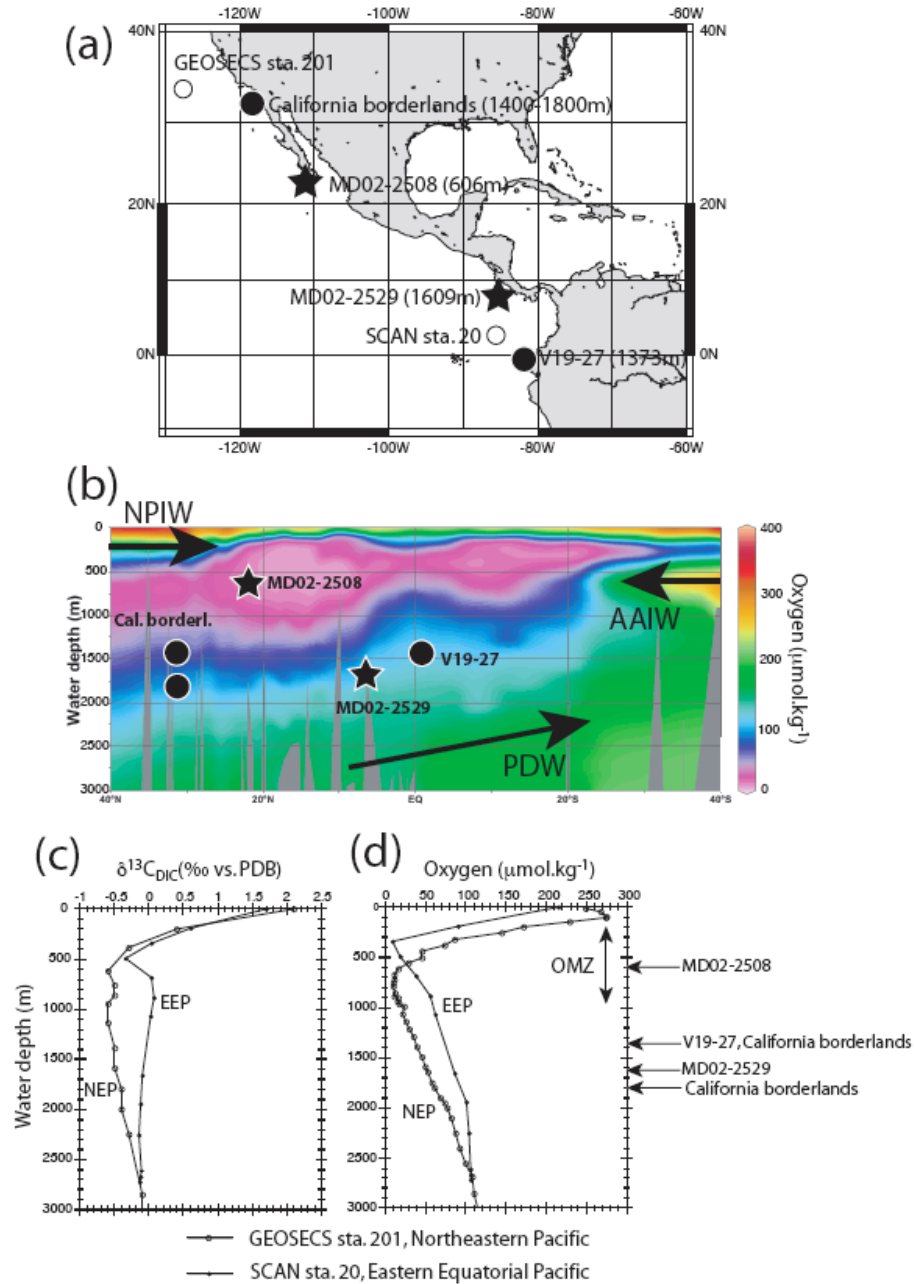


Figure 1: Modern hydrological patterns for the Northeast Pacific ocean. (a) Location of hydrological stations (open circles) for the NEP (GEOSECS Sta. 201) and the EEP (SCAN Sta. 20) and of sedimentary sequences (filled star for this study and filled circles for sedimentary records presented in Figure 8). (b) Dissolved oxygen concentrations transect along the Western American margin between 40°N and 40°S for the 0-3000m water depth interval. Sedimentary sequences discussed in the text are localised. The black arrows indicate the main water masses that ventilate the studied region. AAIW is for Antarctic Intermediate Water, PDW for Pacific Deep Water, NPIW for North Pacific Intermediate Water. (c) $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ profiles for the NEP (open circles) and EEP (black dots). (d) Dissolved oxygen concentrations profiles for the NEP (open circles) and EEP (black dots). Also indicated are the 1400-1800m water depth interval (grey zone), the OMZ depth interval (double arrow) and the MD02-2529 and MD02-2508 depth (arrow at the right of panel (d)).

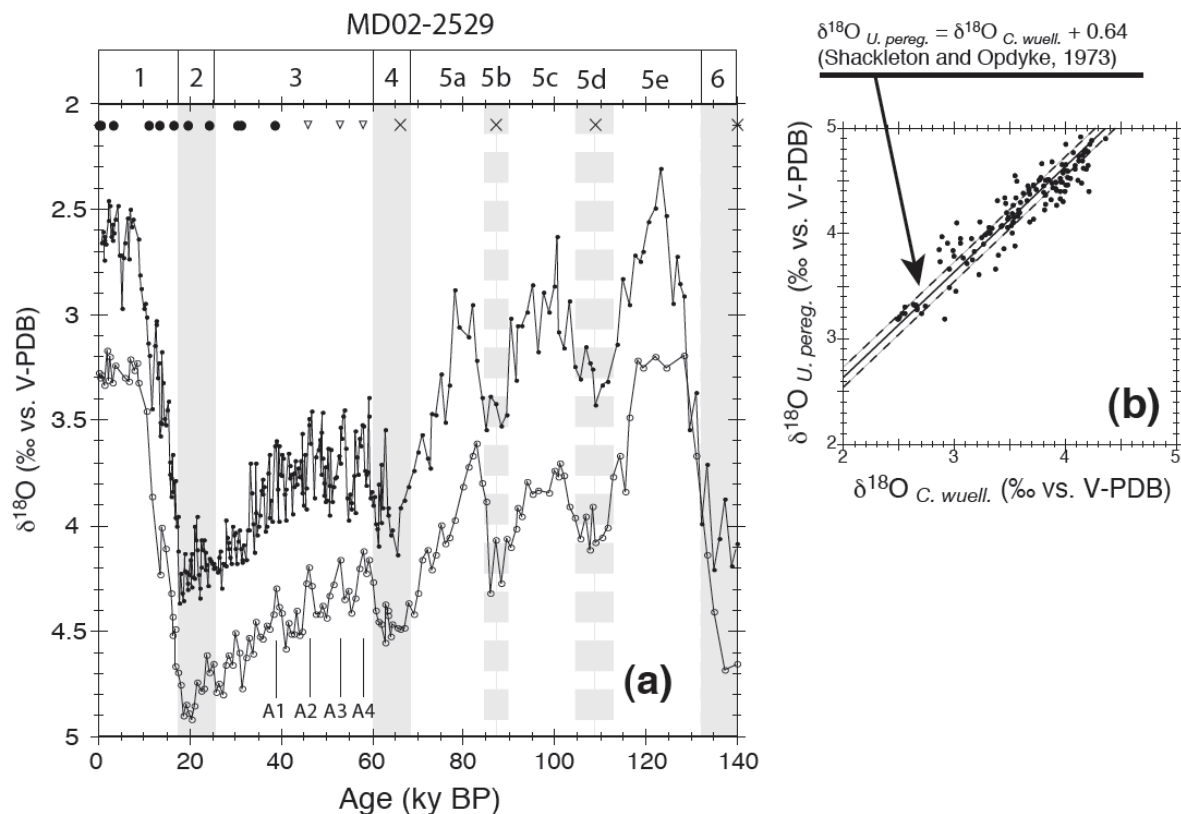


Figure 2: Oxygen isotopic results of MD02-2529 benthic foraminifera for the last 140 ka BP. (a) $\delta^{18}\text{O}$ of *C. wuellerstorfi* (black dots) and *U. peregrina* (open circles). The age control points that are based on radiocarbon ages, on tuning to Byrd Antarctic warm events and on a benthic stack of $\delta^{18}\text{O}$ are indicated by black dots, open triangles and crosses, respectively (see text for details). The vertical bars indicate Antarctic warm time intervals labelled A1, A2, A3 and A4. (b) Measured (black dots) and expected (black line) $\delta^{18}\text{O}$ relationship between the two species. The dashed line represents the $\pm 0.1\text{‰}$ values beyond which $\delta^{18}\text{O}$ data offset between the two species may be above the combined analytical uncertainty.

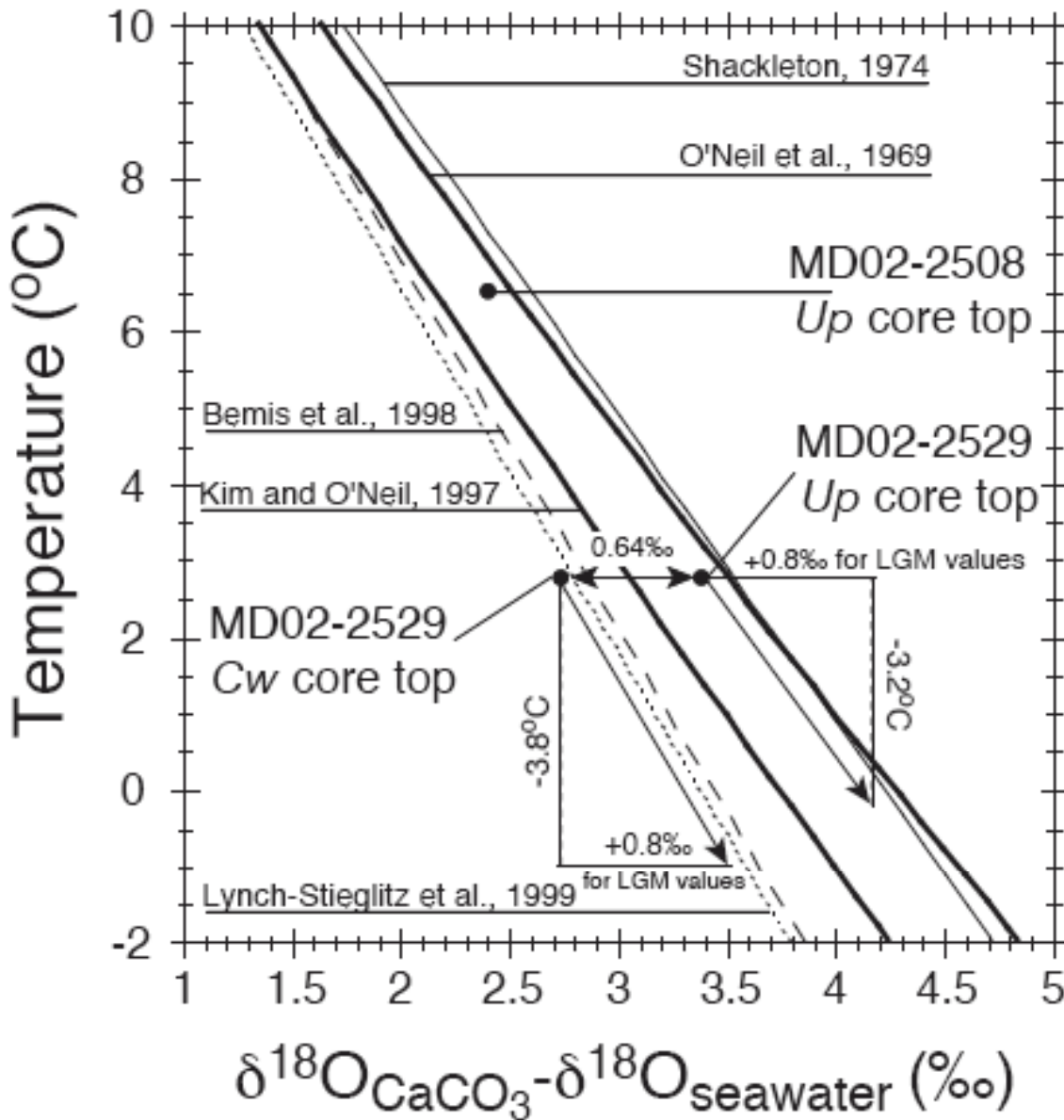


Figure 3: Comparison between published paleotemperatures equations. The black dots indicate MD02-2529 and MD02-2508 core top values based on *C. wuellerstorfi* (Cw) and on *U. peregrina* (Up). The temperature at MD02-2529 core location is 2.8°C. $\delta^{18}\text{O}$ values of *C. wuellerstorfi* and *U. peregrina* were taken at 2.65‰ and 3.3‰, respectively (Figure 2a). In the Panama Basin region, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ data available are 0.06‰ at 1420m and 0.09‰ at 2081m water depths [Schmidt et al., 1999]. For MD02-2529 that is at 1609m water depth we have taken a $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ value of 0.07‰. The temperature at MD02-2508 core location is 6.5°C. $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ was taken at 2.3‰ (Figure 2a). Off MD02-2508 coring site, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ data available are ~ 0.1 ‰. The paleotemperature equations are $T(^{\circ}\text{C}) = 16.5 - 4.8(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})$ [Bemis et al., 1998], $T(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.0(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})$ [Shackleton, 1974], $T(^{\circ}\text{C}) = 16.1 - 4.76(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})$ [Lynch-Stieglitz et al., 1998], $T(^{\circ}\text{C}) = 16.1 - 4.64(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}) + 0.09(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})^2$ [Kim and O'Neil, 1997], $T(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}) + 0.1(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})^2$ [O'Neil, 1969]. The LGM temperature changes at MD02-2529 core site are estimated by the means of LGM $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}$ values at ~ 20 ky BP, using the equations of Shackleton, 1974 and of Bemis et al., 1998, respectively. A $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ increase of 1‰ is assumed (Figure 9a, [Waelbroeck et al., 2002]).

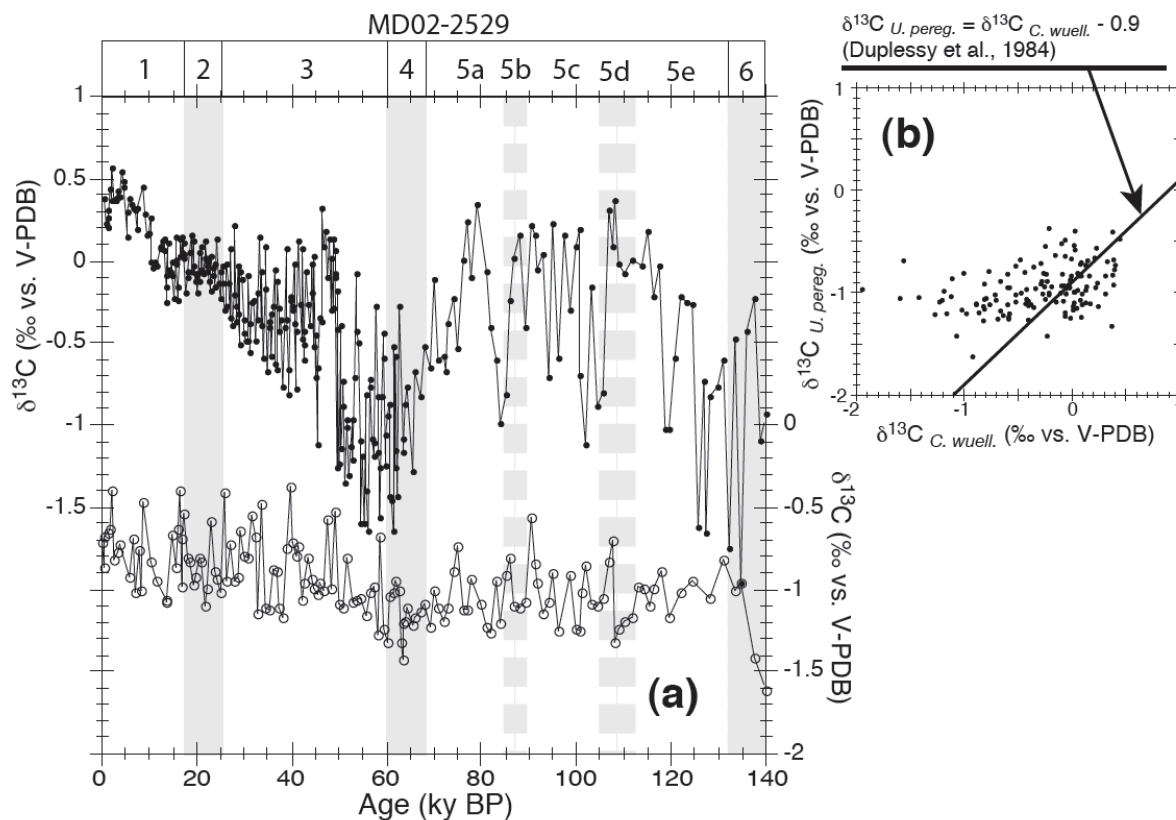


Figure 4: Carbon isotopic results of MD02-2529 benthic foraminifera species for the last 140 ka BP. (a) $\delta^{13}\text{C}$ of *C. wuellerstorfi* (black dots) and *U. peregrina* (open circles). The Marine Isotope Stages are indicated at the top of the figure. (b) Measured (black dots) and expected (black line) $\delta^{13}\text{C}$ relationship between the two species.

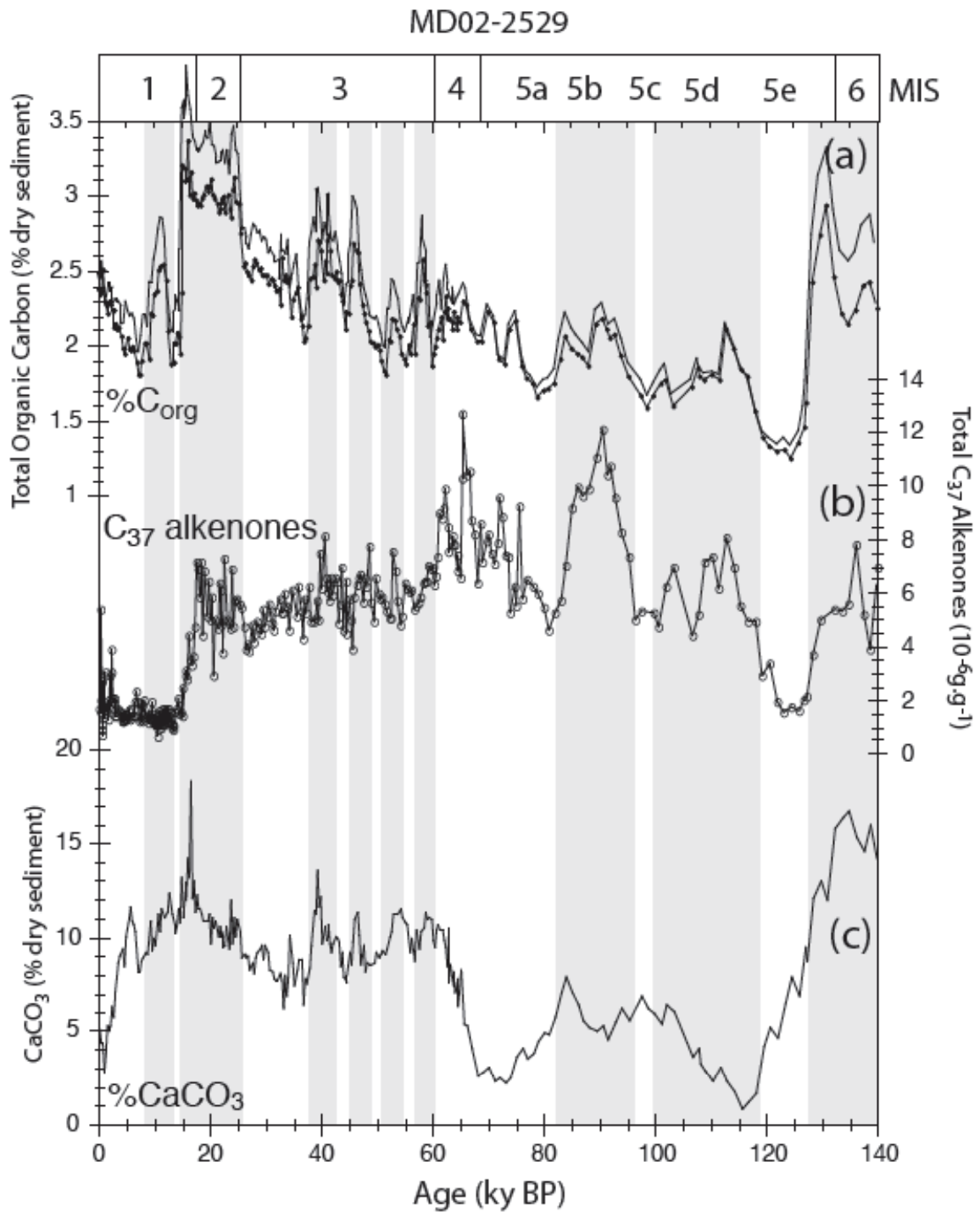


Figure 5: Temporal variations of indicators for organic matter burial within the sediment in core MD02-2529. (a) Organic carbon sedimentary content (black dots) and carbonate-free organic carbon sedimentary content ($\text{Carb-free \%C}_{\text{org}} = \text{\%C}_{\text{org}} / (1 - \text{\%CaCO}_3)$, thin line). (b) C₃₇ alkenones sedimentary concentrations (open circles). (c) CaCO₃ sedimentary content ($\text{\%CaCO}_3 = (\text{\%C}_{\text{tot}} - \text{\%C}_{\text{org}}) * 8.33$, thin line). The grey vertical shaded zones indicate time intervals when carbon concentration is high.

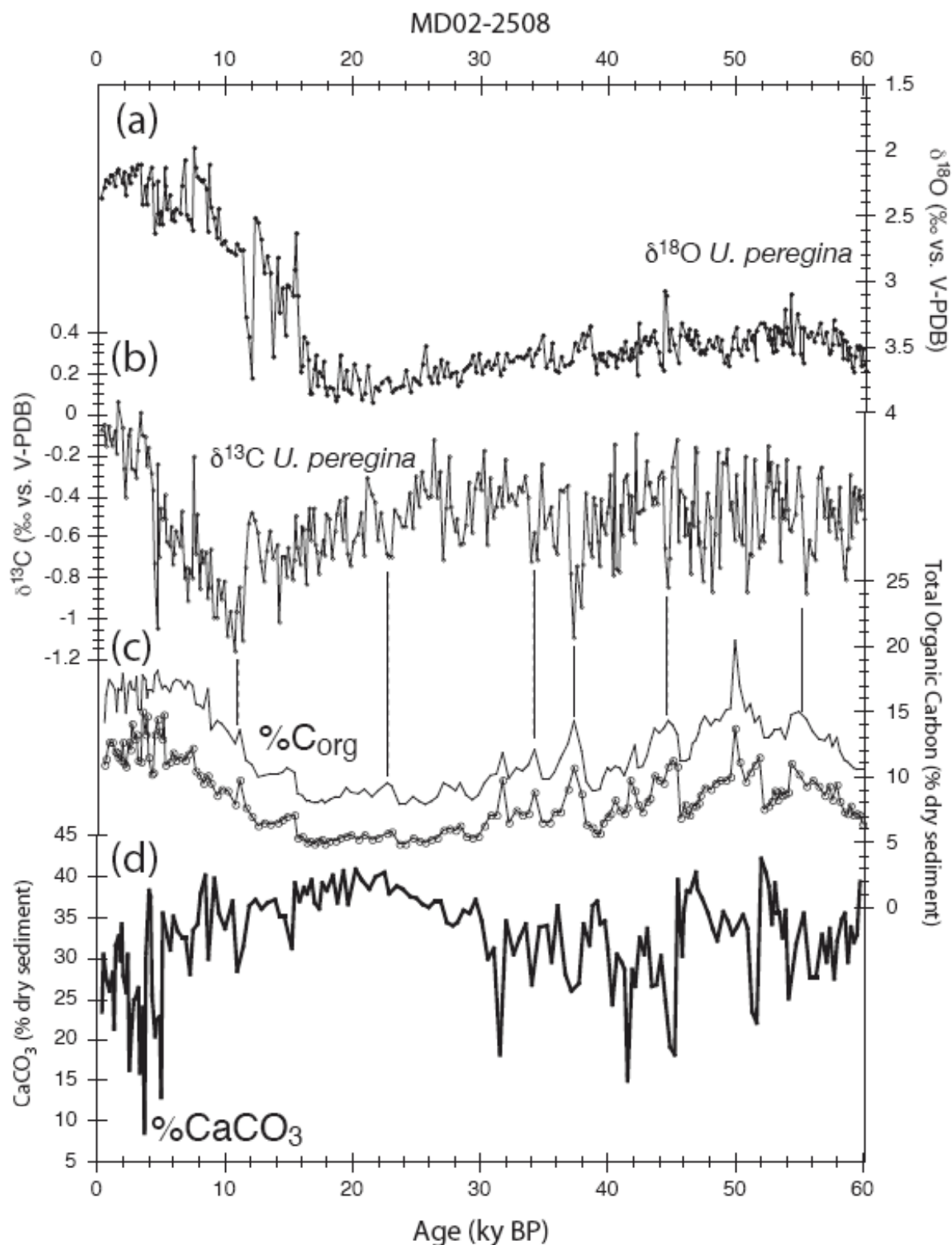


Figure 6: Temporal variations of sedimentary patterns of core MD02-2508. (a) $\delta^{18}\text{O}_{\text{Up}}$ measurements (black dots). (b) $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ measurements (small open circles). (c) C_{org} (large open circles) and carbonate-free C_{org} (Carb-free $\%C_{\text{org}} = \%C_{\text{org}} / (1 - \% \text{CaCO}_3)$, thin line) sedimentary content. (d) CaCO_3 sedimentary content ($\% \text{CaCO}_3 = (\%C_{\text{tot}} - \%C_{\text{org}}) * 8.33$, thick line). The dashed vertical lines indicate time intervals when high C_{org} are related to low $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$.

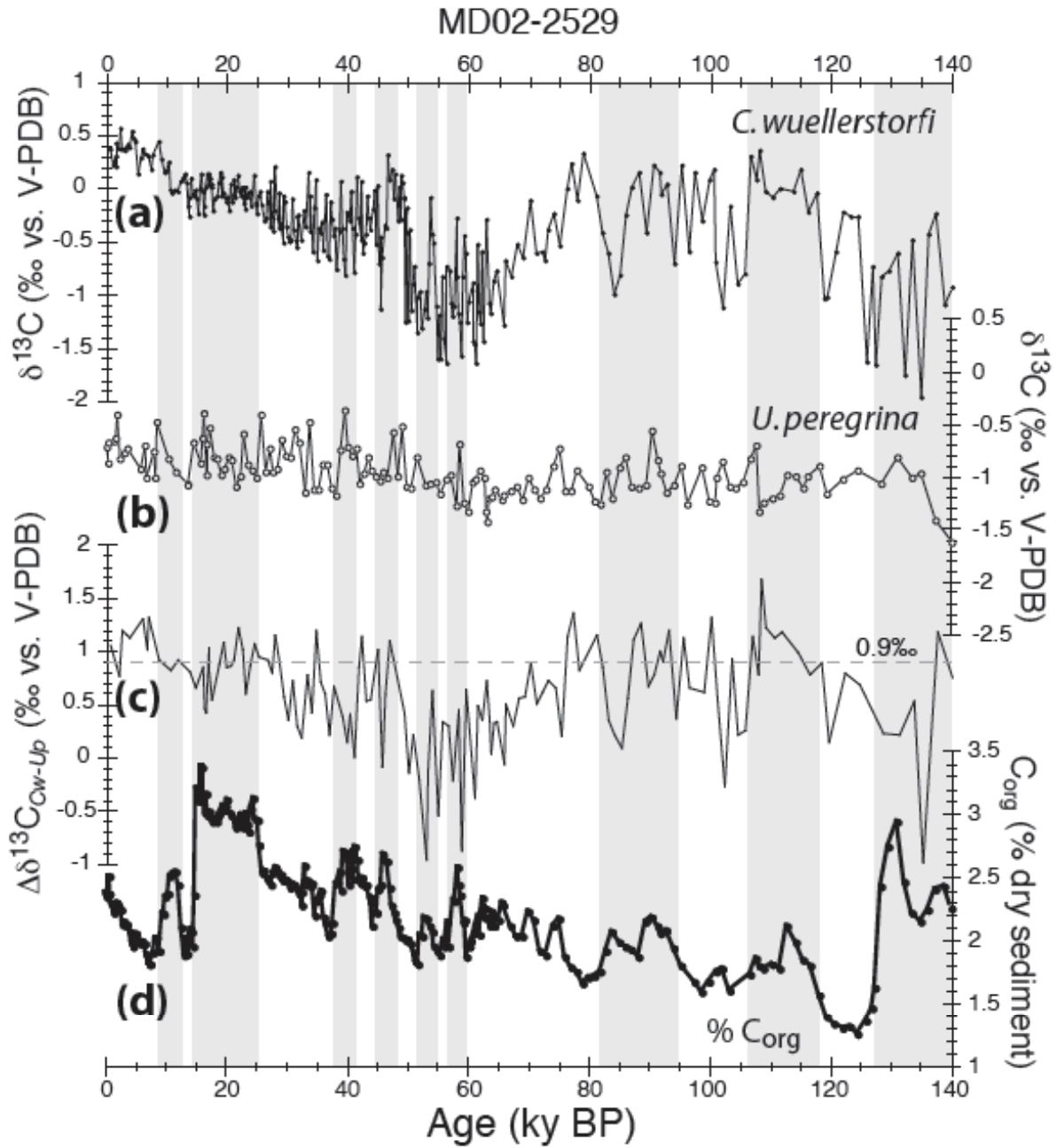


Figure 7: Comparison of temporal variations of benthic foraminifera $\delta^{13}\text{C}$ with C_{org} sedimentary content of core MD02-2529. (a) $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ (black dots). (b) $\delta^{13}\text{C}_{\text{Up}}$ (open circles). (c) $\Delta\delta^{13}\text{C}$ (thin line). (d) C_{org} sedimentary content (black dots and thick line). The grey vertical shaded zones indicate time intervals when organic matter to the seafloor may have been enhanced. The dashed horizontal line in (c) indicate the theoretical $\Delta\delta^{13}\text{C}$ of 0.9‰ [Duplessy et al., 1984].

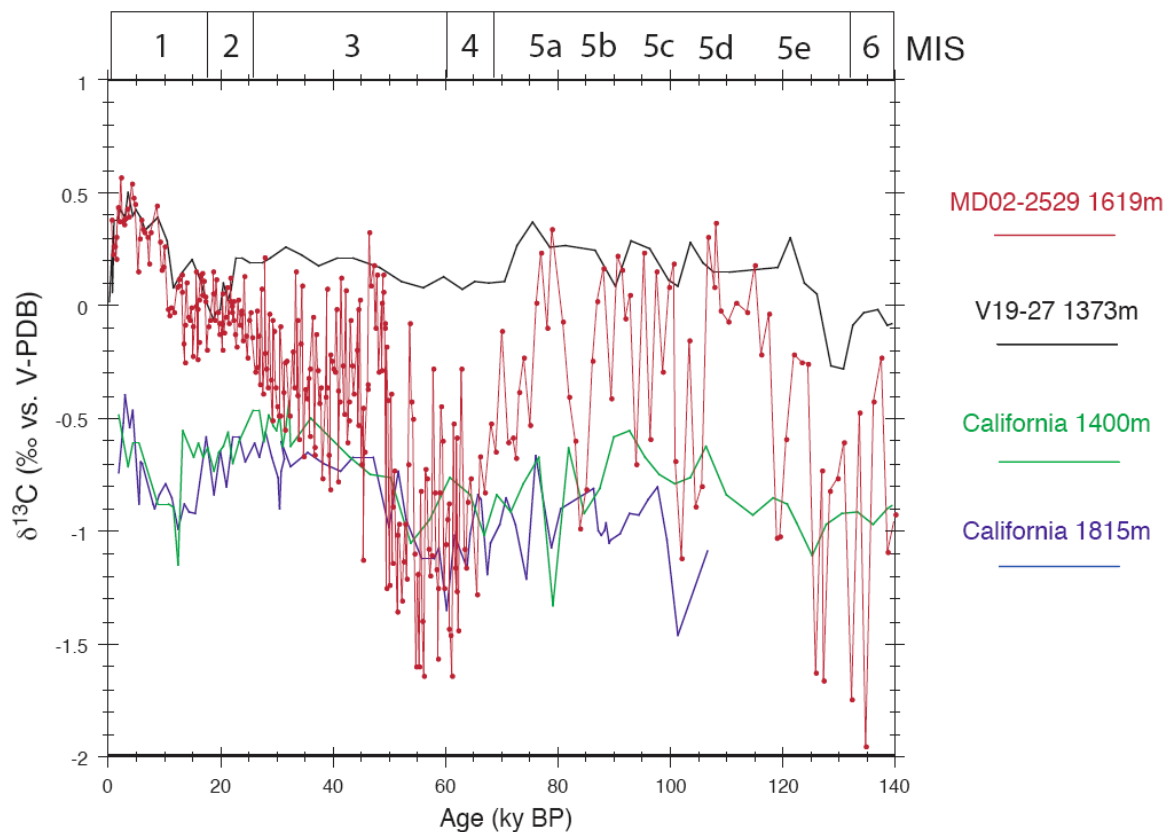


Figure 8: Temporal variations of MD02-2529 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ (red curve) compared to the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}$ of V19-27 (black curve, [Mix et al., 1991]) and to the benthic foraminifera $\delta^{13}\text{C}$ of California borderlands silled basins (blue and green curves, [Stott et al., 2000]). The $\delta^{13}\text{C}$ of California borderlands is estimated from *Cibicides Mckannai* and corrected for a constant 0.3‰ observed between its $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ [Stott et al., 2000].

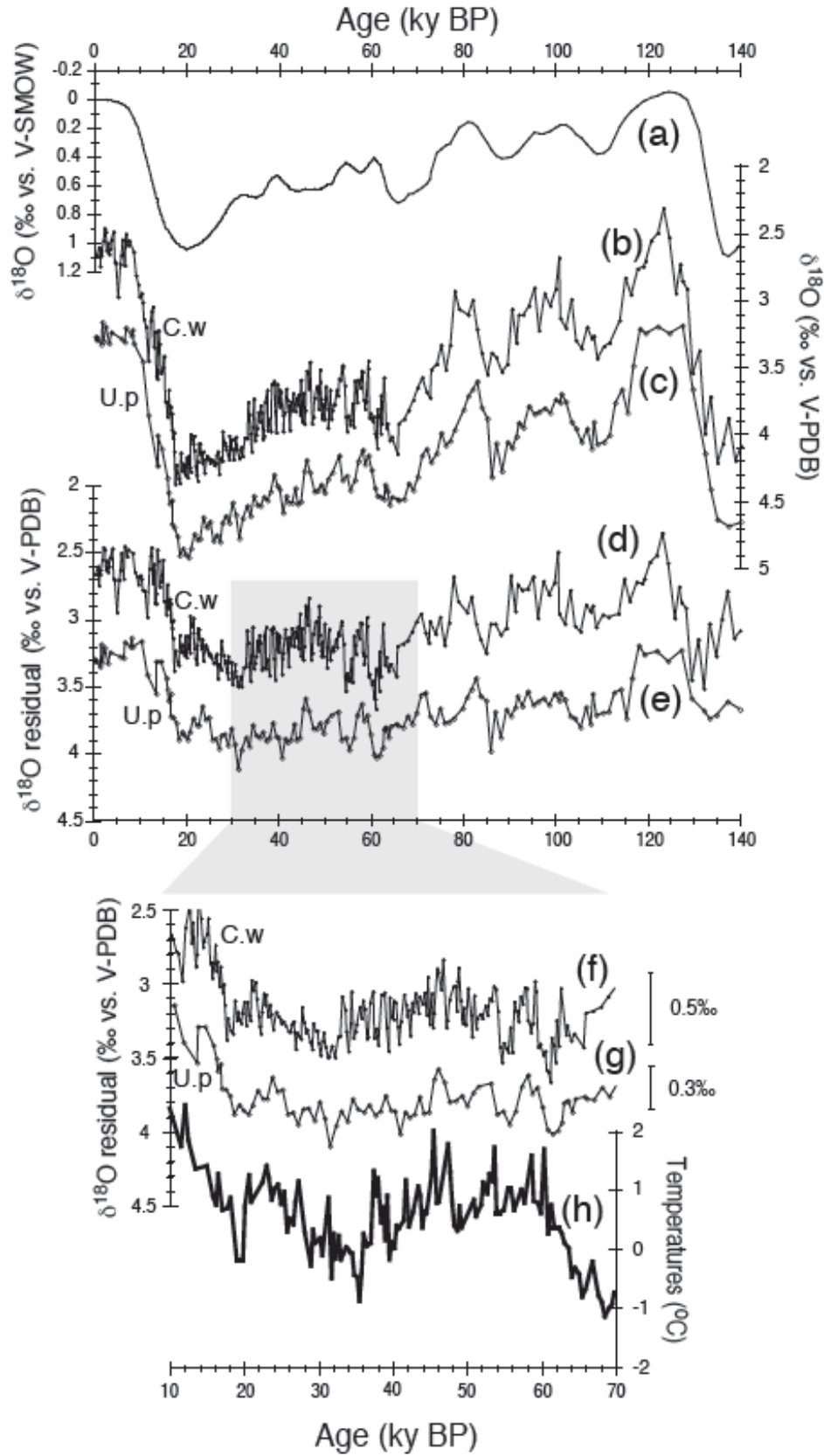


Figure 9: Estimation of (a) the $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ [Waelbroeck et al., 2002], (b) the MD02-2529 $\delta^{18}\text{O}_{Cw}$, (c) the MD02-2529 $\delta^{18}\text{O}_{Up}$, (d) the $\delta^{18}\text{O}_{res,Cw}$, (e) the $\delta^{18}\text{O}_{res,Cw}$, (f) and (g) as for (d) and (e) but over the 10-70 ky BP time interval, (h) the EEP deep sea temperature estimations of [Martin et al., 2005].

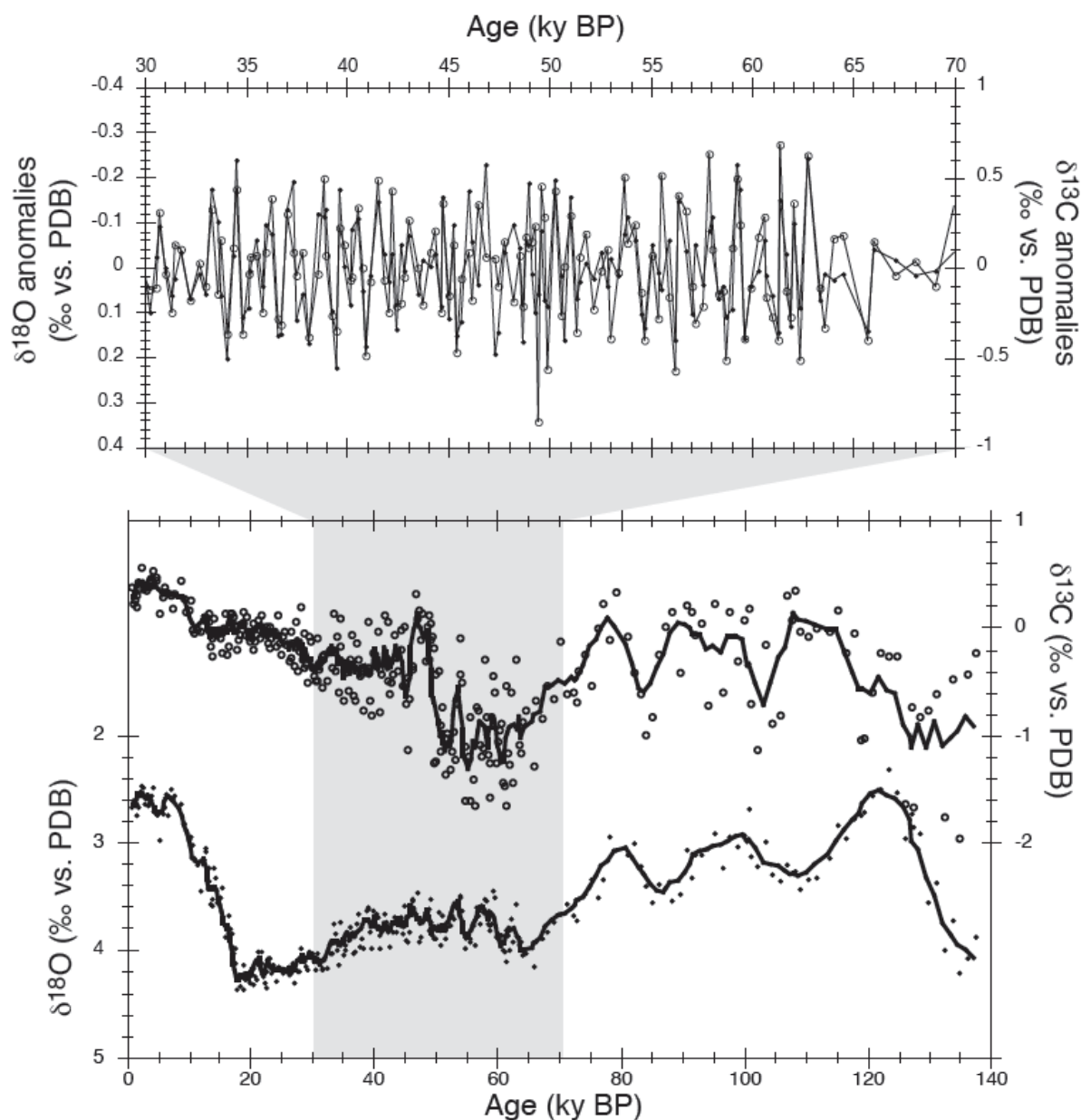


Figure 10: Stable isotopic measurements of MD02-2529 performed on *C. wuellerstorfi*. Bottom panel: $\delta^{13}\text{C}$ (open circles) and $\delta^{18}\text{O}$ (black dots) measurements, the black line is the 5-point running average. Upper panel: $\delta^{13}\text{C}$ (open circles) and $\delta^{18}\text{O}$ (black dots) anomalies calculated by subtracting to each isotopic value its corresponding 5-point running average value in order to extract rapid (centennial) hydrological variations from longer (e.g. millennial) hydrological changes.

References

- Adkins, J. S and D. P. Schrag (2003), Reconstructing Last Glacial Maximum bottom water salinities from deep-sea sediments pore fluid profiles, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 109-123.
- Arz, H., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N. and J., Pätzold (2006), Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability, *Quater. Sci. Rev.*, in press
- Bard, E., Rostek, F. and G. Ménot-Combes (2004), Radiocarbon calibration beyond 20,000 ^{14}C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin, *Quater. Res.*, 61, 204-214.
- Behl, R. J. and J. P. Kennett (1996), Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific, during the past 60 kyr, *Nature*, 379, 243-246.
- Behrenfeld, M. J. and P. G. Falkowski (1997), Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration, *Limnol. Oceanogr.*, 42, 1-20.
- Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijma, J. and D. W. Lea (1998), Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations, *Paleoceanography*, 13, 150-160.
- Blanchet, C., Thouveny, N., Vidal, L. and G. Leduc, Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over South Baja California: a rock magnetic approach. *Submitted*
- Blunier, T. and E. J. Brook (2001), Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period, *Science*, 291, 109-112.

Cannariato, K., Kennett, J. P. and R. J. Behl (1999), Biotic response to late Quaternary rapid climate switches in Santa Barbara Basin: Ecological and evolutionary implications, *Geology*, 27, 63-66.

Cannariato, K. and Kennett, J. P. (1999), Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 k.y., *Geology*, 27, 975-978.

Chappell, J. & N. J. Shackleton (1986), Oxygen Isotopes and Sea-Level, *Nature*, 324, 137-140.

Chappell, J. (2002), Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from corral terraces, *Quat. Sci. Rev.*, 21, 1229-1240.

Conkright, M. E. *et al.* World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 17 pp (2002). Data available at: <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>

Corliss, B. H., McCorkle, D. C. and D.M. Higdon (2002), A time series study of the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera, *Paleoceanography*, 17, doi:10.1029/2001PA000664.

Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Matthews, R. B., Prell, W., Ruddiman, W. F., Caralp, M. and C. H. Hendy (1984), ¹³C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications for the carbon cycle and the global deep water circulation, *Quat. Res.*, 21, 225-243.

Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D. and N. Kallel (1988), Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the deepwater circulation, *Paleoceanography*, 3, 343-360.

Duplessy, J. C., Labeyrie, L., and C. Waelbroeck (2002), Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene: Paleoceanographic implications, *Quater. Sci. Rev.*, 21, 315-330.

Fontanier, C., Mackensen, A., Jorissen, F. J., Anschutz, P., Licari, L. and C. Griveaud (2006), Stable oxygen and carbon isotopes of live benthic foraminifera from the Bay of Biscay: microhabitat impact and seasonal variability, *Mar. Micropaleontol.*, 58, 159-183.

Hendy, I. L., and J. P. Kennett (2003), Tropical forcing of North Pacific intermediate water distribution during Late Quaternary rapid climate change? *Quater. Sci. Rev.*, 22, 673-689.

Hughen, K. A. et al. (2004), MARINE04 marine Radiocarbon age calibration, 0-26 ka BP, *Radiocarbon*, 46, 1059-1086.

Kennett, J. P., Cannariato, K. G., Hendy, I. L. and R. J. Behl (2000), Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during quaternary interstadials, *Science*, 288, 128-133.

Kim, S.-T., and J. R. O'Neil (1997), Equilibrium and non-equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, *Geochem. Cosmochem. Acta*, 61, 3461, 3475.

Knutti, R., Flückiger, J., Stocker, T. F. & A. Timmermann (2004), Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation, *Nature*, 430, 851-856.

Kroopnick, P. M., (1974), The dissolved O₂-CO₂-¹³C system in the eastern equatorial Pacific, *Deep-Sea Res.*, 21, 211-227.

Kroopnick, P. M. (1985), The distribution of ΣCO₂ in the world oceans, *Deep-Sea Res.*, 32, 57-84.

Labeyrie, L. D., Duplessy, J. C. and P. L. Blanc (1987), Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years, *Nature*, 327, 477-482.

Labeyrie, L. D., Vidal, L., Cortijo, E., Paterne, M., Arnold, M., Duplessy, J.-C., Vautravers, M., Labracherie, M., Duprat, J., Turon, J. L., Grousset, F. and T. van Weering (1995), Surface and deep hydrology of the Northern Atlantic Ocean during the last 150 ka, *Philos. Trans. R. Soc. Phys. Sci. Eng. London*, 348, 255-264.

Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., Rostek, F., Sonzogni, C. Beaufort, L. and E. Bard (2006), Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes? *Submitted*

Lisiecki, L. E. and M. E. Raymo (2005), A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

Loubere, P., Meyers, P. and A. Gary (1995), Benthic foraminiferal microhabitat selection, carbon isotope values, and association with larger animals: a test with *Uvigerina peregrina*, *J. Foram. Res.*, 25, 83-95.

Lynch-Stieglitz, J., Curry, W. B. and N., Slowey (1999), A geostrophic transport estimate for the Florida Current from the oxygen isotope composition of benthic foraminifera, *Paleoceanography*, 14, 360, doi:10.1029/1999PA900001.

MacAyeal, D. R. (1993), A low-order model of the Heinrich event cycle, *Paleoceanography*, 8, 767-773.

Mackensen, A., Hubberten, H.-W., Bickert, T., Fischer, G. and D. K. Fütterer (1993), The $\delta^{13}\text{C}$ in benthic foraminiferal tests of *Fontobia wuellerstorfi* (Schwager) relative to the $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon: implications for glacial ocean circulation models, *Paleoceanography*, 8, 587-610.

Mackensen, A. and T. Bickert, Stable isotopes in benthic foraminifera: Proxies for deep and bottom water circulation and new production in G. Fischer and G. Wefer (eds.) *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp.229-254, 1999.

Mantyla, A. W. (1975), On the potential temperature in the abyssal Pacific Ocean, *J. Mar. Res.*, 33, 341-354.

Martin, P., Archer, D. and D. W. Lea (2005), Role of deep sea temperature in the carbon cycle during the last glacial, *Paleoceanography*, 20, PA2015, doi:10.1029/2003PA000914.

McCorkle, D. C., Emerson, S. R. and P. D. Quay (1985), Stable carbon isotopes in marine porewaters, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 13-26.

McCorkle, D. C., Corliss, B. H. and S. R. Emerson (1990), The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera, *Paleoceanography*, 5, 161-185.

McCorkle, D. C., Corliss, B. H. and C. A. Farnham (1997), Vertical distribution and stable isotopic compositions of live (stained) benthic foraminifera from the North Carolina and California continental margins, *Deep-Sea Res.*, 6, 983-1024.

Mix, A.C., Pisias, N.G., Zahn, R., Rugh, W., Lopez, C., and K. Nelson (1991), Carbon-13 in Pacific deep and intermediate waters, 0-370 ka: implications for ocean circulation and Pleistocene CO₂, *Paleoceanography*, 6, 205-226.

O'Neil, J. R., Clayton, R. N. and T. K. Mayeda (1969), Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates, *J. Chem. Phys.*, 51, 5547-5558.

Ortiz, J. D., O'Connell, S. B., DelViscio, J., Dean, W., Carriquiry, J. D., Marchitto, T., Zheng, Y. and A. van Geen (2004), Enhanced marine productivity off western North America

during warm climate intervals of the past 52 k.y., *Geology*, 32, 521-524.

Pahnke, K. and R. Zahn (2005), Southern hemisphere watermass conversion linked with North Atlantic climate variability, *Science*, 307, 1741-1746.

Roche, D., Paillard, D., and E. Cortijo (2004), Constraints on the duration and freshwater release of Heinrich event 4 through isotope modelling, *Nature*, 432, 379-382.

Rohling, E.J. and Cooke, S. Stable oxygen and carbon isotope ratios in foraminiferal carbonate, chapter 14 in B.K. Sen Gupta (ed.) *Modern Foraminifera*, Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, pp.239-258, 1999.

Schmidt, G. A., Bigg G. R. and E. J. Rohling (1999), Global Seawater Oxygen-18 Database. <http://data.giss.nasa.gov/o18data/>

Schulte, S. and E. Bard (2003), Past changes in biologically mediated dissolution of calcite above the chemical lysocline recorded in Indian Ocean sediments, *Quater. Sci. Rev.*, 22, 1757-1770.

Shackleton, N. J. and N. D. Opdyke (1973), Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 105 year and 106 year scale, *Quat. Res.*, 3, 39-55.

Shackleton, N. J. (1974), Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes changes in the ocean during the last glacial, *Cent. Nat. Rech. Sci. Coll. Int.* 219, 203-209.

Shackleton, N. J. (1977), ^{13}C in *Uvigerina*: tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles, in *Fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*, edited by Anderson, N. and A. Malahof, pp. 401-427, Plenum, New York.

Shackleton, N. J. (1987), Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quater. Sci. Rev.*, 6, 183-190.

Shackleton, N. J., Hall, M. A. and E. Vincent (2000), Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago, *Paleoceanography*, 15, 565-569.

Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch, Meischner, D., Schmelzer, I and D. A. Smeed (2003), Sea level fluctuations during the last glacial cycle, *Nature*, 423, 853-858.

Sonzogni, C., Bard, E., Rostek, F., Dollfus, D., Rosell-Mélé, A. and G., Eglington (1997), Temperature and salinity effects on alkenone ratios measured in surface sediments from the Indian Ocean. *Quat. Res.*, 47, 344-355.

Sperling, M., Weldeab, S. and G., Schmiedl (2002), Drying of samples may alter foraminiferal isotopic ratios and faunistic composition. *Micropaleontology*, 48, 87-91.

Stott, L. D., Neumann, M. and D. Hammond (2000), Intermediate water ventilation on the Northeastern Pacific margin during the late Pleistocene inferred from benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$, *Paleoceanography*, 15, 161-169.

Stott, L. D., Berelson, W., Douglas, R. and D. Gorsline (2000), Increased dissolved oxygen in Pacific intermediate waters due to lower rates of carbon oxidation in sediments, *Nature*, 407, 367-370.

Stuiver, M. and P. M. Grootes (2000), GISP2 oxygen isotope ratios, *Quat. Res.*, 53, 277-284.

Talley, L. (1993), Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water. J. Phys. Oceanogr., 23, 517-537

van Geen, A., Fairbanks, R. G., Dartnell, P., McGann, M., Gardner J. V. and M., Kashgarian (1996) Ventilation changes in the Northeast Pacific during the last deglaciation, *Paleoceanography*, 11, 519-528.

van Geen, A., Zheng, Y., Bernhard, J. M., Cannariato, K. G., Carriquiry, J. D., Dean, W. E., Eakins, B. W., Ortiz J. D. and J. Pike (2003), On the preservation of laminated sediments along the Western margin of North America, *Paleoceanography*, 18, 1098, 1098, doi:10.1029/2003PA000911.

Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J. C., Michel, E., Becqué, S. and T. C. E. van Weering (1997), Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146, 13-27.

Vidal, L., Schneider, R. R., Marchal, O., Bickert, T., Stocker, T. F. and G. Wefer (1999), Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period, *Climate Dyn.*, 15, 909-919.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon E., and M. Labracherie (2002), Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quat. Sci. Rev.*, 21, 295-305.

Zahn, R., Winn, K. and M. Sarnthein (1986), Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*, *Paleoceanography*, 1, 27-42.

Zheng, Y., van Geen, A., Anderson, R. F., Gardner, J. V., and W. E. Dean (2000), Intensification of the northeast Pacific oxygen minimum zone during the Bölling-Allerö warm period, *Paleoceanography*, 15, 528-536.

2.2. Modes de circulation des masses d'eau du Pacifique Est en relation avec la variabilité climatique rapide de la dernière période glaciaire

2.2.1. Ventilation du Pacifique intermédiaire et profond déduite des enregistrements $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères épibenthiques

Les enregistrements à haute résolution des sédiments marins provenant du Pacifique sont relativement rares. Cependant, les variations du $\delta^{13}\text{C}$ mesurées sur les foraminifères épibenthiques supposées répondre à des fluctuations de ventilation indiquent que les intervalles de temps marqués par une circulation océanique intensifiée pendant le MIS3 correspondent aux événements de Heinrich dans l'Atlantique Nord, concomitants avec les événements chauds Antarctiques (voir Pahnke et Zahn, 2005 pour les AAIW du secteur Sud-Ouest de l'océan Pacifique, Ninnemann et Charles, 2002 pour le courant circumpolaire dans le secteur Sud-Est du Pacifique, Lund et Mix, 1998 pour les PDW dans le secteur Nord-Est du pacifique, **Figure 3.9, Figure 3.10**).

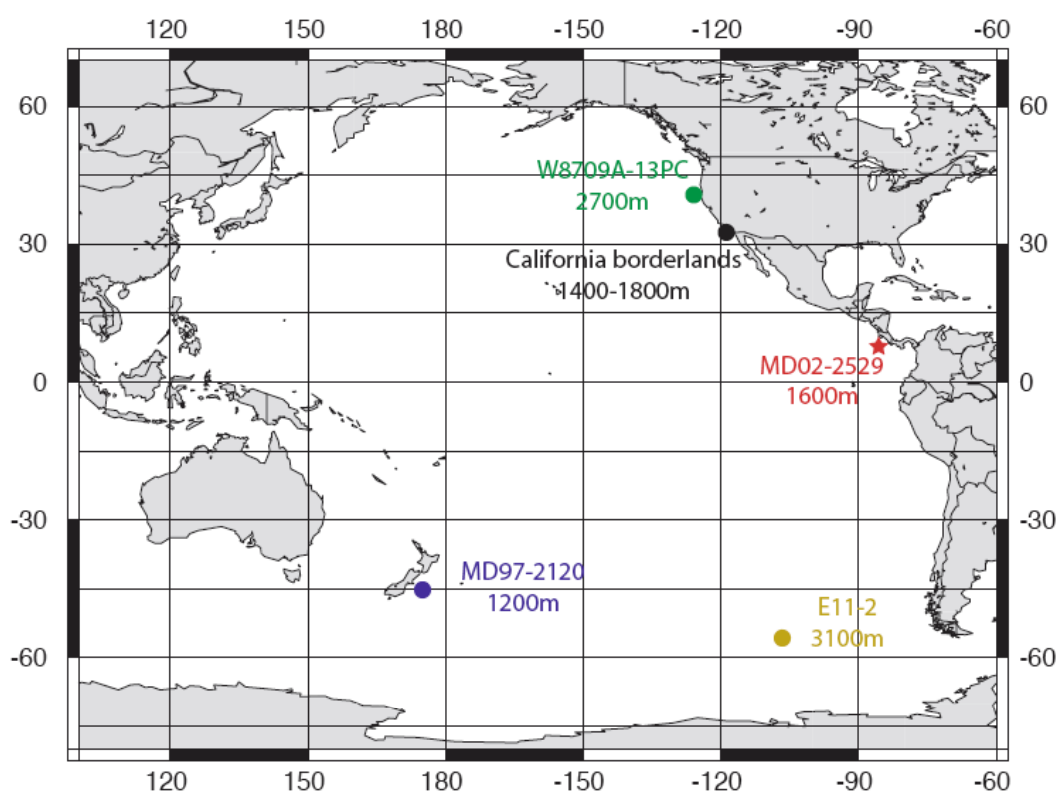


Figure 3.9 : Localisation des carottes sédimentaires présentées dans les **Figure 3.10, 3.11 et 3.12.**
Figure 3.9: Location of sediment cores presented in **Figures 3.10, 3.11 and 3.12.**

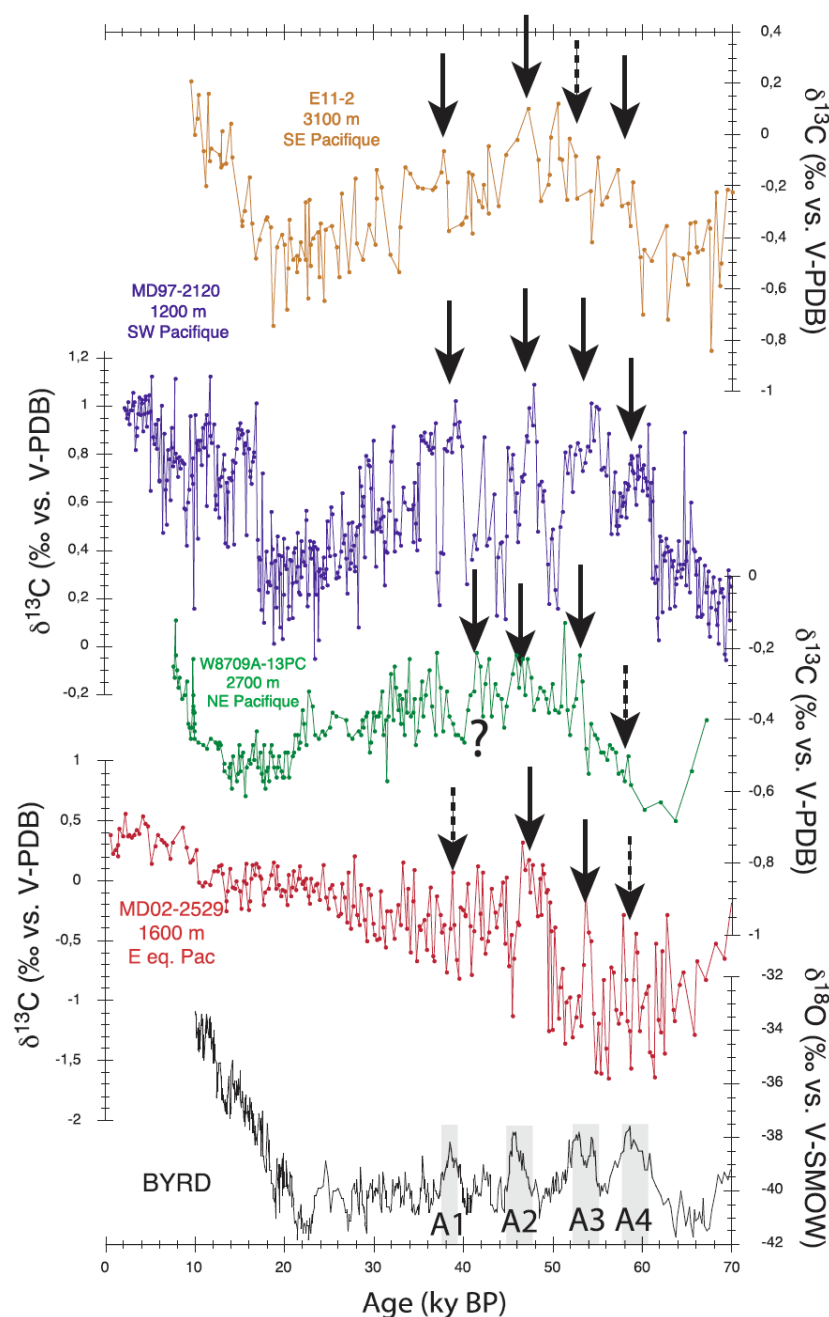


Figure 3.10 : Enregistrements de $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères épibenthiques dans le Pacifique comparés aux températures Antarctiques au site de BYRD. Les flèches indiquent les maxima de $\delta^{13}\text{C}$ correspondant aux événements chauds Antarctiques A1, A2, A3 et A4 dans les séquences sédimentaires marines (en pointillé lorsque l'événement n'apparaît pas de manière évidente). Le point d'interrogation indique l'intervalle correspondant au Heinrich 4 dans la carotte W8709A-13PC. D'après Ninnemann et Charles, 2002 (E11-2), Pahnke et Zahn, 2005 (MD97-2120), Lund et Mix, 1998 (W8709A-13PC) et Blunier et Brook, 2001 (chronologie de BYRD).

Figure 3.10: $\delta^{13}\text{C}$ records of epibenthic foraminifera in the Pacific Ocean compared to Antarctic atmospheric temperatures at BYRD site. The arrows indicate $\delta^{13}\text{C}$ maxima corresponding to Antarctic warm events A1, A2, A3 and A4 in sedimentary sequences (dotted arrows indicate events that do not clearly appear in the marine records). The question mark indicates the sedimentary interval that likely corresponds to the Heinrich event 4 in W8709A-13PC core. From Ninnemann and Charles, 2002 (E11-2), Pahnke and Zahn, 2005 (MD97-2120), Lund and Mix, 1998 (W8709A-13PC) and Blunier and Brook, 2001 (BYRD chronology).

Dans l'Article#3, j'ai montré (1) que la signature en $\delta^{13}\text{C}$ de *C. wuellerstorfi* représentait le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ au site de la carotte MD02-2529, et (2) que les variations temporelles du $\delta^{13}\text{C}$ de *C. wuellerstorfi* enregistraient l'influence alternée de deux masses d'eau situées au Nord et au Sud de la zone de carottage. Il est maintenant intéressant d'intégrer ces résultats dans un schéma de circulation plus globale et voir comment ces enregistrements apportent des informations sur la ventilation des eaux intermédiaires et profondes dans le Pacifique à l'échelle de la variabilité millénaire du MIS3.

Actuellement, les eaux de surface du Pacifique Nord ne sont pas assez salées pour permettre la formation d'eaux profondes (cf. par exemple Emile-Geay et al., 2003) et la ventilation provenant de la plongée des eaux dans le Pacifique Nord reste cantonnée aux 500 premiers mètres. Pendant la dernière déglaciation, il a été montré par des mesures des rapports isotopiques des foraminifères benthiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) que l'existence d'une source d'eaux profondes située dans le Pacifique Nord appauvrie en nutriments était peu probable (Keigwin, 1987). Pendant le MIS3, les variations des enregistrements de $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères épibenthiques à l'échelle du millénaire montrent tous des maxima de $\delta^{13}\text{C}$ pendant les événements Antarctiques chauds et ont été interprétés comme reflétant des augmentations de l'efficacité de la ventilation océanique à ces périodes (Ninnemann et Charles, 2002 ; Pahnke et Zahn, 2005 ; Lund et Mix, 1998 ; cf. **Figure 3.10**).

Pour expliquer les augmentations de la ventilation des PDW dans le Pacifique Nord-Est à environ 3000m de profondeur pendant les événements de Heinrich (concomitants des événements chauds Antarctique, cf. les maxima de $\delta^{13}\text{C}$ dans la carotte W8709A-13PC dans la **Figure 3.10**), il a été proposé que ces augmentations pouvaient résulter d'une augmentation de la ventilation par les eaux sous-jacentes (par des AABW « modifiées » circulant du Nord vers le Sud), ou par une influence des eaux intermédiaires susjacentes (Lund et Mix, 1998).

Afin de contraindre les modes de ventilation à l'échelle du millénaire pendant le MIS3 dans le Pacifique Nord-Est à environ 3000m de profondeur, il est utile de comparer l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ des PDW (carotte W8709A-13PC) à des enregistrements moins profonds (carottes des « California borderlands », cf. **Figure 3.9**). Pendant le MIS3, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des eaux du Pacifique Nord-Est entre 1400 et 1800m de profondeur déduites du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères épibenthiques sont restées plus négatives que celles des PDW (**Figure 3.11**). Dans le cas d'une influence des masses d'eaux susjacentes pendant les événements chauds Antarctiques, on s'attendrait donc à observer des minima de $\delta^{13}\text{C}$ dans la carotte W8709A-13PC, contrairement à ce qui est observé (**Figure 3.10**). Ce résultat suggère

que l'hypothèse d'une ventilation des PDW par les eaux intermédiaires pendant les événements de Heinrich peut être écartée. Par conséquent, il est donc probable que les variations temporelles de l'efficacité de la ventilation des PDW reflètent celles des AABW sous-jacentes.

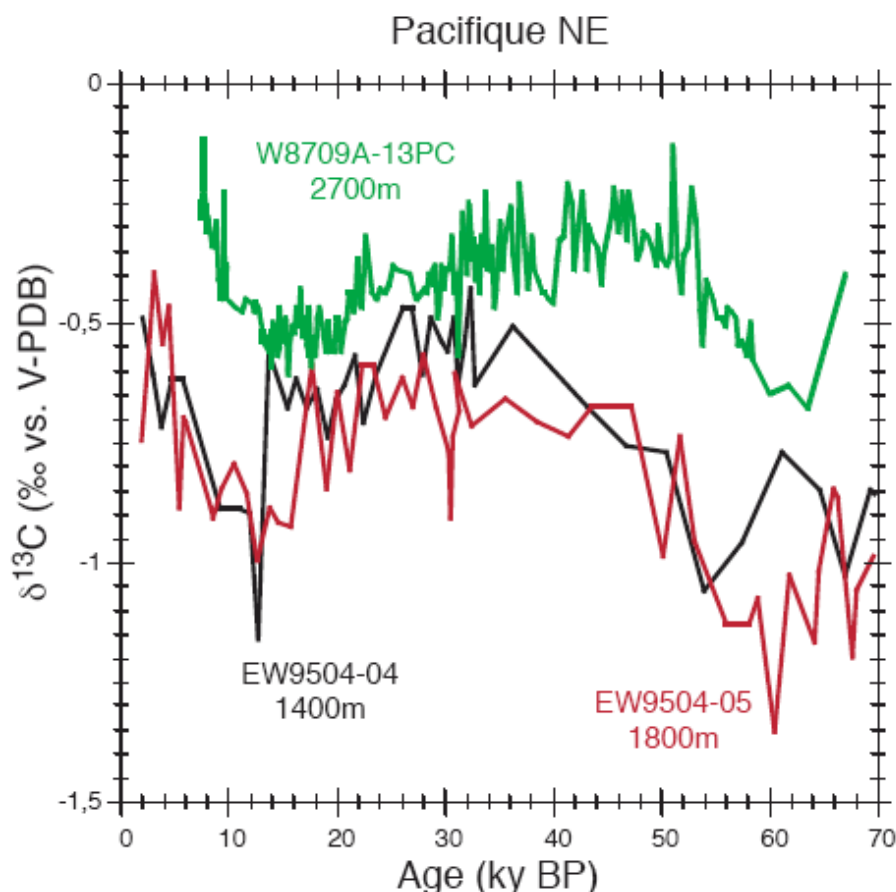


Figure 3.11 : Enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères épibenthiques dans le Pacifique Nord-Est pour les PDW (W8709A-13PC, Lund et Mix, 1998) et pour l'intervalle 1400-1800m (EW9504-04 et EW9504-05, « California borderlands » dans la **Figure 3.9**, Stott et al., 2000). Noter que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des PDW sont plus élevées que celles des masses d'eaux de l'intervalle 1400-1800m, indiquant que les maxima de $\delta^{13}\text{C}$ des PDW ne sont pas influencées par les eaux intermédiaires.

Figure 3.11: $\delta^{13}\text{C}$ records of epibenthic foraminifera in the Northeastern Pacific, for the PDW (W8709A-13PC, Lund and Mix, 1998) and for the 1400m-1800m depth interval (EW9504-04 and EW9504-05, « California borderlands » in **Figure 3.9**, Stott et al., 2000). Note that the PDW $\delta^{13}\text{C}$ values are higher than those of the water mass at shallower depth, indicating that the maximal PDW $\delta^{13}\text{C}$ are unlikely to be affected by shallower waters.

Ce schéma des variations de ventilation des PDW « par en-dessous » peut être expliqué par deux mécanismes distincts. Le premier mécanisme est lié aux migrations

latitudinales des westerlies dans l'hémisphère Sud, pouvant engendrer des variations de ventilation des eaux intermédiaires et profondes dans l'Océan Austral (en induisant notamment un upwelling à la divergence Antarctique et des formations de AAIW et de AABW accrues, Toggweiler et al., 2006). Le second est lié au flux géothermique du plancher océanique, forçage modifiant la densité des eaux de fond (dont le rôle sur la variabilité climatique rapide du MIS3 a été proposé par Adkins et al., 2005), et dont le rôle sur la circulation profonde actuelle (particulièrement important pour l'océan Pacifique) a récemment été reconsidéré par des expériences de modélisation simulant des flux géothermiques réalistes (Emile-Geay et Madec, en révision).

D'autre part, si l'on admet que les PDW reflètent des variations de ventilation des AABW rebroussant chemin vers le Sud (Lund et Mix, 1998 ; **Figure 1.11**), cela implique que la formation des AAIW et des AABW a été plus efficace pendant les événements chauds en Antarctique de manière synchrone (cf. **Figure 3.10**). Au vu des résultats de la carotte MD02-2529, ce mécanisme a pu influencer l'hydrologie du Pacifique Est-équatorial aux profondeurs d'environ 1600m par l'intermédiaire des changements de ventilation des AAIW et/ou des PDW (cf. Article #3). A l'inverse, une réduction de la formation d'eaux intermédiaires et profondes dans le secteur Sud du Pacifique doit permettre aux masses d'eaux marquées par un $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ très négatif dans le Pacifique Nord-Est de s'étendre jusque dans le Pacifique Est-équatorial, comme les valeurs très négatives du $\delta^{13}\text{C}$ de *C. wuellerstorfi* de la carotte MD02-2529 en témoignent (particulièrement pendant le MIS4 et le début du MIS3, cf. Article #3, **Figure 3.10**).

Afin d'alimenter les AAIW et les AABW de manière synchrone pendant les événements chauds Antarctique, il est nécessaire d'augmenter en parallèle la remontée vers la surface des eaux du courant circumpolaire riche en nutriments à la divergence Antarctique (voir par exemple Sarmiento et al., 2004). Des expériences de modélisation indiquent qu'aux épisodes chauds Antarctique sont associés des migrations vers les pôles de la ceinture des vents d'Ouest, favorisant ainsi la remontée des eaux profondes à l'aplomb de la divergence Antarctique et pouvant jouer un rôle sur les échanges de CO_2 entre océan et atmosphère (Toggweiler et al., 2006). Cela est également cohérent avec une augmentation de la production des AAIW et des AABW (voir **Figure 3.10** pour les données ; Marchal et al., 1998 ; Schulte et al., 1999 pour les expériences de modélisation).

Des mesures de différents indicateurs de paléoproduktivité dans le secteur Pacifique de l'océan Austral indiquent que des augmentations drastiques de productivité se sont produites pendant les événements de Heinrich (Sachs et Anderson, 2005, **Figure 3.12**). Pour expliquer ces augmentations de productivité, les auteurs ont émis deux hypothèses antagonistes : d'une part un apport en Fe par un upwelling aurait pu fertiliser les eaux de surface et, d'autre part, une meilleure stratification des masses d'eaux de l'Océan Austral aurait pu augmenter l'exposition des eaux de surface à la lumière pendant la période de croissance des producteurs primaires (Sachs et Anderson, 2005). Au vu de ces deux hypothèses, les auteurs en ont conclu que les mécanismes océaniques liant les événements de Heinrich dans l'Atlantique Nord et la productivité dans l'Océan Austral restaient à être élucidés, notamment vis-à-vis de l'incertitude qui demeurerait sur la manière dont l'Océan Austral était altéré (à savoir plus ou moins de stratification des masses d'eaux).

Dans l'Océan Austral, les zones d'upwelling (contrôlant les échanges de CO₂ entre océan et atmosphère) et les zones de formations d'eaux intermédiaires et modales (zones préférentielles pour l'export de la productivité biologique) sont bien distinctes (Marinov et al., 2006). Cependant, la correspondance entre les variations de températures en Antarctique et (1) les concentrations en CO₂ atmosphériques (Indermuhle et al., 2000) et (2) les évidences d'augmentation de l'efficacité de ventilation des eaux modales subantarctiques (Robinson et al., 2006) et des AAIW (Pahnke et al., 2005) suggèrent que les augmentations de productivité dans l'Océan Austral pendant les événements Antarctiques sont contrôlées par des augmentations de l'upwelling à la divergence Antarctique (et par conséquent sont liées à une augmentation de production des masses d'eaux modales, intermédiaires et profondes) plutôt que par une augmentation de la stratification des masses d'eaux de surface.

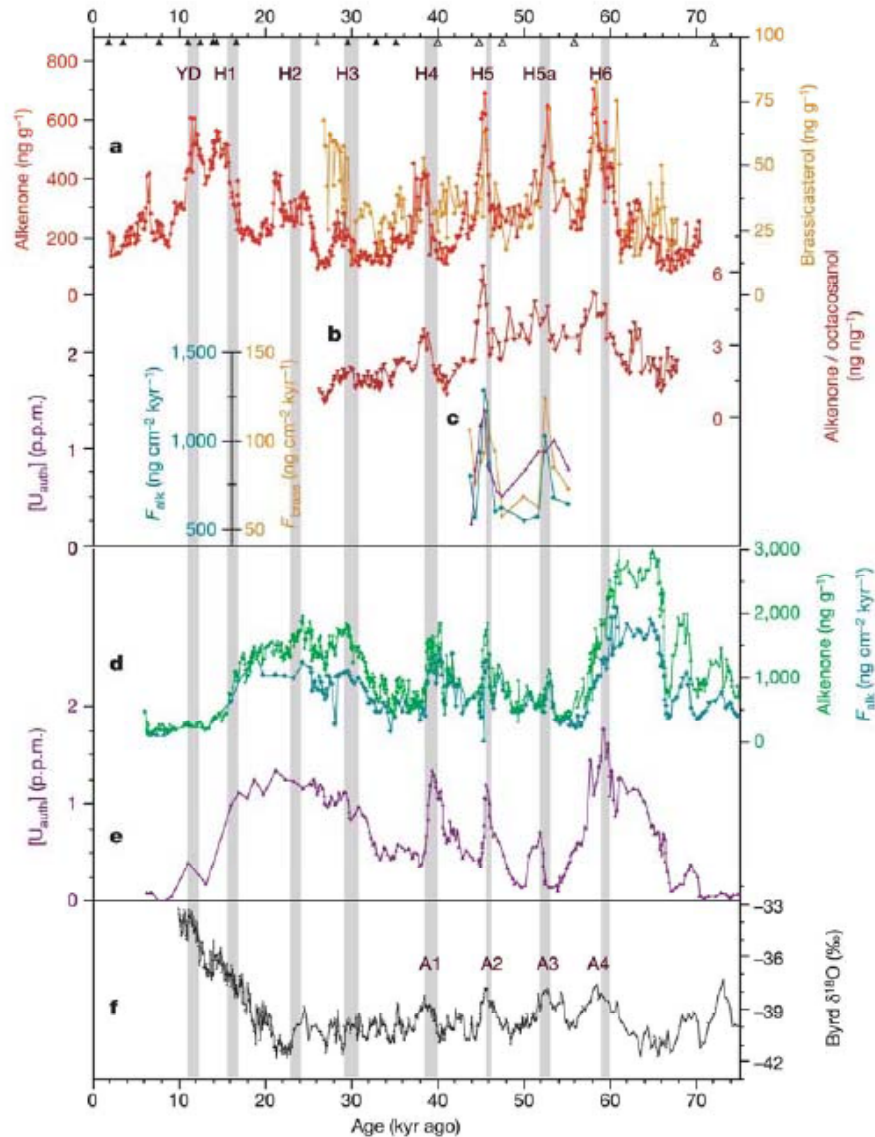


Figure 3.12 : Indicateurs de paléoproduktivité dans l'océan Austral dans le secteur du Pacifique Sud-Ouest (carotte MD97-2120, a, b et c, cf. **Figure 3.9**) et dans le secteur de l'Atlantique Sud-Est (carotte TN057-21-PC2, d et e) comparés aux températures Antarctiques au site de BYRD (Blunier et Brook, 2001, f). D'après Sachs et Anderson, 2005.

Figure 3.12: Paleoproductivity indicators in the Southern Ocean. Records in the Southwestern Pacific sector (core MD97-2120, a, b and c, cf. Figure 3.9) and in the Southeastern Atlantic sector (core TN057-21-PC2, d and e) compared to Antarctic atmospheric temperatures at the BYRD site (Blunier et Brook, 2001, f). From Sachs and Anderson, 2005.

2.2.2. Modes de ventilation à l'intérieur et aux alentours des OMZ

Aux profondeurs de l'OMZ, les foraminifères épibenthiques de la carotte MD02-2508 sont absents et le $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères endobenthiques ne reflète pas le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des masses d'eaux environnantes (cf. Article#3). Néanmoins, il a été proposé que le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères endobenthiques répondait aux variations de ventilation dans les OMZ, notamment en enregistrant des variations de températures (Hendy et Kennett, 2003). Je vais donc maintenant comparer les variations temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ de l'espèce *U. peregrina* de la carotte MD02-2508 à celles enregistrées dans le bassin de Santa Barbara, situé plus au Nord en plein cœur de l'OMZ et à la même profondeur que la carotte MD02-2508 (**Figure 3.13**).

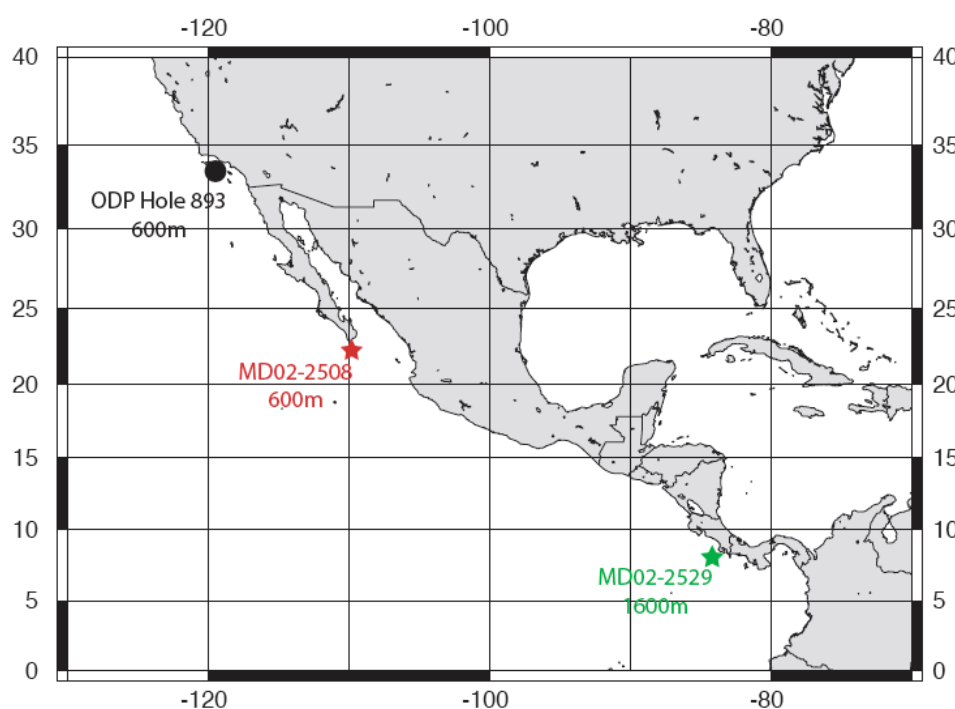


Figure 3.13 : Localisation des carottes sédimentaires présentées dans les **Figure 3.14** et **3.15**.
Figure 3.13: Location of sediment cores presented in **Figures 3.14** and **3.15**.

Cette comparaison requiert la construction préalable d'un modèle d'âge commun afin de discuter des éventuelles variations rapides des paramètres hydrologiques. Pour cela, j'ai synchronisé les variations de densité de la carotte MD02-2508 avec les températures atmosphériques du Groenland au site de GISP2 qui, comme les variations temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques du bassin de Santa Barbara, présentent une variabilité DO très marquée (**Figure 3.14**). Dans cette synchronisation, le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques du bassin de Santa Barbara est supposé répondre à des variations des

températures des eaux de surface en phase avec la variabilité DO (Hendy et Kennett, 2000). D'autre part, les variations de densité de la carotte MD02-2508 représentent probablement des variations du taux d'accumulation de matière terrigène en réponse à la variabilité DO (Blanchet et al., en révision).

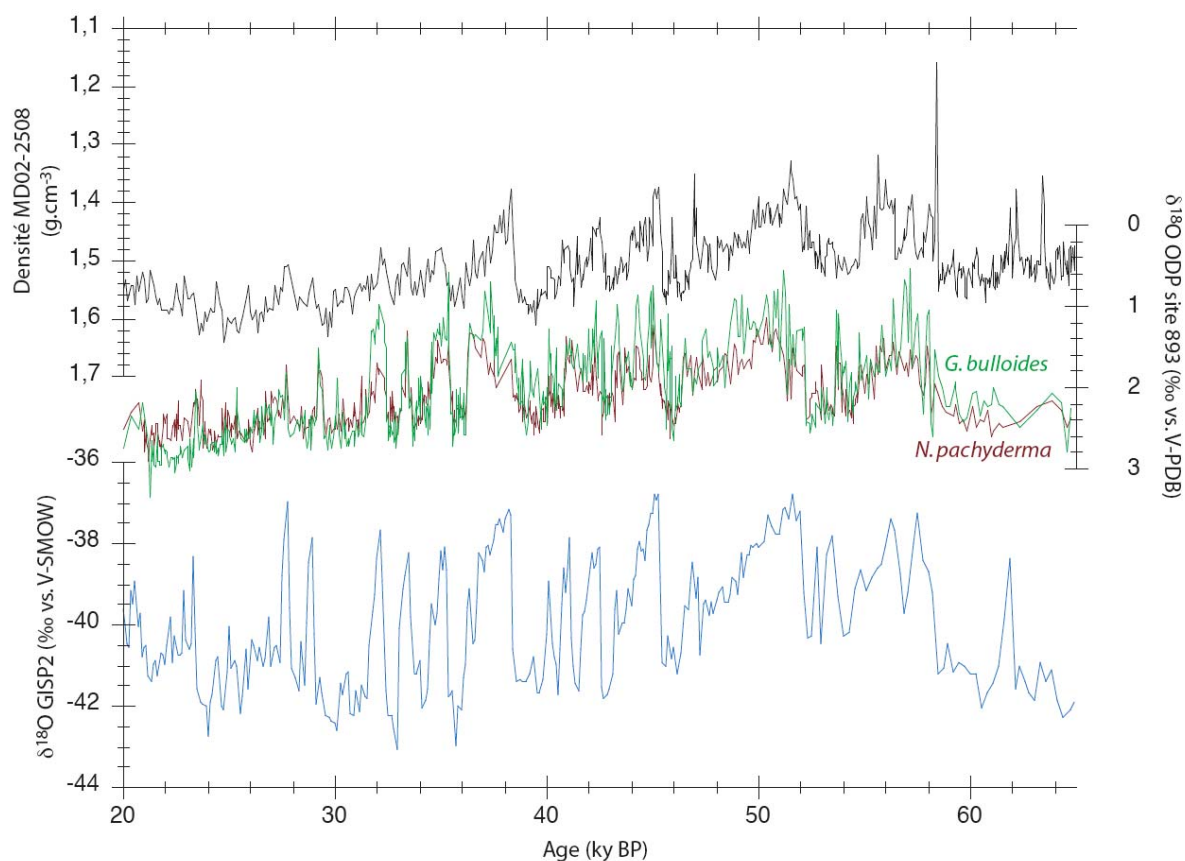


Figure 3.14 : Comparaison de la densité de la carotte MD02-2508 (en noir), du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques du bassin de Santa Barbara (en vert et rouge) et des températures au Groenland au site de GISP2 (en bleu). La variabilité de type DO enregistrée par les deux séquences marines permet de construire un modèle d'âge commun cohérent vis-à-vis des variations hydrologiques rapides enregistrées par les foraminifères benthiques aux deux sites marins.

Figure 3.14: Comparison between the density of core MD02-2508 (in black), the $\delta^{18}\text{O}$ of planktonic foraminifera in Santa Barbara Basin (in red and green) and of atmospheric temperatures in Greenland at GISP2 site (in blue). The DO variability recorded by both marine sequences allows to construct a common timescale in order to compare them with respect to rapid hydrological changes recorded by benthic foraminifera at both sites.

Dans la **Figure 3.15**, les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'espèce *U. peregrina* sont comparées à celles du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques du bassin de Santa Barbara pour le MIS3 (courbe composite de plusieurs espèces endobenthiques). Il est intéressant de noter que, tandis que l'enregistrement du bassin de Santa Barbara est fortement marqué par une variabilité de type

D-O, les enregistrements des carottes MD02-2508 et MD02-2529 présentent plutôt une variabilité en forme triangulaire et ressemblent plus aux variations des températures en Antarctique qu'au Groenland (bien que des fluctuations abruptes soient également observées).

Hendy et Kennett (2003) ont proposé que les signatures en $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques du Bassin de Santa Barbara reflétaient des variations de températures des eaux au site de forage, avec des arrivées d'eaux intermédiaires provenant du Sud pendant les interstades (intervalles marqués par des minima de $\delta^{18}\text{O}$), avec un effet de seuil probablement assez important dans la dynamique de la circulation océanique au sein même du bassin. Cependant la variabilité DO enregistrée dans le bassin de Santa Barbara n'est pas systématiquement reflétée dans la carotte MD02-2508, et plus particulièrement, les transitions stades/interstades ne sont pas systématiquement marquées par des diminutions abruptes du $\delta^{18}\text{O}$ dans la carotte MD02-2508. A première vue, l'interprétation de Hendy et Kennett, 2003 est remise en cause par les résultats de la carotte MD02-2508, se trouvant « sur la route » des masses d'eaux impliquées dans l'hypothèse des variations hydrologiques émise par Hendy et Kennett (2003) et devant nécessairement enregistrer le même type de variabilité.

Or, les résultats récents du forage Antarctique EDML ont révélé qu'à chaque évènement DO correspondait un maximum de température en Antarctique avec quelques siècles d'avance (EPICA 2006, **Figure 3.14**). A ces variations de températures en Antarctique sont également reliées des variations de formation d'eaux intermédiaires (Pahnke et al., 2005). Si l'hypothèse d'une origine tropicale des eaux intermédiaires au site du bassin de Santa Barbara est vraie, alors les résultats de la carotte MD02-2508 dont la variabilité ressemble plus aux variations des températures antarctiques qu'aux variations de températures au Groenland (**Figure 3.14**) ne vont pas forcément à l'encontre de l'hypothèse de Hendy et Kennett (2003). Quoi qu'il en soit, les incertitudes sur le modèle d'âge de la carotte MD02-2508 et sa résolution temporelle pendant la fin du MIS3 ne permettent pas de contraindre la variabilité de l'hydrologie au site de la carotte sans ambiguïté. De plus, si l'on prend en compte la profondeur du seuil du bassin de Santa Barbara (440m), il est probable que les masses d'eaux influençant le bassin soient différentes de celles influençant le site de la carotte MD02-2508.

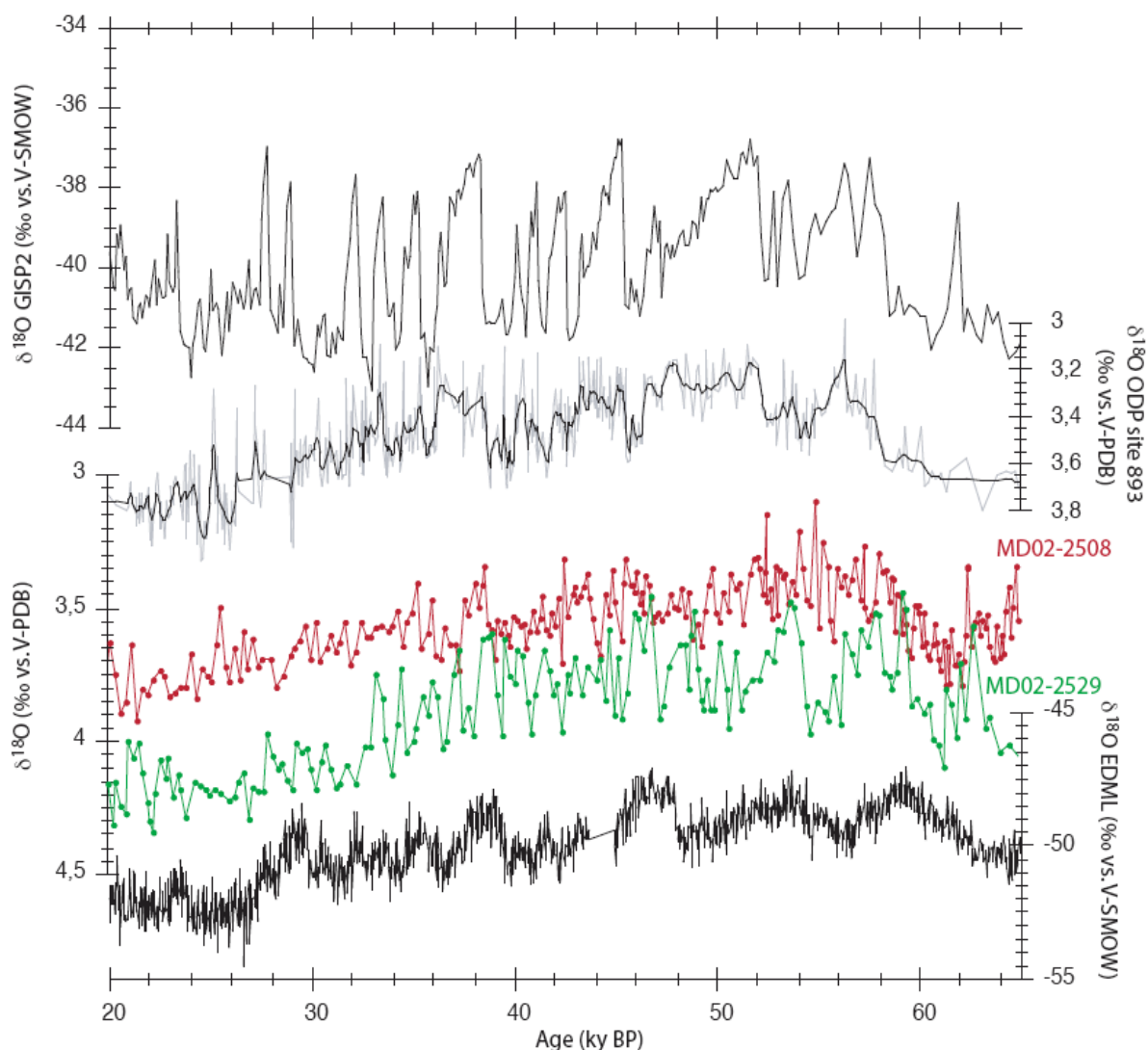


Figure 3.15 : Comparaison des températures au Groenland au site de GISP2 (en haut) et en Antarctique au site EDML (EPICA 2006, le modèle d'âge est calé sur la chronologie GISP2) au $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques du bassin de Santa Barbara (en gris) et des carottes MD02-2508 et MD02-2529 (en rouge et vert, respectivement).

Figure 3.15: Comparison between atmospheric temperatures at GISP2 site (top) and at EDML site in Antarctica (EPICA 2006, the age model has been tuned to the GISP2 chronology) with the $\delta^{18}\text{O}$ of benthic foraminifera recorded in the Santa Barbara Basin (in grey), MD02-2508 and MD02-2529 sediment cores (in red and green, respectively).

Enfin, j'ai proposé dans l'Article#3 que le $\delta^{18}\text{O}$ enregistré par *C. wuellerstorfi* pouvait refléter des variations des salinités des masses d'eaux au site de la carotte MD02-2529. L'assez bonne correspondance entre le $\delta^{18}\text{O}$ enregistré par *C. wuellerstorfi* et les températures

en Antarctique au site EDML (**Figure 3.15**) indique que les masses d'eau influençant le site de la carotte MD02-2529 pendant les événements chauds Antarctique étaient moins salées que les masses d'eaux caractérisées par un $\delta^{13}\text{C}$ très négatif localisées plus au Nord entre 1400m et 1800m de profondeur. Ce résultat suggère l'existence de forts gradients de salinité dans le Pacifique Nord-Est à des profondeurs d'environ 1500m, ce qui va dans le sens des résultats récents des eaux porales indiquant que la stratification des masses d'eau de l'océan global pendant le LGM était contrôlée par la salinité plutôt que par la température des masses d'eau (Adkins et al., 2002), contrairement à ce qui est observé dans l'actuel.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La reconstitution des paramètres hydrologiques des eaux de surface et des eaux intermédiaires dans la zone du Pacifique Est a permis d'identifier des processus paléocéanographiques à l'échelle de la variabilité climatique rapide de la dernière période glaciaire. Ces processus ont des implications pour les modes de connections climatiques entre la circulation atmosphérique aux basses latitudes et les variations climatiques dans la zone de l'Atlantique Nord, ainsi que pour la circulation océanique aux profondeurs intermédiaires dans la zone du Pacifique Est et potentiellement à l'échelle globale.

La reconstitution des salinités des eaux de surface a permis de montrer que la dynamique de l'ITCZ, de manière analogue à la variabilité saisonnière actuelle, est le principal facteur de variations de pluviosités dans la zone du Pacifique Est-équatorial à l'échelle de la variabilité DO. Ce résultat est un témoignage supplémentaire des migrations latitudinales de l'ITCZ à l'échelle des événements DO, mécanisme déjà mis en évidence dans un grand nombre d'études paléoclimatiques aux basses latitudes. Pour la première fois, deux aspects importants de la dynamique des basses latitudes ont été relevés :

- (1) La localisation de la carotte MD02-2529 et l'amplitude des variations de salinités qu'elle a enregistré à l'échelle des événements DO ont permis de contraindre des flux atmosphériques de vapeur d'eau à travers l'Amérique centrale, accrus lors des interstades, et diminués pendant les stades. Ces modes de connexions atmosphériques entre l'océan Atlantique et l'océan Pacifique ont permis d'identifier une rétroaction positive pour les variations climatiques de DO pouvant potentiellement réguler le budget de sel dans l'océan Atlantique. Pendant les interstades, un transport accru de vapeur d'eau tend à augmenter la salinité des eaux de surface de l'Atlantique Nord favorisant ainsi la formation des NADW

(Figure 4.1). A l'inverse, la migration vers le Sud de l'ITCZ pendant les stades engendre le blocage de ce transfert d'eau douce par les Andes qui recircule dans l'Atlantique via l'Amazonie (Figure 4.1).

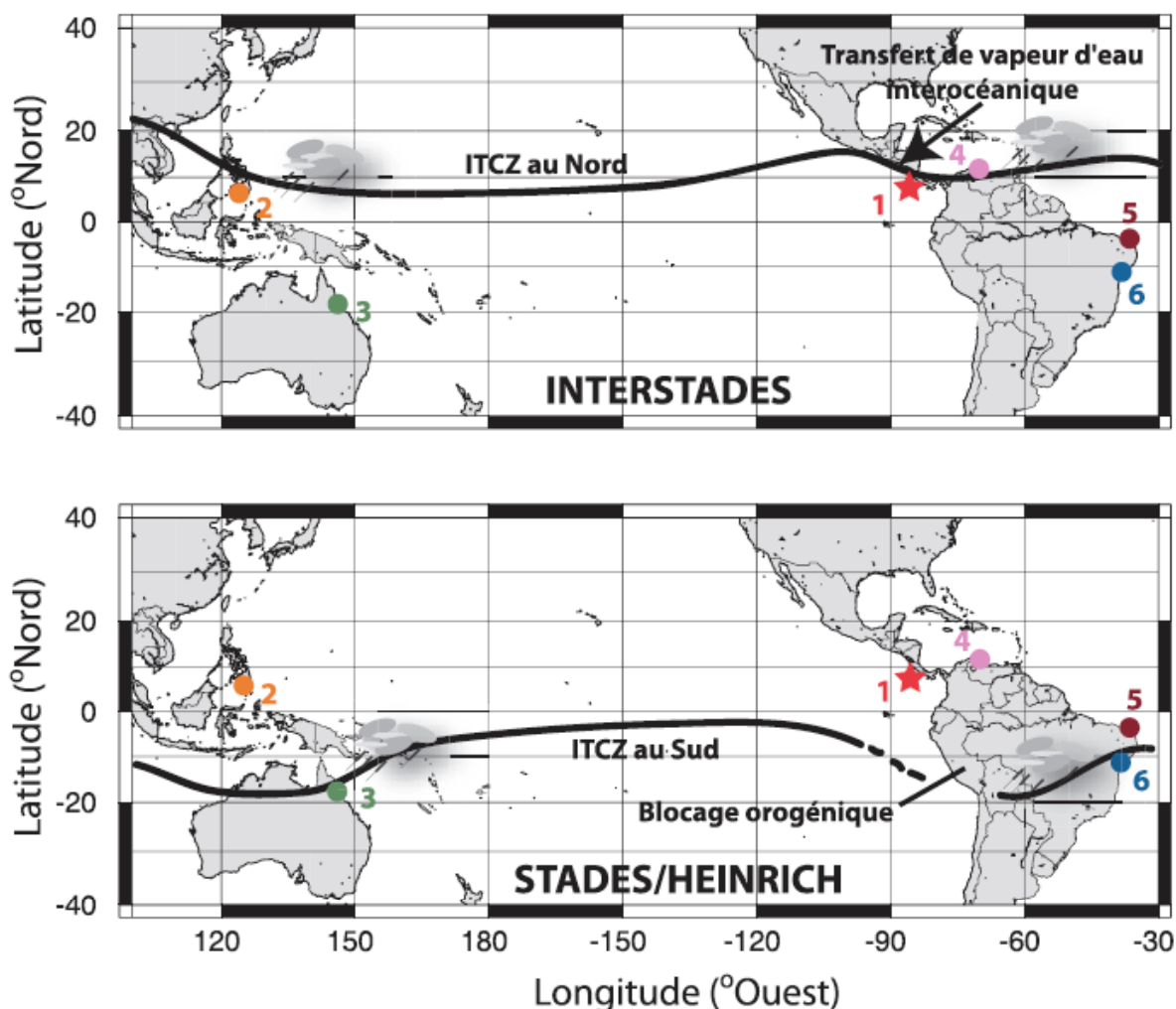


Figure 4.1 : Schéma récapitulatif des connections atmosphériques aux basses latitudes, illustrant les modes de migrations latitudinales à l'échelle de la variabilité DO et les transferts de vapeur d'eau interocéaniques qui y sont associés. D'après les résultats de la carotte MD02-2529 (1), de la carotte MD98-2181, Stott et al., 2002 (2), de Lynch's crater, Turney et al., 2004 (3), du site ODP 1002C, Peterson et al., 2000 (4), des carottes GeoB3104-1/3912-1, Arz et al., 1998 (5), et des phases de croissance d'un spéléothème brésilien, Wang et al., 2004 (6).

Figure 4.1: Atmospheric connections at low latitudes, illustrating the modes of latitudinal migrations at the DO variability timescale and associated interoceanic freshwater fluxes. From results of MD02-2529 (1), MD98-2181, Stott et al., 2002 (2), Lynch's crater, Turney et al., 2004 (3), ODP site 1002C, Peterson et al., 2000 (4), GeoB3104-1/3912-1 sediment cores, Arz et al., 1998 (5), Brazilian speleothem growing phases, Wang et al., 2004 (6).

- (2) Au site de la carotte MD02-2529, la variabilité interannuelle ENSO n'a pas d'impact sur les pluviosités dans la climatologie moderne, ce qui suggère que les variations de salinités dans la zone d'étude ne sont pas modulées par un forçage de type ENSO. En outre, la comparaison des précipitations au site de la carotte MD02-2529 avec d'autres enregistrements paléoclimatiques situés dans le Pacifique Ouest tropical permet d'identifier la distribution spatiale des précipitations à l'échelle des événements DO. Ce résultat indique que la dynamique de l'ITCZ, analogue aux migrations saisonnières de l'ITCZ dans la climatologie actuelle, ne peut être expliquée par une variabilité de type ENSO dans le Pacifique Est (**Figure 4.1**). De plus, la persistance de la variabilité millénaire de la dynamique de l'ITCZ pendant le LGM quand la variabilité DO n'est pas clairement observée aux hautes latitudes indique que la dynamique de l'ITCZ ne répond pas simplement aux variations climatiques des hautes latitudes de l'Atlantique Nord, suggérant que les basses latitudes ont un rôle actif dans les variations rapides du climat.

En réponse à la variabilité climatique rapide, les variations de l'intensité de la circulation océanique aux profondeurs intermédiaires dans la zone du Pacifique Est et la dynamique des OMZ qui y sont associées peuvent permettre de contraindre les modes de fonctionnement du couple océan-atmosphère impliqué dans la variabilité climatique à l'échelle du millénaire. Une des difficultés majeures dans l'interprétation des signatures isotopiques des foraminifères benthiques dans les OMZ est de caractériser quels processus hydrologiques les engendrent (productivité vs. ventilation).

Ainsi, l'étude des variations des indicateurs d'apports de matière organique au sédiment et les variations des rapports isotopiques des foraminifères benthiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) des

carottes MD02-2529 et MD02-2508 effectués sur l'espèce épibenthique *C. wuellerstorfi* et l'espèce endobenthique *U. peregrina* ont montré que l'espèce *C. wuellerstorfi* enregistre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, que le $\delta^{13}\text{C}$ de *U. peregrina* n'est relié ni à la reminéralisation de la matière organique dans le sédiment ni au $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des eaux de fond au site d'étude, et que des variations centennales du $\delta^{18}\text{O}$ de *C. wuellerstorfi* de l'ordre de 0,2‰ peuvent refléter des variations de salinités régionales liées à la salinité des masses d'eaux environnantes.

Afin de comprendre les changements de circulation aux profondeurs intermédiaires dans la zone d'étude, les variations de $\delta^{13}\text{C}$ de *C. wuellerstorfi* enregistrées dans la carotte MD02-2529 ont été comparées à d'autres enregistrements. Il apparaît que la circulation des masses d'eaux océanique dans l'océan Pacifique pour les profondeurs supérieures à environ 1500m ont fluctué de manière synchrone dans tout la bassin océanique. En effet, les enregistrements à haute résolution disponibles pour la dernière période glaciaire suggèrent que l'efficacité de la ventilation océanique est intensifiées pour les eaux intermédiaires et profondes (>1500m) pendant les évènements chauds Antarctique (c.à.d. pendant les évènements de Heinrich en Atlantique Nord), indiquant des modes de circulation océaniques Atlantique et Pacifique antagonistes (**Figure 4.2**). Aux profondeurs de l'actuelle OMZ, il est plus difficile de contraindre sans ambiguïté un mode de circulation des eaux intermédiaires car la comparaison des enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères endobenthiques entre différents sites, seuls indicateurs paléocéanographiques interprétables, ne montrent pas de relation évidente entre eux (**Figure 4.2**).

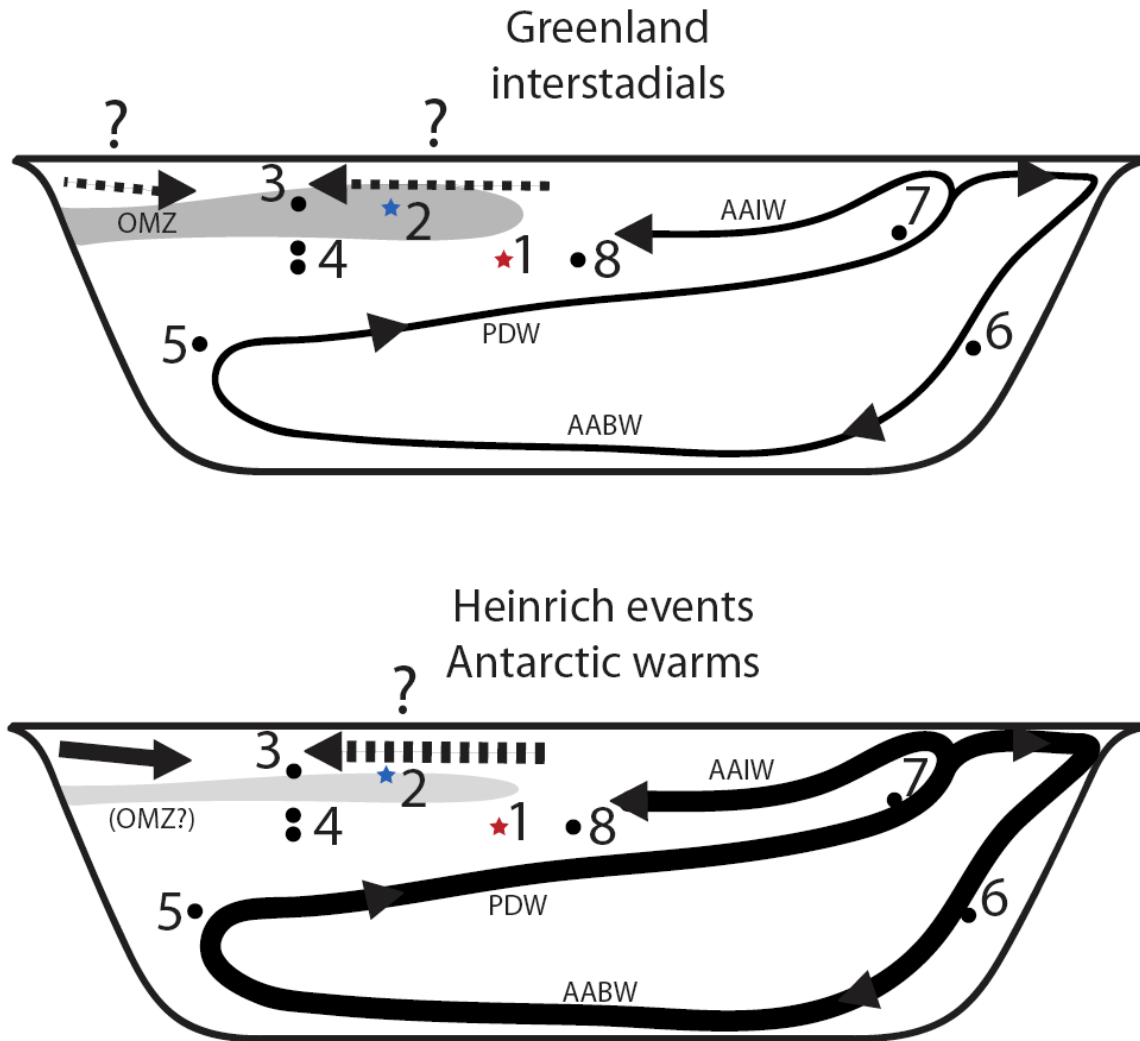


Figure 4.2 : Schéma récapitulatif des modes de circulation océanique dans le Pacifique déduites des variations temporelles des isotopes stables des foraminifères benthiques. La largeur des flèches est proportionnelle à l'intensité de la ventilation. Les enregistrements indiqués sur ce profils sont issus de la carotte MD02-2529 (1) ; la carotte MD02-2508 (2) ; le site OPD 893A (3) (Santa Barbara Basin ; Kennett et al., 2000 ; Hendy et Kennett, 2003) ; les sédiments de la marge californienne (4) (Stott et al., 2000) ; la carotte W8709A-13PC (5) (Lund et Mix, 1998) ; la carotte E11-2 (6) (Ninnemann et Charles, 2002) ; la carotte MD97-2120 (7) (Pahnke et Zahn, 2005) ; la carotte V19-27 (8) (Mix et al., 1991).

Figure 4.2: Oceanic circulation modes in the Pacific Ocean deduced from temporal variations of stable isotopes measured on benthic foraminifera. The arrows thickness are proportionnal to the ventilation intensity. Marine records indicated on the figure are MD02-2529 core (1); MD02-2508 core (2); OPD site 893A (3) (Santa Barbara Basin; Kennett et al., 2000; Hendy et Kennett, 2003); the California borderlands (4) (Stott et al., 2000); W8709A-13PC core (5) (Lund et Mix, 1998); E11-2 core (6) (Ninnemann et Charles, 2002); MD97-2120 core (7) (Pahnke et Zahn, 2005); V19-27 core (8) (Mix et al., 1991).

A l'issue de mon travail de thèse, certains points doivent être précisés par des analyses complémentaires.

- Un effort de cartographie des processus sédimentaires permettrait de contraindre la variabilité spatiale et temporelle des changements dans les modes de précipitations en relation avec les variations climatiques rapides. Les apports de matière continentale des sédiments marins pourraient donc être quantifiés en couplant des analyses XRF à des mesures par ICP-OES/MS. Ce type d'analyse permettrait de caractériser les variations de l'érosion et de transport continental avec un temps d'analyse relativement restreint, et ainsi de documenter par exemple les variations temporelles des régimes de précipitations à travers le Pacifique tropical, en comparant notamment le Pacifique Est et Ouest tropical.

- Il est nécessaire de mieux caractériser la dynamique ENSO, par exemple en étudiant l'hydrologie des eaux de subsurface au site de la carotte MD02-2529, où la température à la base de la thermocline est très sensible à la variabilité ENSO (**Figure 4.3**). Un des moyens de capturer la variabilité ENSO au sein d'intervalles de temps bien définis (Holocène, LGM, stade et/ou interstade) consisterait à mesurer de manière répétée le $\delta^{18}\text{O}$ sur un individu de l'espèce *N. dutertrei* sur un échantillon (voir Koutavas et al., 2006). Ce travail déjà commencé au CEREGE doit être couplé à des mesures de Mg/Ca et testé pour des sites particulièrement sensibles à la variabilité ENSO tels qu'aux environs de l'archipel des Galapagos (situé dans la zone NINO3).

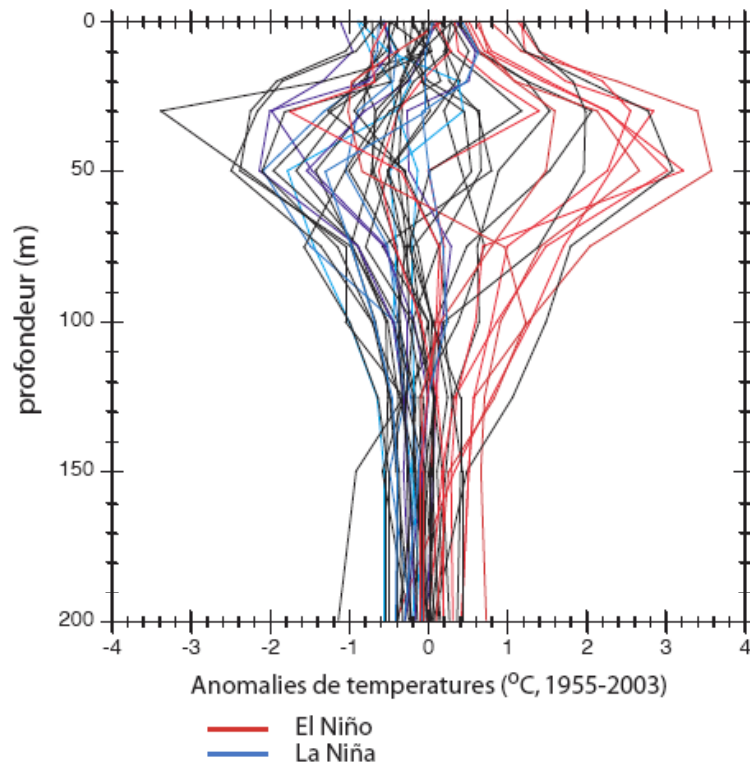


Figure 4.3 : Anomalies de températures dans la colonne d'eau au site de la carotte MD02-2529 associées à la variabilité ENSO, résultats pour la période 1955-2003. Les anomalies observées à la profondeur de la thermocline correspondent à la profondeur d'habitat de l'espèce *N. dutertrei*. Données NCEP/NCAR.

Figure 4.3: Temperatures anomalies in the water column at MD02-2529 site associated with the ENSO variability, results presented for the 1955-2003 period. The observed anomalies at the thermocline depth correspond to the habitat depth of the species *N. dutertrei*. Data from NCEP/NCAR.

- Les parts relatives de la productivité et de la ventilation dans les changements rapides des OMZ doivent être déconvoluées en couplant divers proxys indépendants. Un moyen d'y parvenir est de comparer des indicateurs de productivité à des analyses en éléments traces sensibles aux conditions redox du milieu sédimentaire tels que le Mo, le Cd ou l'U, et cela sur des carottes prélevées à différentes profondeurs d'un même site afin d'étudier de détecter d'éventuelles variations de l'extension des OMZ et/ou leur migration en profondeur.

RÉFÉRENCES

-
- Adkins, J.F., McIntyre, K. and Schrag, D.P, The salinity, temperature and $\delta^{18}\text{O}$ content of the glacial deep ocean. *Science*, 298, 1769-1773, 2002.
- Anand P., H. Elderfield, M. H. Conte, Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography*, 18 (2), 1050, doi:10.1029/2002PA000846, 2003.
- Arz, H. W., J. Pätzold, and G. Wefer, Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quaternary Research* 50, 157-166, 1998.
- Arz, H. W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N., Paetzold, J, Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quarter. Sci. Rev. in press*
- Bard E, Hamelin B, Fairbanks RG, U/Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados. sea level during the past 130,000 years. *Nature* 346, 456-458, 1990.
- Bard E, Paleoceanographic implications of the difference in deep-sea sediment mixing between large and fine particles. *Paleoceanography* 16, 235-239, 2001.
- Bard, E., Rostek, F. & Ménot-Combes, G., Radiocarbon calibration beyond 20,000 ^{14}C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quat. Res.* 61, 204-214, 004.
- Beaufort, L., et al., Les rapports de campagne à la mer, MD126/MONA-IMAGESVIII, 2002.
- Behl, R.J., and Kennett, J.P., Brief Interstadials Events in Santa Barbara Basin, Northeast Pacific, During the Past 60 kyr. *Nature*, 379, p.243-246, 1996.
- Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijma, J. and D. W. Lea, Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations, *Paleoceanography*, 13, 150-160, 1998.
-

- Benway H. M., B. A. Haley, G. P. Klinkhammer, A. C. Mix, Adaptation of a flow-through leaching procedure for Mg/Ca paleothermometry, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4 (2), 8403, doi:10.1029/2002GC000312, 2003.
- Benway, H. M. & Mix, A. C. Oxygen isotopes, Upper-ocean salinity, and precipitation sources in the eastern tropical Pacific. *Earth Planet. Sci. Let.* 224, 493-507, 2004.
- Benway, H. M., Mix, A. C., Haley, B. A. & Klinkhammer, G. P, Eastern Pacific Warm Pool paleosalinity and climate variability: 0-30 kyr. *Paleoceanography* 21, PA3008, doi:10.1029/2005PA001208, 2006.
- Blanchet, C. L., N. Thouveny, L. Vidal, G. M. Leduc, Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over South Baja California: a rock magnetic approach, soumis à *Earth Planet. Sci. Let.*
- Blunier T., E. J. Brook, Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. *Science*, 291, 109-112, 2001.
- Bond, G., et al., Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143-147, 1993.
- Boyle, E. A. & Keigwin, L. D, Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories. *Earth Planet. Sci. Let.* 76, 135-150, 1985/86.
- Broccoli, A. J., Dahl, K. A., and R. J. Stouffer, Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01702 doi:10.1029/2005GL024546, 2006.
- Broecker W. S, T. H. Peng, Lamont-Doherty Geol. Obs., Palisades, NY, *Tracers in the Sea*, 690 pp., 1982.
- Broecker W. S, Thermohaline Circulation, the Achilles Heel of Our Climate System: Will Man-Made CO₂ Upset the Current Balance? *Science*, 278, 1582-1588, 1997.

-
- Broecker W. S., Does the Trigger for Abrupt Climate Change Reside in the Ocean or in the Atmosphere? *Science*, 300, 1519-1522, 2003.
- Broecker W. S., E. Clark, I. Hajdas, G. Bonani, Glacial ventilation rates for the deep Pacific Ocean. *Paleoceanography*, 19, PA2002, doi:10.1029/2003PA000974, 2004.
- Brook, E. J., et al., Timing of millennial-scale climate change at Siple Dome, West Antarctica, during the last glacial period. *Quat. Sci. Rev.* 24, 1333-1343, 2005.
- Cannariato, K. G., Kennett, J. P., and Behl, R. J., Biotic response to late Quaternary rapid climate change in Santa Barbara Basin: Ecological and evolutionary implications. *Geology*, 27, 63-66, 1999
- Cannariato, K. G., and Kennett, J. P., Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 k.y.. *Geology*, 27, 975-978, 1999.
- Cane, M. A., The evolution of El Niño, past and future. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 230, 227-240 2005.
- Chappell, J., Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from corral terraces. *Quat. Sci. Rev.*, 21, 1229-1240, 2002.
- Chavez F. P., P. G. Strutton, G. E. Friederich, R. A. Feely, G. C. Feldman, D. G. Foley, and M. J. McPhaden, Biological and Chemical Response of the Equatorial Pacific Ocean to the 1997-98 El Niño, *Science*, 286, 2126-2131, 1999.
- Chelton, D. B., M. H. Freilich and S. K. Esbensen, Satellite observations of the wind jets off the Pacific coast of Central America, Part I: Case studies and statistical characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1993-2018, 2000.
- Chiang J. C. H., M. Biasutti, D. S. Battisti, Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to Last Glacial Maximum boundary conditions. *Paleoceanography*, 18 (4), 1094, doi:10.1029/2003PA000916, 2003.
-

- Clemens S.C. Millennial-band climate spectrum resolved and linked to centennial-scale solar cycles. *Quarter. Sci. Rev.*, 24, 521-531, 2005.
- Clement, A.C., R. Seager, M.A. Cane, Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography*, 14(4), 441, 10.1029/1999PA900013, 1999.
- Clement, A.C., A. Hall, and A.J. Broccoli, The importance of precessional signals in the tropical climate. *Climate Dynamics*, 22, 327 – 341, 2004.
- Conkright, M.E. et al. World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 17 pp (2002). Data available at: <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>
- Cortijo E., L. Labeyrie, L. Vidal, M. Vautravers, M. Chapman, J.-C. Duplessy, M. Elliot, M. Arnold, J.-L. Turon and G. Auffret, Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146, 29-45, 1997.
- Cronblad, H.G., Malmgren, B.A., Climatically controlled variation of Sr and Mg in Quaternary planktonic foraminifera. *Nature* 291, 61–64, 1981.
- Cruz F.W., S.J. Burns, I. Karmann, W.D. Sharp, M. Vuille, A.O. Cardoso, J.A. Ferrari, P.L. Silva Dias, O. Viana, Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434, 63-66, 2005.
- Curry R. and C. Mauritzen, Dilution of the Northern North Atlantic Ocean in Recent Decades. *Science*, 308, 1772-1774, 2005.
- Curry W.B. and D.W. Oppo, Glacial water mass geometry and the distribution of $d^{13}C$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 20, PA1017, doi:10.1029/2004PA001021, 2005.
- Dannenmann S., B.K. Linsley, D.W. Oppo, Y. Rosenthal, and L. Beaufort, East Asian monsoon forcing of suborbital variability in the Sulu Sea during Marine Isotope Stage

-
- 3: Link to Northern Hemisphere climate. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4 (1), 1001, doi:10.1029/2002GC000390, 2003.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., and G. Bond, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220, 1993.
- DaSilva, A., Young, A. C. & Levitus, S. *Atlas of Surface Marine Data (1994), Volume 1: Algorithms and Procedures*. NOAA Atlas NESDIS 6, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., 1994. Data available at <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>
- de Garidel-Thoron, T., Rosenthal, Y., Bassinot, F., Beaufort, L., Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years. *Nature*, 433, 294-298, 2006.
- de Villiers S., M. Greaves, and H. Elderfield, An intensity ratio calibration method for the accurate determination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3 (1), 10.129/2001GC000169, 2002.
- Dean W. E., Y. Zheng, J. D. Ortiz, A. van Geen, Sediment Cd and Mo accumulation in the oxygen-minimum zone off western Baja California linked to global climate over the past 52 kyr. *Paleoceanography*, 21, PA4209, doi:10.1029/2005PA001239, 2006.
- Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Matthews, R. B., Prell, W., Ruddiman, W. F., Caralp, M. and C. H. Hendy, ^{13}C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quat. Res.*, 21, 225-243, 1984.
- Duplessy, J. C., N. J. Shackleton, R. G. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo, N. Kallel, Deep water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deep water circulation, *Paleoceanography*, 3(3), 343-360, 10.1029/88PA00425, 1988.
-

- Emile-Geay, J., M.A. Cane, N. Naik, R. Seager, A.C. Clement, and A. VanGeen, Warren revisited: Atmospheric freshwater fluxes and “Why is no deep water formed in the North Pacific”. *J. Geophys. Res.* 108, C6, 1-12, 2003.
- Emile-Geay, J., Madec, G., Geothermal heating, diapycnal mixing, and the abyssal circulation. to be re-submitted to *Journal of Geophysical Research*
- Emiliani, C., Pleistocene temperatures. *Journal of Geology* 63, 538-578, 1955..
- EPICA Community Members, One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444, 195-198, 2006.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin* 64, 1315-1325, 1953.
- Fairbanks, R.G., Sverdlow, M., Free, R., Wiebe, P. & Bé, W. H. Vertical distribution and isotopic fraction of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 298, 841-844 (1982).
- Fang X.-M., J.-L. Li, R. Van der Voo, C. Mac Niocaill, X.-R. Dai, R.A. Kemp, E. Derbyshire, J.-X. Cao, J.-M. Wang and G. Wang, A record of the Blake Event during the last interglacial paleosol in the Western Loess Plateau of China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146, 73-82, 1997.
- Fiedler, P.C, The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome. *Deep Sea Res. Part I*, 49, 321-338 2002.
- Ganopolski, A. & Rahmstorf, S., Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* 409, 153-158, 2001.
- Greaves M., S. Barker, C. Daunt, H. Elderfield, Accuracy, standardization, and interlaboratory calibration standards for foraminiferal Mg/Ca thermometry. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q02D13, doi:10.1029/2004GC000790, 2005.

-
- Haddad, Z. S., Meagher, J. P., Adler, R. F., Smith, E. A., Im E. and S. L. Durden, Global variability precipitation according to the Tropical Rainfall Measuring Mission. *J. Geophys. Res.*, 109, D17103, doi:10.1029/2004JD004607, 2004.
- Haug, G.H. & Tiedemann, R., Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393, 673-676, 1998.
- Heinrich H., Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quarter. Res.*, 29, 142-152, 1988.
- Hendy, I. L., J. P. Kennett, Dansgaard-Oeschger cycles and the California Current System: Planktonic foraminiferal response to rapid climate change in Santa Barbara Basin, Ocean Drilling Program hole 893A. *Paleoceanography*, 15(1), 30-42, doi:10.1029/1999PA000413, 2000.
- Hendy Ingrid L. and James P. Kennett Tropical forcing of North Pacific intermediate water distribution during Late Quaternary rapid climate change? *Quarter. Sci. Rev.*, 22, 673-689, 2003.
- Hendy I. L., T. F. Pedersen, J. P. Kennett, R. Tada, Intermittent existence of a southern Californian upwelling cell during submillennial climate change of the last 60 kyr. *Paleoceanography*, 19, PA3007, doi:10.1029/2003PA000965, 2004.
- Hendy I. L., T. F. Pedersen, Is pore water oxygen content decoupled from productivity on the California Margin? Trace element results from Ocean Drilling Program Hole 1017E, San Lucia slope, California. *Paleoceanography*, 20, PA4026, doi:10.1029/2004PA001123, 2005.
- Honjo S., Seasonality and Interaction of Biogenic and Lithogenic Particulate Flux at the Panama Basin. *Science*, 218, 883-884, 1982.
- Hostetler, S. W. & Mix, A. C, Reassessment of ice-age cooling of the tropical ocean and atmosphere. *Nature*, 399, 673-676, 1999.
-

- Hughen, K. A., et al., MARINE04 marine Radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. Radiocarbon, 46, 1059-1086, 2004.
- Indermuhle, A., Monnin, E., Stauffer, B. and Stocker, T.F, Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. Geophysical Research Letters 27, 735-738, 2000.
- IPCC report : Houghton T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J. et Xiaosu D. (éds.), Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC, Cambridge, Univ. Press, 944, 2001.
- Ivanochko, T.S., Ganeshram, R.S., Brummer, G.-J.A., Ganssen, G., Jung, S.J.A., Moreton, S.G., and D. Kroon, Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale. Earth Planet. Sci. Lett., 235, 302-314, 2005.
- Keigwin L.D., North Pacific deep water formation during the latest glaciation. Nature, 330, 362-364, 1987.
- Keigwin, L.D., E.A. Boyle, Surface and deep ocean variability in the northern Sargasso Sea during marine isotope stage 3. Paleoceanography, 14(2), 164-170, 10.1029/1998PA900026, 1999.
- Kennett, J.P., K.G. Cannariato, I.L. Hendy and R.J. Behl, Carbon Isotopic Evidence for Methane Hydrate Instability During Late Quaternary Interstadials. Science, 288, 128-133, 2000.
- Knutti, R., Flückiger, J., Stocker, T. F. & A. Timmermann, Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. Nature, 430, 851-856, 2004.
- Körtzinger A., J. Schimanski, U. Send, and D. Wallace, The Ocean Takes a Deep Breath. Science, 306, 1337, 2004.

-
- Koutavas, A., deMenocal P. B., Olive G. C., Lynch-Stieglitz, J., Mid-Holocene El Niño–Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. *Geology*, 34, 993-996, 2006.
- Koutavas A., J. Lynch-Stieglitz, Glacial-interglacial dynamics of the eastern equatorial Pacific cold tongue-Intertropical Convergence Zone system reconstructed from oxygen isotope records. *Paleoceanography*, 18 (4), 1089, doi:10.1029/2003PA000894, 2003.
- Koutavas A., J. Lynch-Stieglitz, T. M. Marchitto, Jr., and J. P. Sachs, El Niño-Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature. *Science*, 297, 226-230, 2002.
- Kroopnick, P.M., The distribution of ΣCO_2 in the world oceans. *Deep-Sea Res.*, 32, 57-84, 1985.
- Labeyrie, L. D., Vidal, L., Cortijo, E., Paterne, M., Arnold, M., Duplessy, J.-C., Vautravers, M., Labracherie, M., Duprat, J., Turon, J. L., Grousset, F. and T. van Weering, Surface and deep hydrology of the Northern Atlantic Ocean during the last 150 ka. *Philos. Trans. R. Soc. Phys. Sci. Eng. London*, 348, 255-264., 1995.
- Landais, A., N. Caillon, J. Jouzel, J. Chappellaz, A. Grachev, C. Goujon, J.M. Barnola, and M. Leuenberger, Quantification of rapid temperature change during DO event 12 and phasing with methane inferred from air isotopic measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 225, 221-232, 2004.
- Landais, A., Waelbroeck, C. & Masson-Delmotte, V, On the limits of Antarctic and marine climate records synchronization: Lag estimates during marine isotopic stages 5d and 5c. *Paleoceanography* 21, PA1001, doi:10.1029/2005PA001171, 2005.
- Lea, D.W., Pak, D.K. & Spero, H.J, Climate impact of Late Quaternary Equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 289, 1719-1724, 2000.
- Leduc G., Vidal L., Tachikawa K., Rostek F., Sonzogni C., Beaufort L., Bard E., Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. *Nature*, 445, 908-911, 2007.
-

- Linsley, B.K., Dunbar, R.B., Wellington, G.M., and D.A. Mucciarone, A coral-based reconstruction of the Intertropical Convergence Zone variability over Central America since 1707. *J. Geophys. Res.*, 99, 9977-9994, 1994.
- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003 doi: 10.1029/2004PA001071, 2005.
- Liu, W.T. & Tang, W, Estimating moisture transport over oceans using space-based observations. *J. Geophys. Res.* 110, D10101, doi:10.1029/2004JD005300, 2005.
- Lund, D.C., A.C. Mix, Millennial-scale deep water oscillations: Reflections of the North Atlantic in the deep Pacific from 10 to 60 ka. *Paleoceanography*, 13(1), 10-19, 10.1029/97PA02984, 1998.
- Lynch-Stieglitz, J., Curry, W.B. and N., Slowey, A geostrophic transport estimate for the Florida Current from the oxygen isotope composition of benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 14, 360, doi:10.1029/1999PA900001, 1999.
- Lynn R.J. and J.J. Simpson, The California Current System: the seasonal variability of its physical properties. *J. Geophys. Res.*, 92(C12), 12,947-12,966, 1987.
- MacAyeal, D.R., A low-order model of the Heinrich event cycle. *Paleoceanography*, 8, 767-773, 1993.
- Mackensen, A., H.-W. Hubberten, T. Bickert, G. Fischer, D. K. Fütterer, The $\delta^{13}\text{C}$ in benthic foraminiferal tests of *Fontbotia Wuellerstorfi* (Schwager) relative to the $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in southern ocean deep water: Implications for glacial ocean circulation models. *Paleoceanography*, 8(5), 587-610, 10.1029/93PA01291, 1993.
- Magaña, V., Amador, J. A. & Medina, S, The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *J. Clim.*, 12, 1577-1588, 1999.
- Manabe, S. & Stouffer, R. J, Two stable equilibria of a coupled Ocean-Atmosphere model. *J. Climate* 1, 841-866, 1988.

-
- Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Global-Scale Temperature Patterns and Climate Forcing Over the Past Six Centuries. *Nature*, 392, 779-787, 1998.
- Mann, M.E., Bradley, R.S. and Hughes, M.K., Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 759-762, 1999.
- Mantyla, A.W., On the potential temperature in the abyssal Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, 33, 341–354, 1975.
- Marchal, O., T.F. Stocker, F. Joos, Impact of oceanic reorganizations on the ocean carbon cycle and atmospheric carbon dioxide content. *Paleoceanography*, 13(3), 225-244, 10.1029/98PA00726, 1998.
- Marinov, I., Gnanadesikan, A., Toggweiler J. R. and J. L. Sarmiento, The Southern Ocean biogeochemical divide, *Nature*, 441, 963-967, 2006.
- McCorkle, D.C., Emerson, S.R. and P.D. Quay, Stable carbon isotopes in marine porewaters. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 13-26, 1985.
- McCorkle, D. C., Corliss, B.H. and S.R. Emerson, The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 5, 161-185, 1990.
- McCrea, J.M., On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics* 18, 849-857, 1950..
- Mikolajewicz U., T.J. Crowley, A. Schiller, R. Voss, Modelling teleconnections between the North Atlantic and North Pacific during the Younger Dryas. *Nature*, 388, 602-602, 1997.
- Mix, A.C, D.C. Lund, N.G. Pisias, P. Bodén, L. Bornmalm, M. Lyle, J. Pike (1999) Rapid climate oscillations in the Northeast Pacific during the last deglaciation reflect northern and southern hemisphere sources. In: *Mechanisms of Global Climate Change*

- at Millennial Time Scales* (P.U. Clark, R.S. Webb, L.D. Keigwin, eds.) AGU Monograph 112, American Geophysical Union, Washington DC, 127-148.
- NCEP/NCAR, Kalnay, E., et al., The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bulletin of the American Meteorological Society, March, 1996
- Nürnberg, D., Bijma, J., Hemleben, C., Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 803–814, 1996.
- Ono, A., Takahashi, K., Katsuki, K., Okazaki, Y., and T. Sakamoto, The Dansgaard-Oeschger cycles discovered in the up stream source region of the North Pacific Intermediate Water formation. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L11607, doi:10.1029/2004GL022260, 2005.
- Oomori, T., Kaneshima, H., Maezato, Y., Distribution coefficient of Mg^{2+} ions between calcite and solution at 10–50°C. *Marine Chemistry*, 20, 327–336, 1987.
- Ortiz, J.D., O’Connell, S.B., DelViscio, J., Dean, W., Carriquiry, J.D., Marchitto, T., Zheng, Y. and A. van Geen, Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 k.y. *Geology*, 32, 521-524, 2004.
- Pahnke, K. & Zahn, R., Southern Hemisphere water mass conversion linked with North Atlantic climate variability. *Science*, 307, 1741-1746, 2005.
- Pailler D, Bard E. High frequency paleoceanographic changes during the past 140,000 years recorded by the organic matter in sediments off the Iberian Margin. *Palaeo3*, 181, 431-452, 2002.
- Pearson, P.N., Ditchfield P.W., Singano, J., Harcourt-Brown, K.J, Nicholas, C.J., Olsson, R.K., Shackleton, N.J., Hall, M.A., Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs, *Nature*, 413, 481-487, 2001.
- Pena, L.D., Calvo, E., Cacho, I., Eggins, S. & Pelejero, C, Identification of Mn-Mg-rich contaminant phases on foraminiferal tests: Implications for Mg/Ca past temperature

- hr/>
- reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, Q09P02 doi: 10.1029/2005GC000930, 2005.
- Peterson, L.C., Haug, G.H., Hughen, K.A., and U. Röhl, Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the last glacial, *Science*, 290, 1947-1951, 2000.
- Peterson, L.C., and Haug, G.H., Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeo3*, 234, 97-113, 2006.
- Petit, J.R. et al., Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436, 1999.
- Rasmusson, E.M., and T.H. Carpenter, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Weath. Rev.*, 110, 354-384, 1982.
- Rickaby, R. E. M., H. Elderfield, Evidence from the high-latitude North Atlantic for variations in Antarctic Intermediate water flow during the last deglaciation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q05001, doi:10.1029/2004GC000858, 2005.
- Robinson, R., Mix, A., Martinez, P., Southern Ocean control on the extent of denitrification in the southeast Pacific over the last 70 ka BP. *Quarter. Sci. Rev.*, 26, 201-212, 2007.
- Roche, D., Paillard, D., and E. Cortijo, Constraints on the duration and freshwater release of Heinrich event 4 through isotope modelling. *Nature*, 432, 379-382, 2004.
- Rosell-Melé, A. et al. Precision of the current methods to measure the alkenone proxy $U_{37}^{k'}$ and absolute alkenone abundance in sediments: Results of an interlaboratory comparison study. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, doi: 10.1029/2000GC000141, 2001.
- Rosenthal, Y. et al. Interlaboratory comparison study of Mg/Ca and Sr/Ca measurements in planktonic foraminifera for paleoceanographic research. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, Q04D09 doi: 10.1029/2003GC000650, 2004.

- Rostek F, Ruhland G, Bassinot F, Müller P.J, Labeyrie L, Lancelot Y, Bard E.,
Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records.
Nature, 364, 319-321, 1993.
- Rostek F, Bard E, Beaufort L, Sonzogni C, Ganssen G, Sea surface temperature and
productivity records for the past 240 kyr in the Arabian Sea. Deep-Sea Res. II, 44,
1461-1480, 1997.
- Russell, A.D., Emerson, S., Nelson, B.K., Erez, J., Lea, D.W., Uranium in foraminiferal
calcite as a recorder of seawater uranium concentrations. Geochim. Cosmochim. Acta,
58, 671–681, 1994.
- Sachs J.P., Robert F. Anderson Increased productivity in the subantarctic ocean during
Heinrich events Nature 434, 1118 – 1121.
- Sarmiento, J. L., N. Gruber, M. A. Brzezinski, and J. P. Dunne. High latitude controls of the
global nutricline and low latitude biological productivity. Nature, 427, 56-60, 2004.
- Schmidt, M.W., Spero, H.J. & Lea, D.W., Links between salinity variation in the Caribbean
and North Atlantic thermohaline circulation. Nature, 428, 160-163, 2004.
- Schmidt, M.W., Vautravers, M.J. & H.J. Spero, Rapid subtropical North Atlantic salinity
oscillations across Dansgaard-Oeschger cycles. Nature, 443, 561-564, 2006.
- Schmiedl G., A. Mackensen, Multispecies stable isotopes of benthic foraminifers reveal past
changes of organic matter decomposition and deepwater oxygenation in the Arabian
Sea, Paleoceanography, 21, PA4213, doi:10.1029/2006PA001284, 2006.
- Schmittner, A., C. Appenzeller, T.F. Stocker, Enhanced Atlantic freshwater export during El
Niño. Geophys. Res. Lett., 27(8), 1163-1166, 10.1029/1999GL011048, 2000.
- Schneider, R.R., P.J. Müller, G. Ruhland, Late Quaternary surface circulation in the east
equatorial South Atlantic: Evidence from alkenone sea surface temperatures.
Paleoceanography, 10(2), 197-220, 10.1029/94PA03308, 1995.

- Schulte S, Rostek F, Bard E, Rullkötter J, Marchal O. Variations of oxygen-minimum and primary productivity recorded in sediments of the Arabian Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 205-221, 1999.
- Schulte S., Müller P.J., Variations of sea-surface temperature and primary productivity during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events in the northeastern Arabian Sea. *Geo-Marine Letters*, 21, 168-175, 2001.
- Schulz, M., On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. *Paleoceanogr.*, 17 (3), 10.1029/2000PA000571, 2002.
- SeaWiFS project, NASA, Goddard Space Flight Center, <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/>
- Shackleton, N.J. and N.D. Opdyke, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quat. Res.*, 3, 39-55, 1973.
- Shackleton, N.J., Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes changes in the ocean during the last glacial. *Cent. Nat. Rech. Sci. Coll. Int.* 219, 203-209, 1974.
- Shackleton, N.J., ^{13}C in *Uvigerina*: tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles, in *Fate of fossil fuel CO_2 in the oceans*, edited by Anderson, N. and A. Malahof, pp. 401-427, Plenum, New York, 1977.
- Shackleton, N.J., Hall, M. A. and E. Vincent, Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography*, 15, 565-569, 2000.
- Sicre M.-A., L. Labeyrie, U. Ezat, A. Mazaud, J.-L. Turon, A 27 kyr terrestrial biomarker record in the southern Indian Ocean. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q07014, doi:10.1029/2005GC001234, 2006.

- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch, Meischner, D., Schmelzer, I and D.A. Smeed, Sea level fluctuations during the last glacial cycle, *Nature*, 423, 853-858, 2003.
- Silvestri G.E., El Niño signal variability in the precipitation over southeastern South America during austral summer, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18206, doi:10.1029/2004GL020590, 2004.
- Skinner L.C., N.J. Shackleton, H. Elderfield, Millennial-scale variability of deep-water temperature and $\delta^{18}\text{O}_{\text{dw}}$ indicating deep-water source variations in the Northeast Atlantic, 0–34 cal. ka BP. *G-cubed.*, 4 (12), 1098, doi:10.1029/2003GC000585, 2003.
- Sonzogni, C., et al. Temperature and salinity effects on alkenone ratios measured in surface sediments from the Indian Ocean. *Quat. Res.* 47, 344-355, 1997.
- Sperling M., S. Weldeab, and G. Schmiedl, Drying of samples may alter foraminiferal isotopic ratios and faunistic composition. *Micropaleontology*, 48, 87-91, 2002.
- Spero H.J., K.M. Mielke, E.M. Kalve, D.W. Lea, and D.K. Pak, Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr. *Paleoceanography*, 18 (1), 1022, doi:10.1029/2002PA000814, 2003.
- Stocker T.F., S.J. Johnsen, A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, 18 (4), 1087, doi:10.1029/2003PA000920, 2003.
- Stott, L.D., M. Neumann, D. Hammond, Intermediate water ventilation on the northeastern Pacific margin during the late Pleistocene inferred from benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$, *Paleoceanography*, 15(2), 161-169, 10.1029/1999PA000375, 2000.
- Stott L.D., W. Berelson, R. Douglas, D. Gorsline, Increased dissolved oxygen in Pacific intermediate waters due to lower rates of carbon oxidation in sediments. *Nature*, 407, 367-370, 2000.
- Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., and R. Thunell, Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science*, 297, 222-226, 2002.

- Stuiver, M. & Grootes, P. M. GISP2 oxygen isotope ratios. *Quat. Res.* 53, 277-284, 2000.
- Talley, L.D., Ventilation of the subtropical North Pacific: the shallow salinity minimum. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 633-649, 1985.
- Talley, L.D., 1993. Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 517-537
- Talley, L.D., Some aspects of ocean heat transport by the shallow, intermediate and deep overturning circulations. In *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*, Geophys. Mono. Ser., 112, American Geophysical Union, ed. Clark, Webb and Keigwin, 1-22, 1999.
- Thouveny, N., de Beaulieu, J.-L., Bonifay, E., Creer, K. M., Guiot, J., Icole, M., Johnsen, S., Jouzel, J., Reille, M., Williams, T., and D. Williamson, Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature*, 371, 503-505, 1994.
- Thouveny N., E. Moreno, D. Delanghe, L. Candon, Y. Lancelot, N.J. Shackleton, Rock magnetic detection of distal ice-rafted debries: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180, 61-75, 2000.
- Thunell, R.C., Curry, W.B. & Honjo, S, Seasonal variation in the flux of planktonic foraminifera: time series sediment trap results from the Panama Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 44-55, 1983.
- Toggweiler J.R., J.L. Russell, S.R. Carson, Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21, PA2005, doi:10.1029/2005PA001154, 2006.
- Turney, C.S.M., Kershaw, A.P., Clemens, S.C., Branch, N., Moss, P.T., and L.K. Fifield, Millennial and orbital variations of El Niño/Southern Oscillation and high-latitude climate in the last glacial period. *Nature*, 428, 306-310, 2004.
- Urey, H.C., The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society pt. 1*, 562-581, 1947.

- van Geen, A., R.G. Fairbanks, P. Dartnell, M. McGann, J.V. Gardner, M. Kashgarian, Ventilation changes in the northeast Pacific during the last deglaciation, *Paleoceanography*, 11(5), 519-528, 10.1029/96PA01860, 1996.
- van Geen, A., Zheng, Y., Bernhard, J. M., Cannariato, K. G., Carriquiry, J. D., Dean, W. E., Eakins, B. W., Ortiz J. D. and J. Pike, On the preservation of laminated sediments along the Western margin of North America, *Paleoceanography*, 18, 1098, doi:10.1029/2003PA000911, 2003.
- Vidal L., L. Labeyrie, E. Cortijo, M. Arnold, J. C. Duplessy, E. Michel, S. Becqué and 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, 13-27, 1997.
- Vidal, L. & Arz, H. Oceanic climate variability at millennial time scales: models of climate connections, pp. 31-44 in R. W. Battarbee et al., (eds) *Past climate variability through Europe and Africa*. (Springer, Dordrecht), 2004.
- Visser K., R. Thunel and L. Stott, Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation. *Nature*, 421, 152-155, 2003.
- Voelker, A., et al., Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database, *Quarter. Sci. Rev.*, 21, 1185-1212, 2002.
- Waelbroeck, C., L. Labeyrie, E. Michel, J. C. Duplessy, J. F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon and M. Labracherie. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.*, 21, 295-305, 2002.
- Waelbroeck, C. Levi, J.C. Duplessy, L. Labeyrie, E. Michel, E. Cortijo, F. Bassinot and F. Guichard, Distant origin of circulation changes in the Indian Ocean during the last deglaciation, *Earth Planet., Sci., Lett.*, 243, 244-251, 2006.
- Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.-C., and J.A. Dorale, A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294, 2345-2348, 2001.

- Zaucker, F. & Broecker, W. S, The influence of atmospheric moisture transport on the fresh water balance of the Atlantic drainage basin: general circulation model simulations and observations. *J. Geophys. Res.*, 97, 2765-2773, 1992.
- Zahn, R., Winn, K. and M. Sarnthein, Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, 1, 27-42, 1986.
- Zaitsev, O., R. Cervantes-Duarte, O. Montante and A. Gallegos-Garcia, Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California peninsula. *Journal of Oceanography* 59(3), 489-502, 2003.
- Zhang, R., and T. L. Delworth, Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic Thermohaline Circulation. *J. Climate*, 18, 1853-1860, 2005.
- Zheng, Y., A. van Geen, R.F. Anderson, J.V. Gardner, W.E. Dean, Intensification of the northeast Pacific oxygen minimum zone during the Belling-Allerød warm period. *Paleoceanography*, 15(5), 528-536, 10.1029/1999PA000473, 2000.

ANNEXES

Suppléments Article #1 :

MD02-2529 depth (cm)	age (yr BP)	d18O G. ruber (VPDB‰)	Uk'37	Uk' 37- SST (°C)	Mg/Ca (mmol.mol ⁻¹)	Mg/Ca- SST (°C)	ruber weight (µg.ind ⁻¹)
3	112	-3.00	0.954	28.7	n.d.	n.d.	n.d.
10	372	-3.00	0.952	28.6	n.d.	n.d.	n.d.
20	629	-2.70	0.961	29.1	n.d.	n.d.	n.d.
30	858	-3.16	0.962	29.2	n.d.	n.d.	n.d.
40	1088	-3.48	0.96	29.1	n.d.	n.d.	n.d.
50	1317	-3.39	0.95	28.5	n.d.	n.d.	n.d.
60	1546	-2.58	0.969	29.5	n.d.	n.d.	n.d.
70	1775	-2.74	0.964	29.3	n.d.	n.d.	n.d.
80	2004	-2.98	0.954	28.7	n.d.	n.d.	n.d.
90	2233	-2.91	0.941	28.1	n.d.	n.d.	n.d.
100	2462	-3.10	0.942	28.1	n.d.	n.d.	n.d.
110	2691	-3.14	0.939	27.9	n.d.	n.d.	n.d.
120	2920	-2.89	0.94	28.0	n.d.	n.d.	n.d.
130	3150	-2.74	0.937	27.8	n.d.	n.d.	n.d.
136	3287	n.d.	n.d.	n.d.	3.80	27.6	n.d.
140	3425	-3.18	0.941	28.1	n.d.	n.d.	n.d.
148	3701	-3.01	0.939	27.9	n.d.	n.d.	n.d.
160	4116	-2.64	0.957	28.9	n.d.	n.d.	n.d.
170	4461	-3.04	0.94	28.0	n.d.	n.d.	n.d.
176	4668	-2.88	0.936	27.8	n.d.	n.d.	n.d.
190	5152	-2.60	0.932	27.6	n.d.	n.d.	n.d.
200	5497	-2.33	0.923	27.1	n.d.	n.d.	n.d.
210	5842	-2.39	0.938	27.9	n.d.	n.d.	n.d.
220	6188	-2.82	0.925	27.2	n.d.	n.d.	n.d.
230	6533	-2.47	0.929	27.4	n.d.	n.d.	n.d.
235	6705	n.d.	0.924	27.2	n.d.	n.d.	n.d.
240	6878	-2.51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
250	7223	-2.71	0.928	27.4	n.d.	n.d.	n.d.
260	7569	-2.68	0.941	28.1	n.d.	n.d.	n.d.
270	7914	-2.68	0.939	27.9	n.d.	n.d.	n.d.
280	8259	n.d.	0.94	28.0	n.d.	n.d.	n.d.
290	8605	-2.63	0.936	27.8	n.d.	n.d.	n.d.
299	8915	n.d.	0.935	27.7	n.d.	n.d.	n.d.
303	9054	-2.26	0.934	27.7	n.d.	n.d.	n.d.
314	9433	-2.17	0.938	27.9	n.d.	n.d.	n.d.
323	9744	n.d.	0.925	27.2	n.d.	n.d.	n.d.
333	10089	n.d.	0.92	26.9	n.d.	n.d.	n.d.
343	10435	-2.37	0.936	27.8	n.d.	n.d.	n.d.
353	10780	-2.23	0.924	27.2	n.d.	n.d.	n.d.
359	10987	n.d.	0.942	28.1	n.d.	n.d.	n.d.
363	11175	-2.38	0.923	27.1	n.d.	n.d.	n.d.
369	11468	-2.23	0.93	27.5	n.d.	n.d.	n.d.
373	11663	-1.47	0.93	27.5	n.d.	n.d.	n.d.
379	11955	-1.65	0.931	27.5	n.d.	n.d.	n.d.
383	12150	-1.18	0.933	27.6	n.d.	n.d.	n.d.
389	12443	-1.31	0.919	26.9	n.d.	n.d.	n.d.
393	12638	-2.13	0.922	27.1	n.d.	n.d.	n.d.
399	12930	-1.82	0.936	27.8	n.d.	n.d.	n.d.

403	13125	-1.68	0.922	27.1	n.d.	n.d.	n.d.
409	13420	-1.60	0.916	26.7	n.d.	n.d.	n.d.
411	13522	-1.52	0.911	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
414	13674	-1.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
419	13927	-1.55	0.91	26.4	n.d.	n.d.	n.d.
423	14129	-1.69	0.908	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
429	14433	-1.97	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
429	14433	n.d.	0.905	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
433	14635	-1.87	0.907	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
439	14939	-1.72	0.912	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
443	15141	-1.54	0.912	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
449	15445	-1.16	0.91	26.4	n.d.	n.d.	n.d.
453	15648	-1.04	0.913	26.6	n.d.	n.d.	n.d.
455	15749	-1.22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
459	15951	-1.25	0.903	26.1	n.d.	n.d.	n.d.
463	16154	-0.82	0.902	26.0	n.d.	n.d.	n.d.
465	16255	-0.78	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
469	16457	-0.96	0.9	25.9	n.d.	n.d.	n.d.
473	16681	-1.34	0.902	26.0	3.65	27.2	13.03
475	16796	-0.84	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
479	17027	-0.99	0.905	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
483	17258	-1.28	0.903	26.1	n.d.	n.d.	14.45
485	17373	-0.81	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
489	17604	-0.74	0.903	26.1	n.d.	n.d.	n.d.
493	17835	-1.06	0.903	26.1	n.d.	n.d.	13.61
495	17950	-1.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	14.23
499	18181	-0.96	0.901	25.9	3.05	25.2	13.62
503	18412	-1.28	0.894	25.6	3.02	25.1	13.66
505	18527	-0.90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
509	18758	-1.49	0.884	25.1	n.d.	n.d.	14.49
513	18989	-1.43	0.888	25.3	n.d.	n.d.	13.97
515	19104	-1.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
519	19342	-1.35	0.895	25.6	n.d.	n.d.	n.d.
523	19601	-1.24	0.891	25.4	n.d.	n.d.	13.00
525	19731	-0.38	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.37
529	19990	-0.79	0.908	26.3	n.d.	n.d.	13.15
533	20249	-1.23	0.906	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
534	20314	n.d.	n.d.	n.d.	3.62	27.1	n.d.
535	20379	-1.24	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
539	20638	-1.17	0.911	26.5	2.82	24.4	12.52
543	20897	-1.41	0.896	25.7	n.d.	n.d.	n.d.
545	21027	-0.90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
549	21286	-1.53	0.909	26.4	2.88	24.6	13.25
553	21545	-1.14	0.905	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
555	21675	-1.43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
559	21934	-1.50	0.912	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
561	22063	-0.60	0.903	26.1	n.d.	n.d.	n.d.
564	22258	-0.41	0.905	26.2	2.80	24.3	16.22
565	22322	-0.56	0.906	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
569	22582	-0.83	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
573	22841	-1.02	0.901	25.9	n.d.	n.d.	12.94
575	22970	-0.96	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.60
579	23229	-1.45	0.9	25.9	n.d.	n.d.	n.d.
583	23489	-1.58	0.902	26.0	2.56	23.3	14.52
585	23618	-1.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
589	23877	-1.22	0.905	26.2	n.d.	n.d.	14.45
593	24152	-1.18	0.895	25.6	n.d.	n.d.	13.17
595	24294	-0.96	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.33

599	24577	-0.86	0.894	25.6	n.d.	n.d.	12.20
603	24861	-0.87	0.891	25.4	3.12	25.4	11.46
605	25003	-1.15	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
609	25286	-1.23	0.886	25.2	3.14	25.5	11.35
613	25570	-1.11	0.882	24.9	3.04	25.2	11.31
614	25641	n.d.	n.d.	n.d.	3.25	25.9	n.d.
615	25711	-1.37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
619	25995	-1.18	0.875	24.6	3.11	25.4	9.45
623	26279	-1.42	0.895	25.6	3.20	25.7	11.50
625	26420	-1.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
629	26704	-1.18	0.892	25.5	3.07	25.3	10.79
633	26988	-1.20	0.896	25.7	n.d.	n.d.	n.d.
635	27129	-0.94	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
639	27413	-1.25	0.879	24.8	n.d.	n.d.	n.d.
643	27697	-1.12	0.886	25.2	n.d.	n.d.	n.d.
645	27838	-0.89	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
649	28122	-1.38	0.89	25.4	n.d.	n.d.	n.d.
653	28406	-1.12	0.891	25.4	n.d.	n.d.	n.d.
655	28547	-1.57	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
659	28831	-1.62	0.891	25.4	n.d.	n.d.	n.d.
663	29115	-1.26	0.901	25.9	n.d.	n.d.	n.d.
665	29256	-1.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	14.13
669	29540	-0.71	0.904	26.1	n.d.	n.d.	n.d.
673	29823	-1.55	0.906	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
675	29965	-0.84	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
679	30249	-1.11	0.886	25.2	n.d.	n.d.	n.d.
683	30546	-1.25	0.883	25.0	n.d.	n.d.	n.d.
685	30697	-0.44	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
688	30923	n.d.	n.d.	n.d.	2.97	24.9	n.d.
689	30999	-1.11	0.886	25.2	n.d.	n.d.	n.d.
693	31300	-1.21	0.887	25.2	n.d.	n.d.	n.d.
695	31450	-1.30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
699	31751	-1.18	0.884	25.1	3.01	25.1	14.86
703	32053	-1.58	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	14.50
705	32203	-1.34	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	13.37
709	32504	-1.99	0.878	24.7	n.d.	n.d.	16.27
711	32655	-1.48	0.887	25.2	n.d.	n.d.	12.76
715	32956	-1.34	0.89	25.4	n.d.	n.d.	n.d.
719	33257	-0.89	0.888	25.3	3.33	26.2	14.26
723	33558	-1.41	0.893	25.5	n.d.	n.d.	15.62
725	33708	-1.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
729	34009	-1.14	0.888	25.3	n.d.	n.d.	n.d.
733	34310	-1.38	0.905	26.2	n.d.	n.d.	12.23
735	34461	-1.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
739	34762	-1.51	0.904	26.1	n.d.	n.d.	n.d.
743	35063	-1.92	n.d.	n.d.	3.53	26.8	14.90
745	35213	-1.75	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
749	35515	-1.70	0.906	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
753	35816	-1.94	0.905	26.2	n.d.	n.d.	14.67
755	35966	-1.16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
759	36267	-1.51	0.903	26.1	n.d.	n.d.	n.d.
763	36568	-1.41	0.899	25.8	n.d.	n.d.	15.10
765	36719	-0.92	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.47
769	37020	-1.27	0.902	26.0	n.d.	n.d.	n.d.
773	37321	-1.00	0.91	26.4	n.d.	n.d.	15.87
775	37471	-1.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
779	37772	-1.25	0.913	26.6	n.d.	n.d.	n.d.
783	38073	-1.56	0.919	26.9	3.87	27.8	12.16

785	38224	-1.38	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
789	38525	-1.94	0.917	26.8	n.d.	n.d.	12.17
793	38799	-1.62	0.924	27.2	n.d.	n.d.	13.00
795	38927	-1.86	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
799	39184	-0.75	0.924	27.2	3.77	27.5	13.72
803	39442	-1.00	0.918	26.8	n.d.	n.d.	n.d.
805	39570	-1.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
809	39827	-0.99	0.914	26.6	n.d.	n.d.	n.d.
813	40085	-1.16	0.906	26.2	n.d.	n.d.	13.12
815	40213	-1.31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
819	40470	-1.65	0.903	26.1	n.d.	n.d.	13.27
823	40728	-1.40	0.9	25.9	n.d.	n.d.	n.d.
825	40856	-1.29	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
829	41113	-1.34	0.89	25.4	n.d.	n.d.	n.d.
830	41178	-1.35	0.898	25.8	3.04	25.2	13.60
834	41435	-1.16	0.908	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
835	41499	-1.41	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
839	41756	-1.70	0.896	25.7	n.d.	n.d.	15.41
843	42014	-1.49	0.9	25.9	n.d.	n.d.	n.d.
845	42142	-1.33	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
849	42399	-1.47	0.897	25.7	n.d.	n.d.	n.d.
853	42656	-1.25	0.902	26.0	n.d.	n.d.	n.d.
855	42785	-1.56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
859	43042	-1.42	0.892	25.5	n.d.	n.d.	n.d.
863	43299	-1.23	0.891	25.4	n.d.	n.d.	12.94
865	43428	-1.26	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
869	43685	-1.62	0.874	24.5	n.d.	n.d.	n.d.
873	43942	-1.21	0.875	24.6	n.d.	n.d.	n.d.
875	44071	-1.17	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
879	44328	-1.67	0.873	24.5	n.d.	n.d.	n.d.
883	44585	-1.43	0.873	24.5	2.79	24.2	14.75
885	44714	-1.56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
889	44971	-1.39	0.871	24.4	n.d.	n.d.	n.d.
893	45228	-1.66	0.873	24.5	n.d.	n.d.	n.d.
895	45357	-1.46	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
899	45614	-1.84	0.868	24.2	n.d.	n.d.	n.d.
903	45871	-1.79	0.887	25.2	3.19	25.7	13.09
905	46000	-1.52	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
909	46311	-1.22	0.882	24.9	n.d.	n.d.	n.d.
913	46622	-1.06	0.885	25.1	n.d.	n.d.	n.d.
915	46778	-0.93	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
919	47089	-1.63	0.894	25.6	n.d.	n.d.	n.d.
923	47400	-1.16	0.895	25.6	n.d.	n.d.	n.d.
925	47556	-1.51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
929	47867	n.d.	0.899	25.8	n.d.	n.d.	n.d.
933	48178	-1.36	0.898	25.8	n.d.	n.d.	n.d.
935	48333	-1.52	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
939	48644	-1.58	0.901	25.9	n.d.	n.d.	n.d.
943	48956	-1.32	0.898	25.8	n.d.	n.d.	14.06
945	49111	-1.27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
949	49422	-1.66	0.896	25.7	n.d.	n.d.	n.d.
953	49733	-1.67	0.891	25.4	n.d.	n.d.	13.79
955	49889	-1.51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
959	50200	-1.91	0.902	26.0	n.d.	n.d.	12.26
963	50511	-1.54	0.908	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
965	50667	-1.96	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
969	50978	-1.99	0.908	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
973	51289	-1.69	0.907	26.3	n.d.	n.d.	14.63

975	51444	-1.82	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
979	51756	-1.90	0.907	26.3	3.57	26.9	15.15
984	52144	-2.06	0.906	26.2	3.40	26.4	10.32
989	52533	-2.15	0.903	26.1	n.d.	n.d.	n.d.
993	52844	-1.97	0.904	26.1	3.84	27.7	9.00
995	53000	-2.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
999	53333	-1.89	0.902	26.0	n.d.	n.d.	n.d.
1003	53667	-1.65	0.902	26.0	n.d.	n.d.	8.56
1005	53833	-1.62	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1009	54167	-1.73	0.902	26.0	n.d.	n.d.	n.d.
1013	54500	-1.43	0.905	26.2	3.43	26.5	10.19
1015	54667	-1.58	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1019	55000	-1.82	0.913	26.6	n.d.	n.d.	n.d.
1023	55333	-1.54	0.911	26.5	n.d.	n.d.	9.35
1025	55500	-1.31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1029	55833	-0.91	0.916	26.7	n.d.	n.d.	n.d.
1033	56167	-1.62	0.917	26.8	n.d.	n.d.	9.41
1035	56333	-1.87	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1039	56667	-1.74	0.928	27.4	n.d.	n.d.	n.d.
1043	57000	-1.54	0.926	27.3	n.d.	n.d.	11.55
1045	57167	-1.79	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1049	57500	-1.86	0.925	27.2	n.d.	n.d.	n.d.
1051	57667	-1.78	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1053	57833	-0.83	0.927	27.3	3.56	26.9	8.35
1055	58000	-0.80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1059	58269	-1.06	0.923	27.1	n.d.	n.d.	n.d.
1063	58538	-1.36	0.915	26.7	3.72	27.4	13.18
1065	58672	-0.84	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1069	58941	-0.75	0.912	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
1073	59210	-0.77	0.913	26.6	3.81	27.6	16.41
1075	59345	-0.59	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1079	59613	-0.95	0.909	26.4	n.d.	n.d.	n.d.
1083	59882	-0.59	0.907	26.3	3.48	26.6	13.62
1085	60017	-1.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1089	60286	-1.10	0.894	25.6	n.d.	n.d.	n.d.
1093	60555	-0.75	0.905	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
1095	60689	-0.66	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1099	60958	-1.25	0.903	26.1	n.d.	n.d.	n.d.
1103	61227	-1.31	0.907	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
1105	61361	-1.17	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1109	61630	-1.34	0.908	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
1113	61899	-1.32	0.909	26.4	n.d.	n.d.	n.d.
1115	62034	-1.23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1119	62303	-1.86	0.909	26.4	n.d.	n.d.	n.d.
1123	62571	-1.68	0.911	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
1125	62706	-1.54	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1127	62840	n.d.	0.91	26.4	n.d.	n.d.	n.d.
1128	62908	-1.75	0.906	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
1130	63042	n.d.	0.911	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
1134	63311	-1.44	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1137	63513	-1.22	0.908	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
1140	63714	n.d.	0.899	25.8	n.d.	n.d.	n.d.
1144	63983	-0.99	0.906	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
1149	64319	n.d.	0.908	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
1151	64454	-1.70	0.903	26.1	n.d.	n.d.	n.d.
1160	65059	n.d.	0.911	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
1164	65328	n.d.	0.893	25.5	n.d.	n.d.	n.d.
1165	65395	n.d.	0.905	26.2	n.d.	n.d.	n.d.

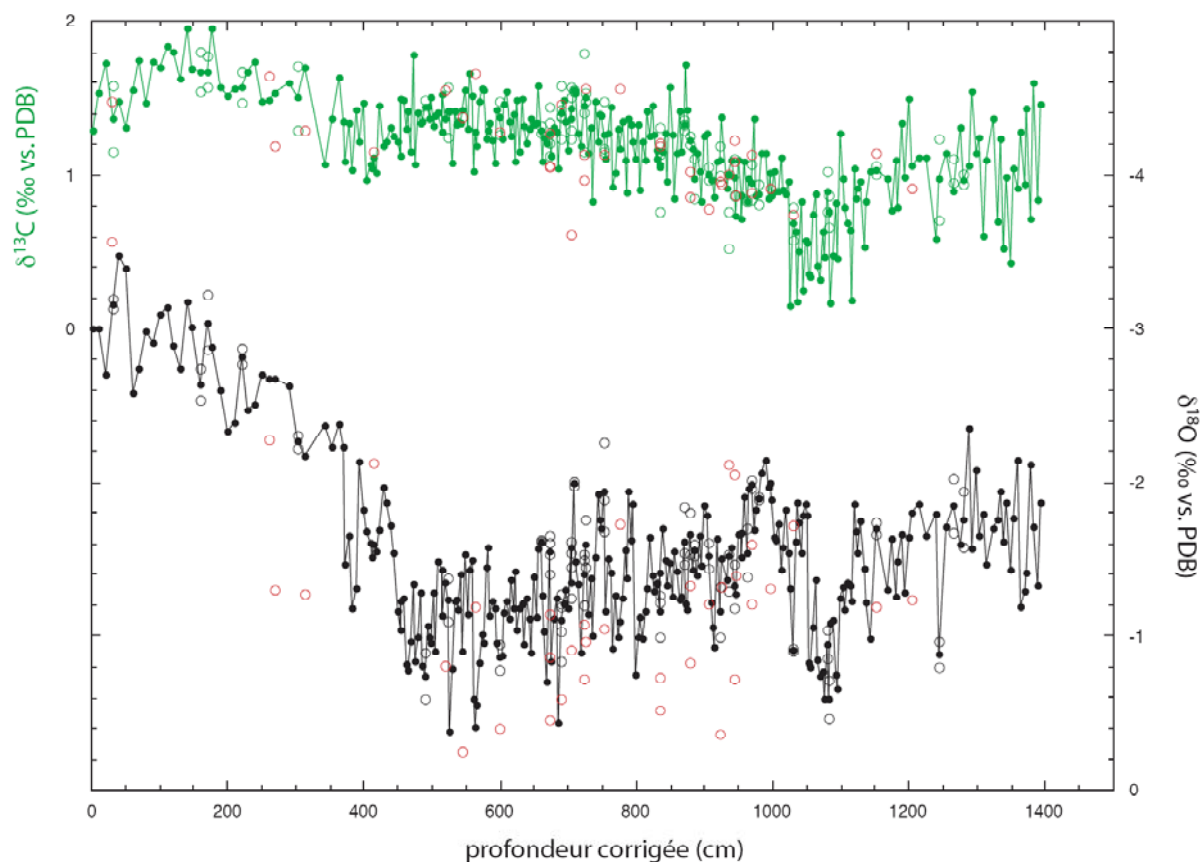
1169	65664	-1.30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1174	66000	-1.63	0.891	25.4	n.d.	n.d.	n.d.
1180	66603	-1.26	0.906	26.2	n.d.	n.d.	n.d.
1184	67005	-1.49	0.896	25.7	n.d.	n.d.	n.d.
1190	67608	-1.66	0.908	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
1194	68010	-1.28	0.909	26.4	n.d.	n.d.	n.d.
1200	68612	-1.64	0.9	25.9	n.d.	n.d.	n.d.
1204	69014	-1.81	0.912	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
1210	69617	n.d.	0.908	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
1214	70019	-1.85	0.912	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
1220	70622	n.d.	0.919	26.9	n.d.	n.d.	n.d.
1224	71024	-1.65	0.903	26.1	n.d.	n.d.	n.d.
1230	71627	n.d.	0.89	25.4	n.d.	n.d.	n.d.
1234	72029	n.d.	0.896	25.7	n.d.	n.d.	n.d.
1240	72632	-1.79	0.914	26.6	n.d.	n.d.	n.d.
1244	73033	-0.88	0.907	26.3	n.d.	n.d.	n.d.
1250	73636	n.d.	0.909	26.4	n.d.	n.d.	n.d.
1254	74038	-1.71	0.917	26.8	n.d.	n.d.	n.d.
1260	74641	n.d.	0.917	26.8	n.d.	n.d.	n.d.
1264	75043	-1.85	0.909	26.4	n.d.	n.d.	n.d.
1270	75646	n.d.	0.916	26.7	n.d.	n.d.	n.d.
1275	76148	-1.60	0.917	26.8	n.d.	n.d.	n.d.
1279	76550	-1.76	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1283	76952	n.d.	0.92	26.9	n.d.	n.d.	n.d.
1289	77555	-2.35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1293	77957	-1.57	0.92	26.9	n.d.	n.d.	n.d.
1299	78560	-2.08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1303	78962	-1.66	0.914	26.6	n.d.	n.d.	n.d.
1309	79565	-1.79	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1313	79967	-1.47	0.912	26.5	n.d.	n.d.	n.d.
1323	80971	-1.70	0.918	26.8	n.d.	n.d.	n.d.
1329	81574	-1.75	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1334	82077	-1.95	0.918	26.8	n.d.	n.d.	n.d.
1339	82579	-1.62	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1343	82981	-1.87	0.921	27.0	n.d.	n.d.	n.d.
1349	83584	-1.43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1353	83986	-1.76	0.941	28.1	n.d.	n.d.	n.d.
1359	84589	-2.15	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1363	84990	-1.19	0.935	27.7	n.d.	n.d.	n.d.
1369	85593	-1.29	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1373	85995	-1.41	0.925	27.2	n.d.	n.d.	n.d.
1379	86598	-2.11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1383	87000	-1.71	0.929	27.4	n.d.	n.d.	n.d.
1389	87700	-1.33	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1393	88167	-1.87	0.921	27.0	n.d.	n.d.	n.d.
1403	89334	n.d.	0.945	28.3	n.d.	n.d.	n.d.

radiocarbon data			
depth in core MD02-2529 (cm)	corrected depth (cm)	14C age (yr BP)	uncertainty
8-16 <i>N. dutertrei</i>	12	870	45
135-137 <i>N. dutertrei</i>	136	3480	80
246-247 <i>N. dutertrei</i>	359.5	10140	70
294-295 <i>N. dutertrei</i>	407.5	11920	90
294-295 <i>G. ruber</i>	407.5	11670	100
356-357 <i>N. dutertrei</i>	469.5	14080	100
356-357 <i>G. ruber</i>	469.5	14260	140
357-358 <i>N. dutertrei</i>	470.5	14530	110
357-358 <i>G. ruber</i>	470.5	14440	110
404-406 <i>N. dutertrei</i>	518	16620	130
404-406 <i>G. ruber</i>	518	16730	140
477-478 <i>N. dutertrei</i>	590.5	20470	130
566-568 <i>N. dutertrei</i>	680	25970	240
575-576 <i>N. dutertrei</i>	688.5	26580	260
707-708 <i>N. dutertrei</i>	790.5	34260	650

age model for MD02-2529			
corrected depth (cm)	cal. Age (yr BP)	uncert 2 σ	notes
12	446	120	MARINE04
136	3287	244	MARINE04
359.5	11004	231.5	MARINE04
407.5	13344	208.5	MARINE04
470	16508	443	MARINE04, average of 469-471 cm depth
518	19277	266.5	MARINE04
590.5	23974	384.5	MARINE04
680	30320		poly Bard 04 (on GISP2 timescale)
688.5	30961		poly Bard 04 (on GISP2 timescale)
790.5	38639		poly Bard 04 (on GISP2 timescale)
905	46000		tuned to Byrd (on GISP2 timescale)
995	53000		tuned to Byrd (on GISP2 timescale)
1055	58000		tuned to Byrd (on GISP2 timescale)
1174	66000		tuned to benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack
1383	87000		tuned to benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack

Table 2: Radiocarbon age results of MD02-2529 core and their corresponding calibrated calendar ages (upper panel, see SI3 for details of calculation). Age model for MD02-2529 (lower panel). The corresponding references of the Table 2 in the “notes” column are: [S32] for MARINE04, [S34] for the polynomial calculation of radiocarbon ages beyond 25,000 ^{14}C yr BP, [S35] for the GISP2 timescale, [S40] for the benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack and [S38] for Byrd.

Ensemble des mesures effectuées sur *G. ruber* :



Ensemble des mesures isotopiques effectuées sur l'espèce *G. ruber* dans la carotte MD02-2529. Chaque mesure représente un ensemble de 4 à 6 individus. Les cercles ouverts représentent les mesures brutes pour un intervalle mesuré plusieurs fois, la couleur rouge indique les valeurs qui ont été rejetées.

Ensemble of isotopic measurements of *G. ruber* for MD02-2529 core. Each measurement was made on 4 to 6 individuals. Open circles indicate raw measurements within intervals that were measured several times, red circles indicate rejected data.

Articles publiés pendant la thèse :

- Thouveny N., J. Carcaillet, E. Moreno, G. Leduc and D. Nérini, Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 219, 377-396, 2004.
- Leduc G., Thouveny N., Bourlès D., Blanchet C. L., Carcaillet, J. Authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ signature of the Laschamp excursion: a tool for global synchronisation of paleoclimatic archives. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 245, 19-28, 2006.



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

EPSL

Earth and Planetary Science Letters 219 (2004) 377–396

www.elsevier.com/locate/epsl

Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin[☆]

Nicolas Thouveny^{a,*}, Julien Carcaillet^a, Eva Moreno^a, Guillaume Leduc^a,
David Nérini^b

^a CEREGE, Europol Méditerranéen de l'Arbois, P.O. Box 80, Aix en Provence Cedex 4, France

^b Centre d'Océanologie de Marseille, Case 901, Luminy, 13288 Marseille Cedex 9, France

Received 23 December 2002; received in revised form 26 November 2003; accepted 4 December 2003

Abstract

A paleomagnetic study was performed in clayey-carbonate sedimentary sequences deposited during the last 400 kyr on the Portuguese margin (Northeast Atlantic Ocean). Declination and inclination of the stable remanent magnetization present recurrent deviations from the mean geomagnetic field direction. The normalized intensity documents a series of relative paleointensity (RPI) lows recognized in other reference records. Three directional anomalies occurring during RPI lows chronologically correspond to the Laschamp excursion (42 kyr BP), the Blake event (115–122 kyr BP) and the Icelandic basin excursion (190 kyr BP). A fourth directional anomaly recorded at 290 kyr BP during another RPI low defines the 'Portuguese margin excursion'. Four non-excursion RPI lows are recorded at the ages of the Jamaica/Pringle Falls, Mamaku, Calabrian Ridge 1, and Levantine excursions. The RPI record is characterized by a periodicity of ~ 100 kyr, paleointensity lows often coinciding with the end of interglacial stages. This record sets the basis of the construction of an authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record from the same sedimentary sequences [Carcaillet et al., this issue].

© 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: sedimentary records; geomagnetic field directions and paleointensity; paleomagnetic excursions; paleomagnetic events; relationships between the climate and the geomagnetic field

1. Introduction

Among the paleomagnetic excursions or events of the Brunhes normal polarity chron (e.g. [2,3]), only a few were recorded in volcanic rocks and were accurately dated. The recognition of such paleomagnetic anomalies in sedimentary records is delicate because, according to sediment properties and accumulation rates, the geomagnetic vector deviations can be recorded under various

* Corresponding author. Tel.: +33-442-97-1558;
Fax: +33-442-971595.
E-mail address: thouveny@cerge.fr (N. Thouveny).

[☆] Supplementary data associated with this article can be found at doi:10.1016/S0012-821X(03)00701-5

forms, from large amplitude paleosecular variation to abrupt full reversals. Few studies even revealed recurrent and lasting reversed events during the Brunhes chron (e.g. [4]). The reliability of normalized intensity records as relative paleointensity (RPI) proxies is also questionable. A first order similarity between independent RPI records justified the construction of regional [5] or global [6] stacks, but high resolution RPI reconstructions from high sedimentation rate environments are still necessary. The present article presents the construction of a new high resolution paleomagnetic record for the last 400 kyr that will be compared with the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio record constructed from the same cores [1].

2. General setting and chronology of the sequence

Giant piston cores and gravity cores were collected on the Portuguese margin (Fig. 1) by the French R.V. *Marion Dufresne* in the framework of the IMAGES program (IGBP-PAGES). During IMAGES 1 (1995), three giant cores were collected in two areas: (1) cores MD95-3039 (35.2 m long) and MD95-2040 (35.7 m long) at ca. $40^\circ 35' \text{N}$, on the western and eastern slopes of the Oporto Seamount, at depths of 3380 m and 2465 m, respectively; (2) core MD95-2042 (39.6 m long) at ca. $37^\circ 48' \text{N}$, at 3146 m depth, in a flat area of the continental rise. During IMAGES V leg V (1999) and Geociencias (2001), cores MD99-2334K, MD01-2440G and MD01-2441 (5, 7 and 14 m long, respectively) were collected with short and light gravity corers on the site of core MD95-2042.

Beneath beige-pink oxidized carbonate ooze, the sedimentary sequences are composed of pelagic light-gray clayey mud, deposited under glacial conditions, alternating with beige clayey-carbonate ooze deposited under interglacial conditions [7–10]. Thin layers of significantly larger grain size recognized as ice-rafted debris (IRD) were identified to Heinrich or Heinrich-like events [9,10].

Radiocarbon ages are available from core SU81-18 [11] and from core MD95-2039 [12]; they were corrected for a standard reservoir effect

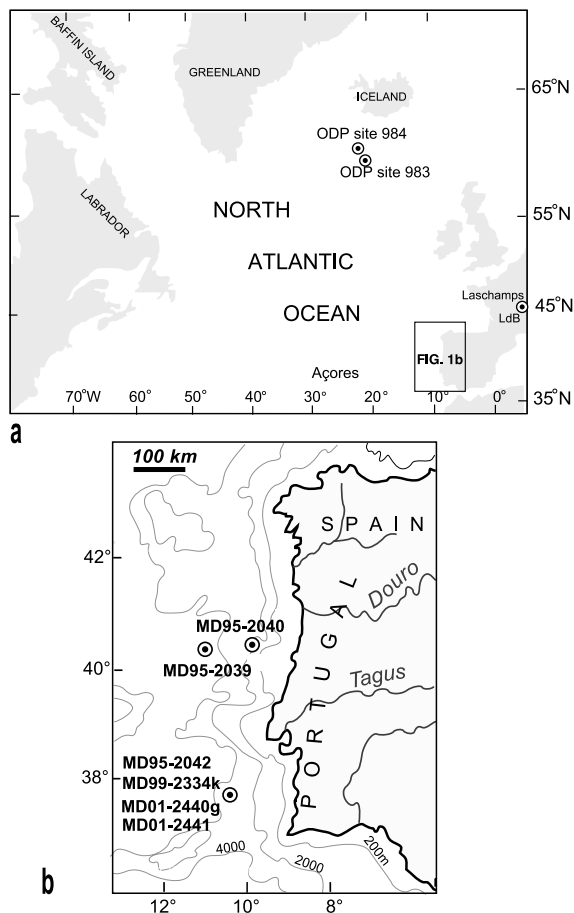


Fig. 1. Geographic location of the studied cores and other key sites. A map of the northern area of the North Atlantic ocean with surrounding continents (a) is completed by a map of the studied area with coring sites locations (b).

of 400 years and calibrated using the equation of Bard [13] (Table 1). Average ages of Heinrich event 3 (31.2 kyr BP) and Heinrich event 4 (39.4 kyr BP) [9] provide complementary chronological constraints between 30 and 40 kyr BP. The benthic $\delta^{18}\text{O}$ records of core MD95-2039 [12] and MD95-2042 ([14,15] and unpublished results) document marine isotopic stages (MIS) 1–9 and 1–6, respectively. A correlation to astronomically dated reference curves [16,17] provides the age series (Table 1).

A correlation matrix based on numerous susceptibility markers (e.g. fig. 2 in [10]) helped to transfer all available chronological data from

core to core, providing a complete chronological data set applicable to all studied cores. New radiocarbon determinations on MD95-2042 (E. Bard, personal communication) and $\delta^{18}\text{O}$ records of MD95-2040 ([18] and De Abreu, personal communication) confirm the validity of the chronological data sets used here.

Depth to time transfer was performed for each core using a polynomial best fit ($r > 0.99$) computed through available ages (Fig. 2). The deepest layer located at 35 m in core MD95-2040 is dated by extrapolation at 400 kyr BP. Successive time intervals (0–60 kyr BP, 60–160 kyr BP, 160–350 kyr BP and 350–400 kyr BP) are covered by six, three, two and one cores, respectively. In the southern area (e.g. core MD95-2042), *apparent* sedimentation rates vary from 15 to 35 cm/kyr. In the northern area (cores MD95-2039 and MD95-2040), *apparent* sedimentation rates vary from 7 to 25 cm/kyr.

3. Rock magnetism and determination of magnetic carriers

Standard 8 cm³ specimens and/or 1.5 m long U-channels of 4 cm² section were collected along the studied cores. Low field magnetic susceptibilities were measured on a KLY2 Kappabridge. The susceptibility was normalized to the sediment mass and expressed as mass-specific susceptibility χ . The remanent magnetization was measured using two generations of a 2G superconducting rock magnetometer 760R: the RF SQUIDS version (diameter = 120 mm) for specimens, and, since 1999, the DC SQUIDS version (diameter = 45 mm) for U-channels and complementary specimens. A Schonstedt GSD-1 demagnetizer and the ‘in-line’ 2G coil sets were used for AF demagnetization. Isothermal remanent magnetizations (IRM) were imparted by placing specimens in pulsed magnetic fields of 0.3, 1.0 and 2.8 T, or by passing U-channels through permanent magnets providing fields of 0.3 and 1 T, respectively [19]. Anhysteretic remanent magnetizations (ARM) were imparted in a 0.1 mT bias field combined with a linearly decaying alternating field of 100 mT.

Scanning electron microscopy and X-ray energy

dispersion analyses in agreement with hysteresis parameters and Curie temperatures (see [supplementary Figs. 1 and 2¹](#)) identify the main magnetic carriers as single domain (SD), pseudo-single domain (pSD) and multi-domain (MD) titanomagnetite. Average values of the M_r/M_s and H_{cr}/H_c ratios [20] were computed for different clusters representing several sedimentary facies; they plot, as in most sediment mixtures, in the pSD area, with a bias towards the MD area for IRD layers (see [supplementary Fig. 3a¹](#)). The distribution of χ_{ARM} versus χ [21] suggests that grain sizes are $< 1 \mu\text{m}$ in glacial and interglacial sediments and reach $5 \mu\text{m}$ in IRD layers (see [supplementary Fig. 3b¹](#)). Glacial clays and interglacial clayey-carbonate ooze can be further distinguished by different magnetic grain sizes documented by different χ_{ARM}/χ ratios (see [supplementary Fig. 3b¹](#)). It must be stressed that this method of grain size determination [21], valid for pure magnetite samples, underestimates the titanomagnetite grain sizes.

Variations of rock magnetic parameters were interpreted in terms of environmental and climatic variations [9,10]. Numerous χ and IRM peaks identify thin IRD layers containing a coarse fraction of Ti-magnetite and silicates transported during Heinrich events by residual iceberg masses [9]. On a longer term, χ_{ARM} , χ_{ARM}/χ and ARM/IRM evidence magnetic grain size variations tightly linked to glacial–interglacial alternations. Nevertheless, these sedimentary sequences, after rejection of IRD layers, present a homogeneity in composition and granulometry appropriate for reconstructing paleomagnetic directions. Since they also respect criteria of uniformity in concentration and grain size [22], they should enable the reconstruction of variations of the RPI.

4. Sedimentary magnetic fabric

The anisotropy of magnetic susceptibility was used to check the sedimentary fabric (e.g. [23,24]) and to assess the reliability of paleomag-

¹ See the online version of this article.

Table 1

Chronological data obtained on cores SU81-18 [11], MD9520-39 [12], MD95-2042 [14,15]

Core	Depth (cm)	Depth of MD95-2042 (cm)	¹⁴ C age —400 years reservoir correction	Calibrated age (yr BP)	Error (years)
SU81-18 [11]	90	204.82	5 240	5 971	140
SU81-18	111	236.83	6 790	7 660	140
SU81-18	130	266.49	7 590	8 489	120
SU81-18	141	283.86	8 760	9 756	130
SU81-18	150	298.15	9 360	10 486	130
SU81-18	180	345.97	10 280	11 934	140
SU81-18	190	361.91	10 680	12 424	140
SU81-18	200	377.81	11 010	12 828	170
SU81-18	209	392.08	11 760	13 744	200
SU81-18	230	425.16	12 260	14 353	170
SU81-18	250	456.31	12 460	14 596	150
SU81-18	260	471.74	12 700	14 887	170
SU81-18	280	502.29	13 580	15 952	190
SU81-18	299	530.91	13 950	16 399	180
SU81-18	310	547.3	14 490	17 049	230
SU81-18	330	576.78	14 590	17 169	190
KIA780/G.b. [12]	168.5	419.97	12 220	14 304	110
KIA781/G.b.	208.5	480.58	13 120	15 396	100
KIA782/N.p.	208.5		13 530	15 892	100
KIA785/G.b.	542.5	839.29	19 740	23 278	210
KIA786/N.p.	542.5		20 320	23 956	220
KIA787/G.b.	648	968.19	22 410	26 382	280
KIA788/G.b.	818.5	1 160.13	27 580	32 271	520
Isotope stage (upper limit)	MIS limits in core MD95-2039 depth (benthic $\delta^{18}\text{O}$) [12]	MIS limits in core MD95-2042 depth (benthic $\delta^{18}\text{O}$) [14]	Age (a) from [16,17]		
4		1 822.31	59 000		
5	1 550.0	1 976.95	74 000		
5.1	1 660.0	2 123.28	79 000		
5.2	1 710.0	2 196.55	91 000		
5.3	1 760.0	2 278.65	100 000		
5.4	1 850.0	2 432.05	111 000		
5.5	1 900.0	2 517.25	124 000		
6	1 970.0	2 631.76	130 000		
6.2	2 030.0	2 714.06	135 000		
6.3	2 230.0	2 941.95	142 000		
6.4	2 300		152 600		
6.41	2 330		161 000		
6.42	2 365		165 000		
6.5	2 402		175 000		
6.6	2 510		183 000		
7	2 540		190 000		
7.1	2 600		193 000		
7.2	2 620		200 000		
7.3	2 660		215 000		
7.4	2 740		225 000		
7.5	2 790		240 000		
8	2 810		244 000		
8.2	2 900		249 000		
8.3	2 980		257 000		

Table 1 (Continued).

Isotope stage (upper limit)	MIS limits in core MD95-2039 depth (benthic $\delta^{18}\text{O}$) [12]	MIS limits in core MD95-2042 depth (benthic $\delta^{18}\text{O}$) [14]	Age (a) from [16,17]
8.4	3 110		266 000
8.5	3 240		289 000
8.6	3 320		299 000
9	3 340		303 000
9.1	3 380		310 000
9.2	3 470		320 000
9.3	3 520		331 000

Isotope stage ages were taken from [16,17].

netic directions. It was measured at regular intervals on paleomagnetic specimen series from cores MD95-2040 (every 50 cm) and MD95-2042 (every 20 cm), and on specimens specially collected besides U-channels in other cores. Eigenvalues K_1 , K_2 and K_3 of the susceptibility tensor, as well as the declination and inclination of K_1 measured along two giant cores are presented (see supplementary Fig. 4¹). Down to 9 m and 12 m depth, in core MD95-2040 and in core MD95-2042, respectively, a dominant lineation ($L > F$) is oriented along the vertical axis (inclination of $K_1 = 90^\circ$). Core MD-952039 (not shown here) is also affected by this anomaly. By contrast the sediments collected with the short gravity corer present a weak foliation in the bedding plane, indicating an undisturbed primary fabric.

In intervals dominated by the vertical lineation, *apparent* sedimentation rates are twice as high as in intervals dominated by the foliation (Fig. 2). Since the transitions between the two superposed fabrics are rather abrupt and since *apparent* sedimentation rates in the top of MD95-2042 are also much higher than in cores SU81-18, MD99-2334K and MD01-2440G collected on the same site, this sedimentation rate anomaly cannot result from natural compaction (see comment no. 1¹). Despite the fact that other studies [7–12,14,15] demonstrate the perfect stratigraphic integrity of the sequence, the paleomagnetic directions of the upper part of the sequence were taken only from short gravity cores (MD99-2334K, MD01-2440G and MD01-2441).

5. Reconstruction of paleomagnetic directions

5.1. Determination of the characteristic remanent magnetization (ChRM)

Stepwise AF demagnetization applied to pilot specimens and to U-channels shows (Fig. 3) that a soft secondary component is removed by the 5 or 10 mT AF step. Directions are then remarkably stable from 15 mT to at least up to 60 mT. The median destructive field lies between 20 and 40 mT and only 5–10% of the initial RM remains after the 60 mT treatment. The 30 mT AF step was selected to represent the directions of the stable RM (Figs. 4 and 5).

5.2. Declination and inclination variations

Several sources of errors may affect the declination profiles of the long cores: (i) a rotation of the corer about the vertical axis during its penetration in the sediment; (ii) rotation of the sediment column in sections of PVC liner during deck operations such as transport, handling and splitting. In order to present the declination profiles of the long cores, we thus performed few corrections: (i) declination values apart from section breaks were matched; (ii) long-term deviations of the declination, certainly attributed to progressive torsion of the sediment column or rotation of the corer, were corrected by linear detrending. Declination records were then rotated in order to align the mean declination value computed

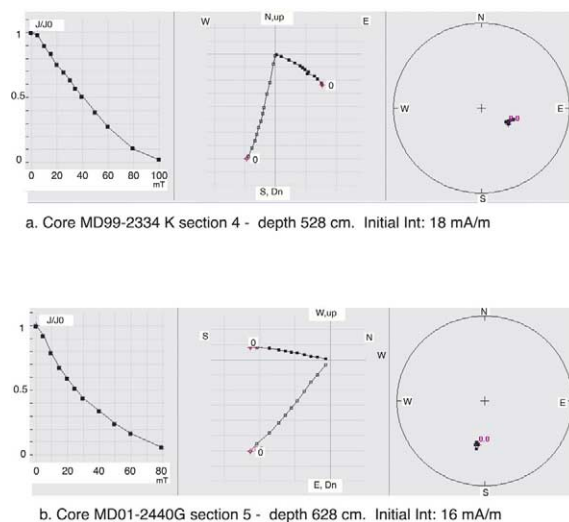
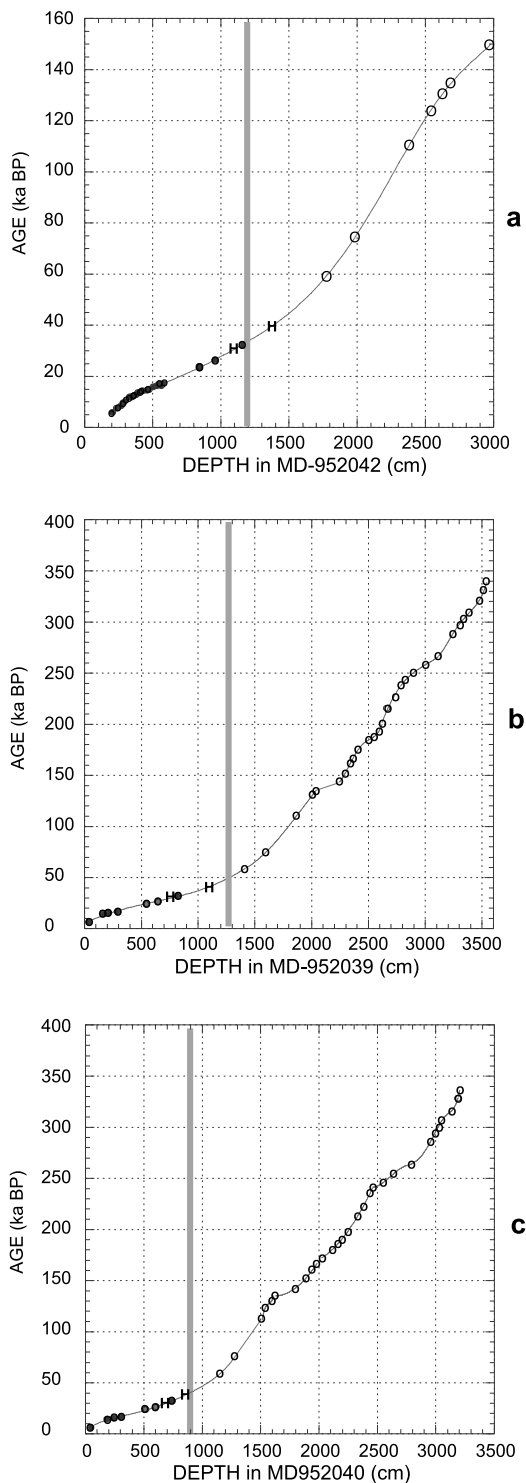


Fig. 3. Typical demagnetization diagrams (2G Long core datalog panel (©Bill Mills)) of two layers selected in the U-channel series. (Left panels) J/J_0 decrease in AF step. (Middle panel) Orthogonal demagnetization diagrams (black and white squares concern the horizontal and vertical components respectively; 10^{-4} A/m and 10^{-5} A/m/interval of horizontal and vertical axes, respectively). (Right panels) Stereographic projection of the directions. Note that the declination is uncorrected.

along each core to the normal field average declination $D = 0^\circ$.

Variations of the directions of the ChRM are presented in Figs. 4 and 5 after transfer from the depth scales of individual cores to the time scale. Along short cores, i.e. for the last 50 kyr (Fig. 4a), declination and inclination vary by 30° and 50° , respectively, in reasonable agreement with the rhythm and amplitude of geomagnetic paleosecular variation (PSV) recorded elsewhere (e.g. [25]). The most striking feature is a low inclination peak

←

Fig. 2. Chronological reconstruction of the sequences. Ages listed in Table 1 are plotted along the depth of each core (a: MD95-2042; b: MD95-2039; c: MD95-2040): calibrated ^{14}C ages (dots), Heinrich events 3 and 4 (H), and dated paleoclimatic markers (circles). Best fit polynomial curves were computed in successive windows to obtain age/depth functions used to transfer all data from core depth scales to the time scale. The gray vertical bands locate the transition between the anomalous (left) and normal (right) sedimentary fabrics.

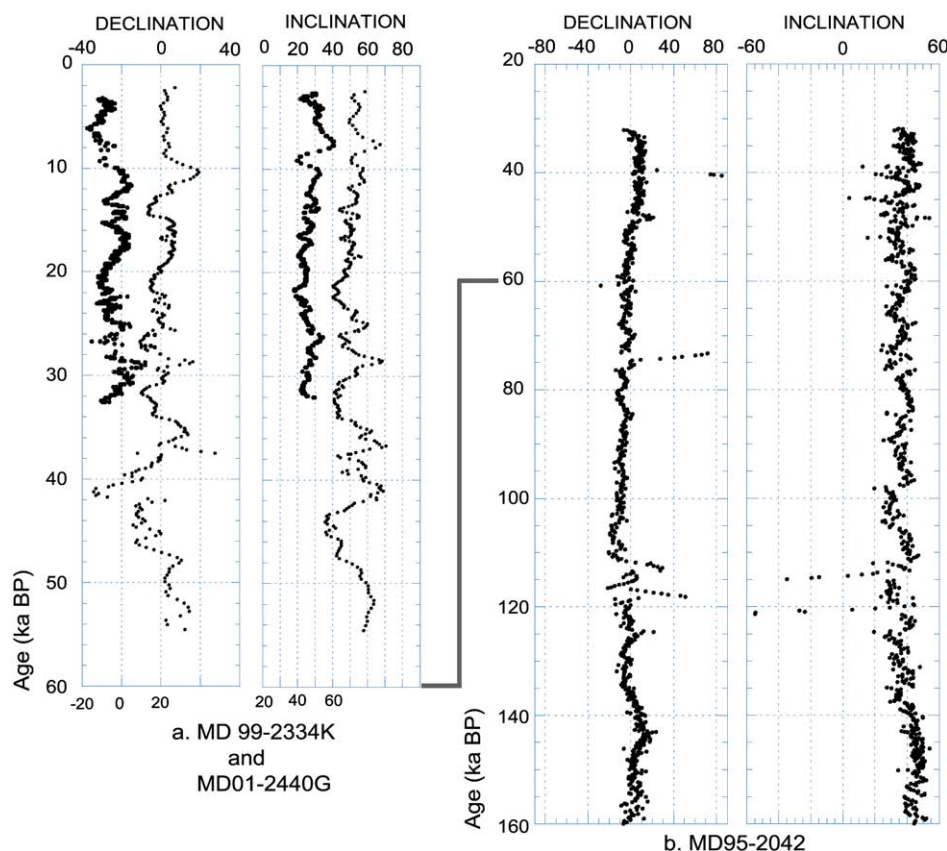


Fig. 4. Declination and inclination profiles of the stable RM along cores MD99-2334K, MD01-2440G (a) and MD95-2042 (b) on the time scale. Directions at 30 mT AF along U-channels of MD99-2334K (big dots) and MD01-2440G (small dots) (a) and on specimens of core MD95-2042 (b). Horizontal scales were shifted in order to allow inter-core comparisons (left panel) or chosen to fully express directional anomalies. Note that short core records (last 60 kyr) complete and overlap the top part of core MD95-2042 (30–160 kyr BP).

at 43 kyr BP followed by an eastward declination swing at 42 kyr BP.

In the MD95-2042 record (interval 30–160 kyr BP; Fig. 4b) and the MD95-2039 and MD95-2040 records (40–400 kyr BP; Fig. 5), regular oscillations of limited amplitude are attributable to paleosecular variation, such as those recognized in the Lac du Bouchet record for the same epoch [25,26]. This suggests that these sediments have recorded directional changes of the geomagnetic field. Anomalous paleomagnetic directions are evidenced: large declination swings occur at 40 and 74 kyr BP and between 110 and 120 kyr BP in core MD95-2042. A double westward and eastward departure to 180° is recorded between 115

and 100 kyr BP in core MD95-2039; declination swings also appear at 185, 225, 240, 295, 335 and 385 kyr BP in cores MD95-2039 and MD95-2040. Inclination departures often occur near the time of declination swings: in core MD95-2042 (Fig. 4b), the inclination reach -55° at 122 kyr BP and -40° at 115 kyr BP. In core MD95-2040 (specimen series) (Fig. 5b) the inclination reaches -45° at 188 kyr BP and -25° at 290 kyr BP. These negative inclination features are limited to low inclination (20°) peaks along the U-channel series, which are probably affected by the convolution imposed by continuous measurements.

Such directional anomalies evidence large but transient departures from the paleosecular varia-

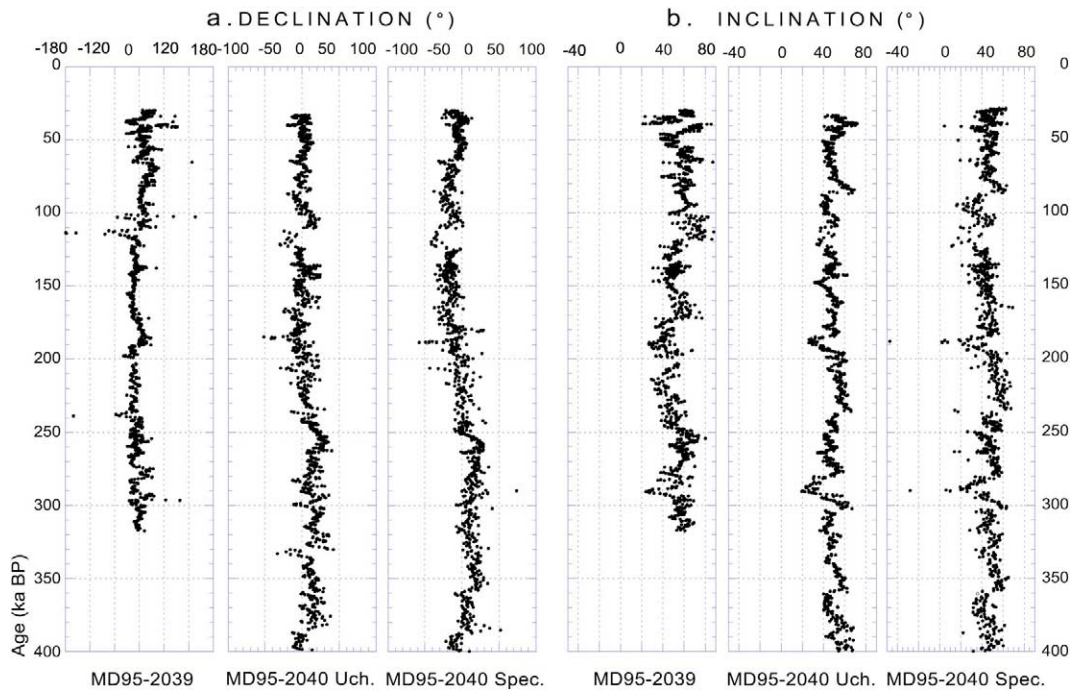


Fig. 5. Declination (a) and inclination (b) profiles on the time scale for the interval 40–400 kyr BP. U-channels and specimens series collected along cores MD95-2039 and MD95-2040. For each case, horizontal scales were selected in order to express directional anomalies. Results obtained on U-channels and specimens along core MD95-2040 are compatible despite a relatively larger noise on the specimen series; the largest amplitude of the signals expresses excursions directions.

tion regime, assignable to paleomagnetic excursions. Therefore, the occurrence of excursions is supported by both declination swings and inclination anomalies at 115–125 kyr BP, at 185–190 kyr BP and at 290 kyr BP. Declination swings or inclination anomalies may document other excursions at 42, 75, 95, 240, 335 and 385 kyr BP.

5.3. Stacking inclination records

Unfortunately, the declination and inclination records are too noisy to allow the construction of a type record. An inclination stack will however provide a useful reference to evidence paleomagnetic excursions during the last 400 kyr. In order to align the different inclination records, we had to: (i) account for latitudinal differences between the two studied areas and (ii) correct inclination errors (see [comment no. 2¹](#) and [Table 2¹](#)). We thus computed $\delta I = I - I_{\text{bar}}$, i.e. the differ-

ence between individual inclinations and the mean inclination computed along each core (excluding excursions data). All corrected inclination records were then merged.

6. Normalization of NRM intensities

6.1. Principles

RPIs were evaluated by normalization of the NRM using the rock magnetic parameters susceptibility χ , IRM and ARM, as suggested by the review paper of Tauxe [27]. The most significant parameters and their ratio are compared with $\delta^{18}\text{O}$ and carbonate content records from same cores.

Susceptibility χ and IRM profiles ([Figs. 6b and 7b](#)) are affected by abrupt increases due to IRD fraction, although these layers are relatively thin

and the IRD fraction diluted with the sediment matrix. Furthermore, a long-term evolution of their amplitude over the successive climatic cycles is observed (e.g. Fig. 7b). Therefore, even if χ and IRM values carried by IRD layers can be removed from the data sets, short-, medium- and long-term trends could be responsible for major biases of the NRM normalization.

The ARM here expressed as anhysteretic susceptibility (χ_{ARM}) (Figs. 6c and 7c) is carried by SD, PSD and small MD grains of Ti-magnetite, i.e. the fraction concerned in the depositional remanent magnetization (DRM). Significant relationships between χ_{ARM} , χ_{ARM}/χ and CaCO_3 %

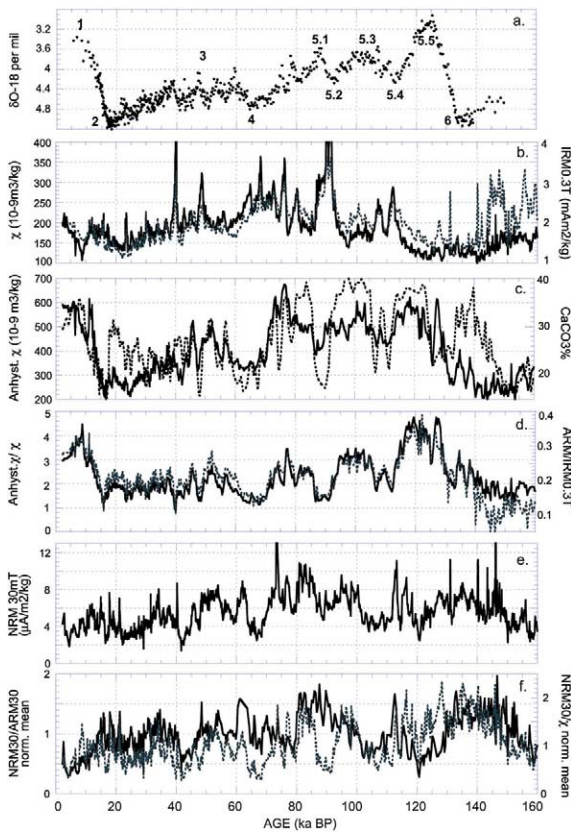


Fig. 6. Isotopic data [14,15], carbonate data [8] and rock magnetic parameters along core MD95-2042 plotted on the time scale (last 160 kyr). (a) $\delta^{18}\text{O}$ profile. (b) χ (full line) and SIRM (gray broken line). (c) χ_{ARM} (full line) and CaCO_3 (gray broken line). (d) χ_{ARM}/χ (full line) and $\text{ARM}/\text{IRM}_{0.3\text{T}}$ (gray broken line). (e) NRM. (f) NRM/ARM (full line) and NRM/χ (gray broken line) after normalization to their respective mean values.

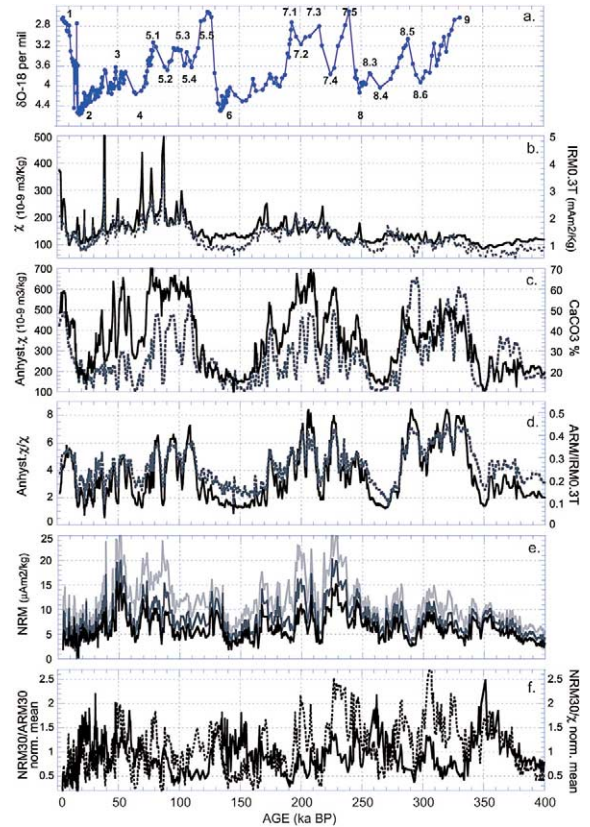


Fig. 7. Isotopic data [12] and carbonate data [8,12] compared with rock magnetic parameters along core MD95-2040, plotted on the time scale (last 400 kyr). (a) $\delta^{18}\text{O}$ profile of MD95-2039. (b) χ (full line) and SIRM (gray broken line). (c) χ_{ARM} (full line) and CaCO_3 (gray broken line). (d) χ_{ARM}/χ (full line) and $\text{ARM}/\text{IRM}_{0.3\text{T}}$ (gray broken line). (e) Uncleaned NRM (light gray) and AF 20 (gray) and 30 mT (black). (f) NRM/ARM (full line) and NRM/χ (gray broken line) after normalization to their respective mean values.

and $\delta^{18}\text{O}$ (Figs. 6a,c,d and 7a,c,d) demonstrate that concentration and grain size of the NRM carriers are in phase opposition with the carbonate content variations (see also [9,10]). This suggests that if magnetic interactions [28] and maghemitization [29] are negligible, the ARM should constitute an appropriate parameter to normalize NRM intensity variations (Figs. 6e and 7e) due to variations of concentration of NRM carriers. The variations of the NRM/ARM demagnetized at 30 mT demagnetization step are presented in Figs. 6f and 7f.

6.2. The normalization method and its efficiency

For discrete specimens, the NRM demagnetized at 30 mT was normalized by the ARM at 30 mT. For U-channels, NRM and ARM were demagnetized at 10, 20, 30, 40 and 60 mT and NRM/ARM ratios were computed for each step. Because NRM have lower hardness spectra than ARM, the use of increasing AF field values leads to the increase of both the $\text{NRM}_i/\text{ARM}_i$ ratios and the amplitude of variation. For each individual layer, average values of the $\text{NRM}_i/\text{ARM}_i$ ratio and their standard deviation were computed. This method constitutes a simple alternative to the ‘pseudo-Thellier’ methods developed by Tauxe et al. [30] and by Valet and Meynadier [31]. All NRM/ARM ratios obtained along a core were normalized by the mean NRM/ARM ratio computed along that core.

The efficiency of NRM normalizations can be tested by evaluating the correlation between normalized intensities and normalizing parameters (ARM, IRM or χ) (e.g. [26]) or, as recommended [32], by measuring their degree of coherence (correlation in the frequency domain). Along core MD95-2040, the NRM/ARM and the susceptibility profiles exhibit common periods near 22 and 15 kyr (Fig. 8a,b) but have no significant coherence (Fig. 8d). A weak inverse correlation between NRM/ARM and ARM or ARM/χ ($r = -0.4$ and -0.5 , respectively) is confirmed by similar power spectra (Fig. 8b,c) mostly near Milankovitch frequencies, and by significant coherences (Fig. 8e). These observations may suggest that the long-term variability of the NRM/ARM curve is influenced by concentration, grain size, and/or by the degree of magnetization.

The relationship between the NRM/ARM profile and paleoclimatic variations is suggested by a relationship with CaCO_3 % ($r = 0.46$) and supported by a significant correlation with the $\delta^{18}\text{O}$ record ($r = 0.62$). This correlation is stronger ($r = 0.78$) when NRM/ARM peaks are shifted towards the past by ~ 18 kyr. This observation casts doubt about the reliability of our normalized intensity record despite the remarkable agreement between our records of the last 60 kyr (Fig. 9a–d) and other RPI reference curves [5,6].

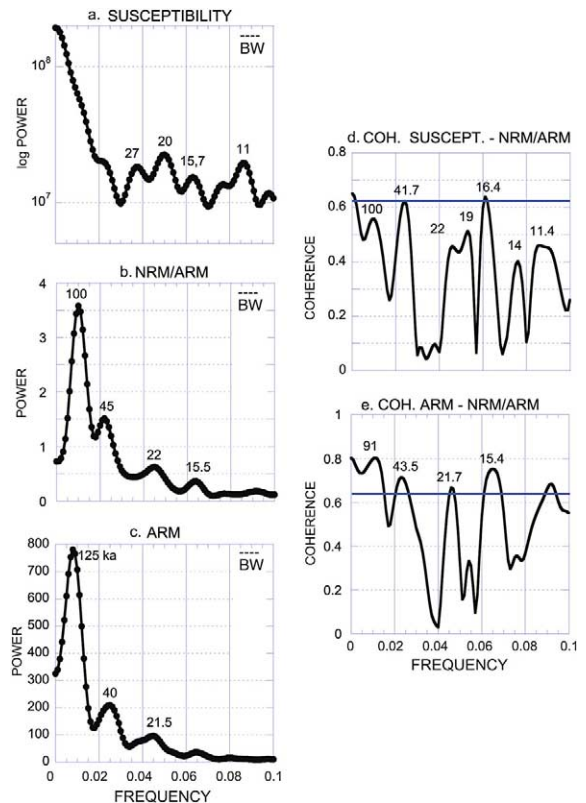


Fig. 8. Power spectra (power as a function of frequency in kyr^{-1}) computed along data sets of core MD95-2040 [Blackman–Tukey (BT) method with a Bartlett window, bandwidth = 0.007; the confidence interval at 95% $\Delta P/P$ is comprised between 0.64 and 1.78]. (a) Susceptibility (χ). (b) NRM/ARM. (c) ARM. (d,e) Cross-coherence spectra between: (d) χ and NRM/ARM and (e) ARM and NRM/ARM. The thick horizontal line is the 95% confidence interval for zero coherence.

7. Construction and smoothing of the Portuguese margin RPI record

7.1. Analytical procedures

Given the precise location and identification of susceptibility peaks, the transfer on the time scale based on inter-core age transfer (see Section 2) introduces negligible stratigraphic errors. However, at different localities magnetic grains are aligned under different local conditions; this imposes slightly different lock-in functions of the DRM and pDRM. Therefore, paleomagnetic sig-

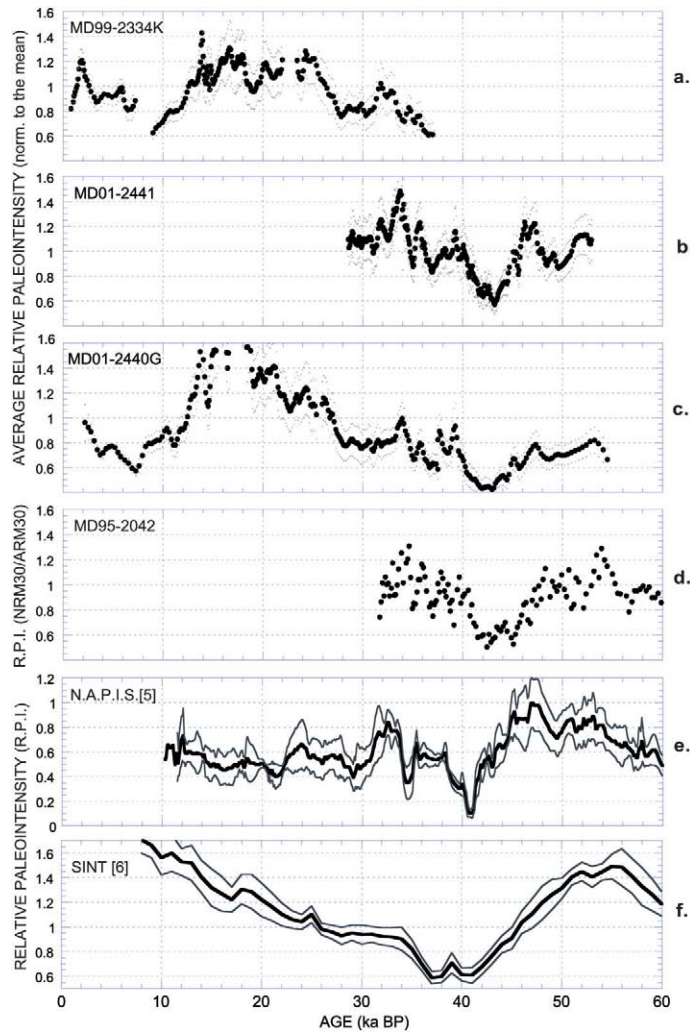


Fig. 9. Average RPI profiles for the interval 0–60 ka obtained along cores MD99-2334K, MD01-2441, MD01-2440G, MD95-2042 (top) (average $\pm 1\sigma$ computed from retained AF steps) and comparison with records of the reference curves NAPIS [5] and SINT 200 [6].

natures recorded in different cores are not perfectly aligned (Figs. 9 and 10). However, the process of peak realignment is rather subjective. All RPI profiles available (Figs. 9a–d and 10a–d) were stacked and a smoothing procedure was applied on the stacked record (Fig. 10e). We used a robust procedure of locally weighted regression (LOWESS or LOESS [33]). Let y_i , $i=1,\dots,n$ be a collection of n measurements of a response variable y and x_i , $i=1,\dots,n$ a corresponding predictor vector. Suppose that the data are related by $y_i=f(x_i)+\varepsilon_i$ where the ε_i are normal (see below)

independent variables with zero mean and variance σ^2 , and $f(x)$ is the value of a function at x . The local regression assumes that near $x=x_0$, the regression function $f(x)$ can be approximated by the value of a function $\hat{f}(x)$ in some specified parametric class.

In the present case, $\hat{f}(x)$ was considered as a sequence of polynomials of degree 1. The local approximation was obtained by fitting a linear regression function to the data points within a given neighborhood of the point x_0 . In our case, the weighted least squares method was used to fit

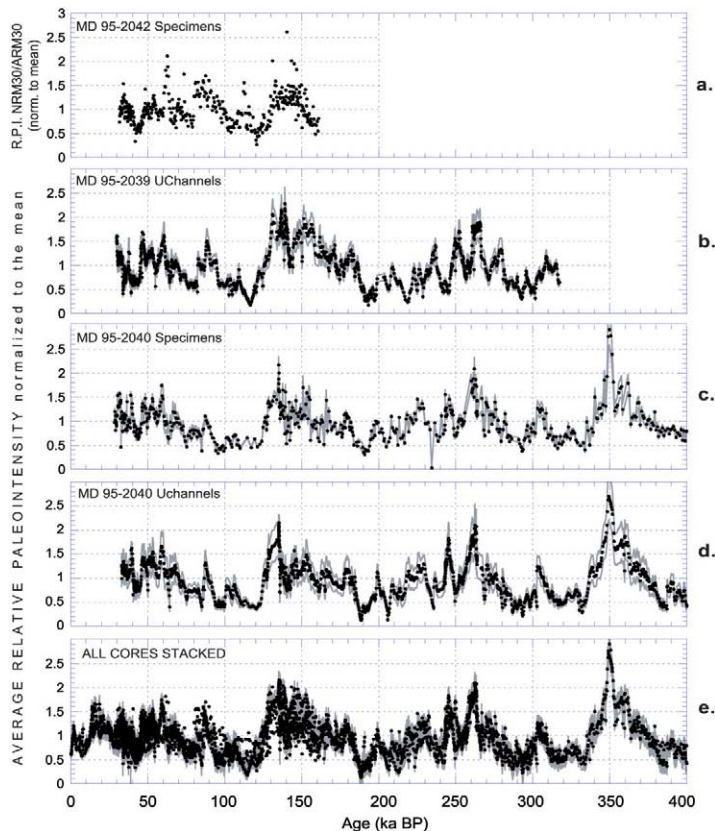


Fig. 10. Average RPI profiles obtained for the 0–400 kyr BP time interval. (a) Core MD95-2042 (specimens). (b) MD95-2039 (U-channels). (c,d) MD95-2040 (specimens and U-channels, respectively). (e) Stack of all NRM/ARM profiles of Figs. 9 and 10.

a linear function of the predictor at the center of neighborhoods. Each neighbor point was weighted according to a weight polynomial function. The smoothness of the fit, i.e. the influence of the weight function onto the neighbor points, was controlled by a smoothing parameter estimated by a general cross-validation procedure.

A quantile–quantile plot (Fig. 11a) and a two-sided Kolmogorov–Smirnov test for goodness of fit ($P \approx 0.27$) justify the assumption of a Gaussian distribution of the noise around the RPI data presented in Fig. 10e. We thus computed a 99% pointwise confidence interval presented along the smoothed RPI curve (Fig. 11b).

7.2. Relation with paleomagnetic directions

Smoothed normalized intensities fluctuate between 20 and 250% of the average value. Low

RPI episodes are recorded at $\sim 10, 40, 75, 95\text{--}125, 190, 205\text{--}215, 240, 255, 285\text{--}295, 315\text{--}330$ and $385\text{--}400$ kyr BP; maximum RPI values are recorded at 20, 60, 85, 135, 150, 230, 245, 260 and 350 kyr BP. Due to the large noise introduced by the stacking, large amplitude deviations accurately documented in individual inclination records would be completely erased by any smoothing procedure. Considering a possible attenuation of the paleomagnetic variations by DRM and pDRM processes, the extreme deviations of the directions (Figs. 4 and 5) probably represent minimum estimates of the actual geomagnetic deviations. The comparison of the smoothed RPI record (Fig. 11b) with the raw inclination stack (Fig. 11c), with reference to major declination swings, demonstrates that each significant deviation from the axial dipole direction occurs within a low RPI interval.

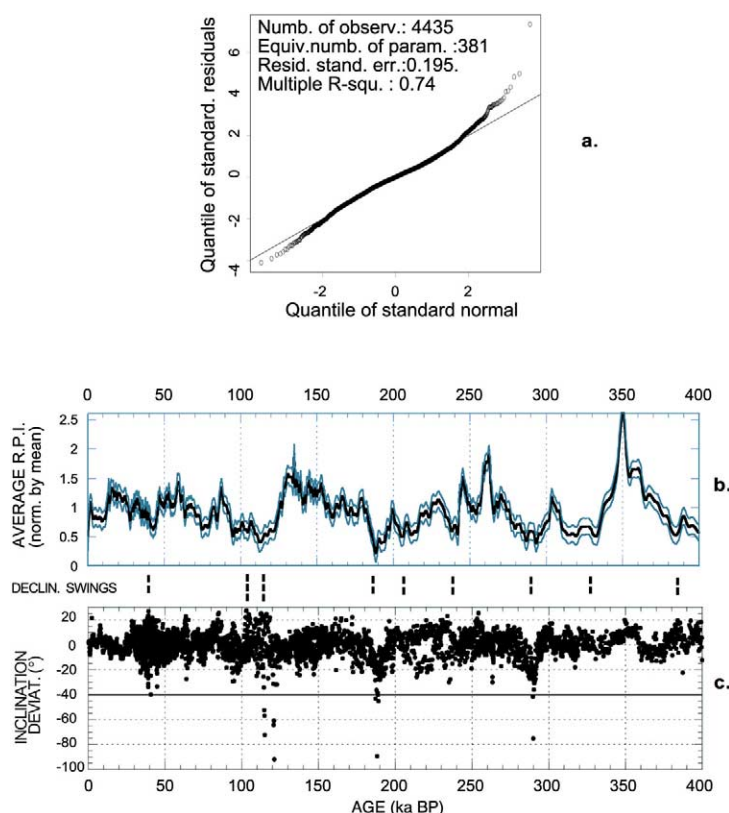


Fig. 11. (a) Gaussian quantile plot of standardized residuals. (b) Smoothed RPI record (black line) estimated by a regression method [33], and 99% pointwise confidence interval (gray lines). (c) Stacked record of δI values. The black horizontal line shows the limit between PSV and excursions. Dotted bars indicate the ages of significant declination swings associated with excursions (three dots indicate fully reversed declinations).

8. Normalized intensity record as geomagnetic paleointensity proxies?

As introduced in Section 6, normalized intensities can be biased by concentration, grain size, oxidation degree of the magnetic carriers, etc. Kok and Tauxe [34] also introduced the possible contribution of long-term viscous remanent magnetization (VRM) linked with lithological changes presumably of diagenetic origin. Some of their results indicated that sediments deposited during warm periods carry relatively higher long-term VRM. The detection of such current biases is not straightforward. Reconstructing a NRM/ARM profile from a synthetic NRM record of field intensity affected by variable responses to climatically driven ARM variations, Valet [35]

showed that spectral analyses are not efficient enough to reveal the coherence between NRM/ARM and ARM records; wavelet analysis is required. These results lead to rather pessimistic conclusions about the efficiency and reliability of NRM normalization. However, recently Tauxe and Love [36] compared the SINT 800 [6] with the near-seafloor magnetic anomaly record of the southern East Pacific Rise [37] and noticed a remarkable compatibility between tiny wiggles and RPI highs and lows.

8.1. Comparison of Holocene RPI data with the archeomagnetic record

Because the uppermost sediments are generally affected by coring deformation or by oxidation, the

data of the last 10 kyr are often absent from RPI records. In this study, the use of light and short corers provided two well-preserved core tops containing oxidized carbonate ooze used to establish a Holocene RPI record. However, RPI data of the 10–20 kyr BP interval are recovered from unoxidized late glacial and glacial clayey muds.

The average RPI record obtained from the two

available cores has been compared with the absolute VADM (virtual axial dipole moment) record compiled by McElhinny and Senanayake [38] recently completed by Yang et al. [39] (see [supplementary Fig. 5¹](#)). For the last 10 kyr, the agreement is satisfying: starting with medium values at 10 kyr BP, VADM and RPI decrease down to a minimum at ~ 7 kyr BP; then they progressively

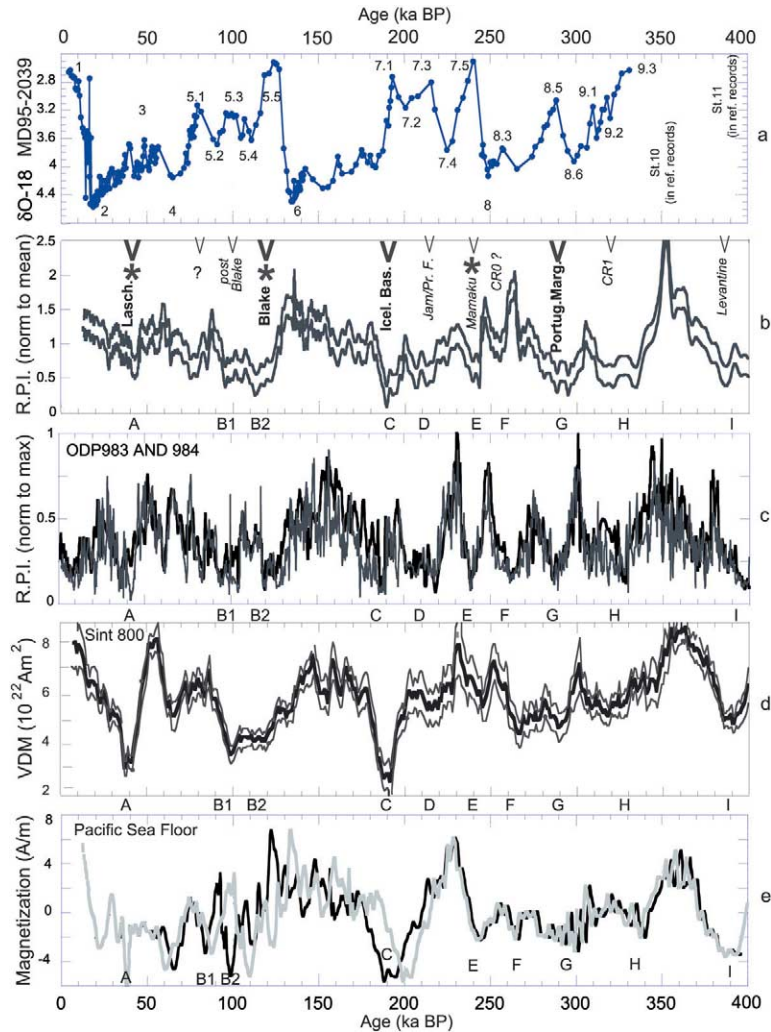


Fig. 12. Comparison of different paleointensity proxy records (last 400 kyr) with reference to $\delta^{18}O$ (a) of core MD95-2039 [12]. (b) The smoothed Portuguese stack (99% confidence interval) is compared with (c) ODP sites 983 and 984 [41] and (d) SINT 800 (VDM values in $10^{22} Am^2$) [6]. (e) Reconstructed remanent magnetization of the East Pacific seafloor record [37] on its original time scale (gray line) and on a modified time scale (black line). Identification labels (A–I) at their respective age in each record underline the correlation between the different records. In panel b, excursions are indicated by big ‘V’ and non-excursion deviations by small ‘v’. Excursions recorded in lava flows are distinguished by asterisks. A relationship between RPI lows and interglacial or interstadial stages is evidenced (see also [Table 2](#)).

increase, with a marked step at 4 kyr BP, up to maximum values at 2.5–3 kyr BP. However, from 14 to 10 kyr BP, the large and regular decrease of RPI data is in contradiction with the absolute VDM (virtual dipole moment) data recently compiled [40]. This RPI trend is recorded in the transition from non-oxidized to oxidized sediments and must be considered with suspicion.

8.2. Comparison of the Portuguese RPI records with other RPI reference records

The RPI stack is presented along the $\delta^{18}\text{O}$ record of the same sequence (Fig. 12a,b). It is compared with the RPI records from North Atlantic ODP sites 983 and 984 [41] and with the 0–400 kyr BP interval of SINT 800 [5] (Fig. 12c,d). Long-term oscillations present similar wavelengths but have rather different amplitudes. For example, the large amplitude peak located between 320 and 380 kyr BP in our record is much larger than in the SINT curve. Between 130 and 260 kyr BP, our record presents relatively smaller amplitudes than other records. For the last 120 kyr, the amplitudes are reduced (40–140%); namely, a narrow drop at 42 kyr BP is attenuated in comparison with other records. Major phase shifts can be explained by inconsistencies in the determination and/or dating of $\delta^{18}\text{O}$ stage boundaries. The common structure of all RPI records is marked by a succession of low RPI intervals, labelled A–I. The seafloor magnetization record of the southern East Pacific Rise [37] (Fig. 12e) also documents major low intervals. Its original chronology (gray curve) can be slightly modified (black curve) to match the chronological positions of the A–I intervals in the sedimentary RPI records. Such adjustment is compatible with the chronological errors imposed by the assumption [37] of constant expansion rates of the East Pacific Rise since the Brunhes–Matuyama boundary.

9. Paleointensity lows, excursions and events in the last 400 kyr

In this section, we analyze the synchronicity of

RPI lows with paleomagnetic excursions or events. Excursions are defined by paleomagnetic vector deviations of at least 40° from the geocentric axial dipole field direction. Short events are defined by stabilization in fully reversed directions for few millennia. Therefore, except the fully reversed Blake event (e.g. [42]), paleomagnetic anomalies reported for the Brunhes epoch rather follow the definition of ‘excursions’. Fig. 11 evidences that four low RPI intervals coincide with inclination and declination anomalies (see also Figs. 4 and 5). Other RPI lows do not correspond to excursions but they occur at the ages of dated excursions.

- **Interval A** centered at 42 kyr BP is correlated with the Laschamp excursion [43]. The directional patterns (see Section 5.2 and Fig. 4a) mimics those attributed to the Laschamp excursion at Lac du Bouchet and Lac St Front [44,45] and those attributed to the Mono Lake excursion at Mono Lake [46]. This similarity indicates that both excursions have identical paleomagnetic signatures in different sites. It may alternatively suggest, as claimed by Kent et al. [47], that the Mono Lake excursion is a record of the Laschamp, although recent findings of two independent excursions at Summer Lake (Oregon, USA) (R. Negrini, personal communication) support the occurrence of two independent excursions.
- At 75 kyr BP, a slight RPI low, also located in lake [26,48] and marine [5,6] records, may be in relation with an excursion observed in the Norwegian–Greenland sea cores [4].
- **Interval B** (95–125 kyr BP) is divided into sub-intervals. The youngest one (B1) does not contain excursions, but occurs at ~ 95 kyr BP, the age of an excursion revealed in the Lac du Bouchet record [25] and called here ‘post-Blake’ excursion. The oldest one (B2) contains two large amplitude inclination anomalies (at 115 and 122 kyr BP), accompanied by two large declination swings. It represents the Blake event frequently reported from marine or cave sediment studies (e.g. [42,49]), and recently dated by thermoluminescence between 114 and 120 kyr BP in a Chinese loess soil sequence [50].

- **Interval C** (185–198 kyr BP) is characterized by extremely weak RPI values. A deviation of 90° from the geocentric axial dipole inclination and a large amplitude declination swing reveal an excursion at the exact age of the ‘Icelandic basin’ excursion, a transient reversal defined at ODP sites 983 and 984 [41] and recognized in the Lake Baikal sequence [51].
- **Interval D** (205–215 kyr BP) occurs in the age range of the Jamaica and Pringle Falls excursions: the Pringle Falls tephra was dated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ at 218 ± 10 kyr BP [52].
- **Interval E** occurs at 240 kyr BP. It is a better candidate than interval D for a correlation with the Mamaku excursion, dated at 230 ± 12 kyr BP by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on an ignimbrite [53], and formerly correlated with the Pringle Falls excursion [54].
- **Interval F** is a slight but significant RPI drop occurring at ~ 255 kyr BP, i.e. near the age of the Calabrian Ridge 0 excursion in the Mediterranean core KC01B [55].
- **Interval G**, centered at 290 kyr BP, is associated with a large amplitude declination swing followed by an inclination anomaly. Two excursions formerly defined in this time interval are not appropriate candidates: (i) the Levantine

excursion was actually re-located in older sediments [55] and (ii) the reliability of the Biwa II excursion in Lake Biwa cores [56] was questioned. We propose to name this excursion ‘Portuguese margin’. Its coincidence with MIS 8.5 constrains an age around 290 kyr BP: the Amargier interstadial, equivalent of MIS 8.5, was dated by $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ at 275 ± 5 kyr BP on tephra layers of the Lac du Bouchet and Praclaux sequences [26,57].

- **Interval H** (315–330 kyr BP) occurs at the time of the Calabrian Ridge 1 excursion described in core KC01B [55].
- **Interval I** (390 kyr BP), documented in ODP sites 983 and 984, is rather attenuated in the SINT curve. It occurs at the age of the Levantine excursion [55].

10. Relationships with isotope stages and Milankovitch periodicities

The presence of orbital periodicities in paleomagnetic records has been strongly debated. Spectral analyses of separate windows along the SINT 800 record failed to reveal dominant periods [6]. Over the last 5.3 Myr (resp. 0.78 Myr), reversals

Table 2

Major RPI features and related excursions are listed with the corresponding marine isotope stages (bold characters distinguish excursions recorded as directional anomalies in the studied cores)

RPI interval	Related excursion or short event	Age (kyr BP)	Marine isotope stage
Low A	Laschamp	42	interstadial MIS 3 (ice cores i.s. 10)
Unlabelled Low	Norwegian-Greenland	75	interstadial MIS 5.1
Low B1	Post-Blake	95	interstadial MIS 5.2
and B2	Blake	115–122	interglacial MIS 5.3
High B/C		132	glacial MIS 6
Low C	Icelandic basin	190	interglacial MIS 7.1
Low D	Jamaica-Pringle Falls	210	interglacial MIS 7.3
Low E	Mamaku	240	interglacial MIS 7.5
Low F	Calabrian Ridge 0	255	glacial MIS 8 (interst. 8.3)
High F/G		265	glacial MIS 8
Low G	Portuguese margin	290	interstadial MIS 8.5
High G/H		305	glacial MIS 8.6
Low H	Calabrian Ridge 1	315–335	interglacial MIS 9 (9.1 to 9.3) transition to MIS 8.6
High H/I		355	glacial MIS 10 [16,61]
Low I	Levantine	385–400	Interglacial MIS 11 [16,61]

Note the rather systematic correspondence between (1) RPI low, (2) excursions and (3) interglacial or interstadial stages.

(resp. excursions) do not present a “discernible tendency to occur at consistent amplitude or phase of obliquity nor excentricity” [58]. On the other hand, in the ODP 983 record, periods of 100, 42, 23 and 19 kyr appear to be independent of lithologic effects [41]. Wavelet analyses of a 700 kyr RPI record from the Pacific Ocean [59] revealed a 100 kyr period, as well as a phase relationship between RPI and $\delta^{18}\text{O}$ with a lag of 18 kyr of the RPI signal versus interglacials. Orbital periods were also found in inclination and RPI records for the last 2.25 Myr [60].

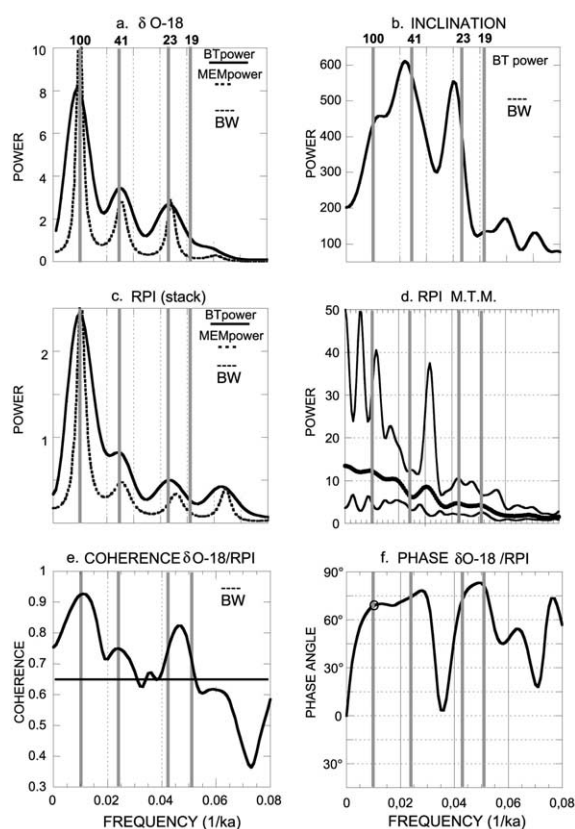


Fig. 13. Power spectra computed with the AnalyseSeries program [62] using the Blackman–Tukey (BT) (confidence interval at 95% $\Delta P/P$ is comprised between 0.64 and 1.78) and the maximum entropy method (MEM). (a) $\delta^{18}\text{O}$. (b) RPI. (c) Inclination. (d) Power spectra (thick line) and 95% confidence intervals obtained using the Multitaper method. (e) Cross-coherence and (f) phase diagram of $\delta^{18}\text{O}$ and RPI. The thick horizontal line is the 95% confidence limit for zero coherence; the circle indicates the lag ($\sim 68^\circ = 18$ kyr) between RPI and $\delta^{18}\text{O}$ for the 100 kyr period.

The comparison of paleointensity records with the benthic $\delta^{18}\text{O}$ record of core MD95-2039 (and $\delta^{18}\text{O}$ key records [16,61]) evidences that RPI lows and accompanying excursions occurred during interglacial or interstadial stages, or at the boundary with the following glacial (Fig. 12a,b and Table 2). This relationship was further evidenced using spectral and cross-coherence analyses [62]. The methods used are: (i) the maximum entropy method and (ii) the Blackman–Tukey method (Bartlett window; bandwidth=0.007, confidence interval=95%). The $\delta^{18}\text{O}$ and the RPI records (and to a lesser extent the inclination record) present a major common period at 100 kyr and minor periods at 41 kyr and 23 kyr (Fig. 13a–c). The Multitaper method (six windows, bandwidth=0.004) suggested by Tauxe [27] shows a reduced 100 kyr period and an emerging 33 kyr period (Fig. 13d) but a complex wavelet analysis (G. Saracco, personal communication) confirms the dominance of the 100 kyr period (article in preparation). A significant coherence between $\delta^{18}\text{O}$ and RPI variations is revealed (Fig. 13e,f), with a phase shift of 60° , equivalent to a duration of ~ 18 kyr, already evidenced [59].

11. Conclusion

In agreement with other relative geomagnetic moment proxy records [6,41,37], the Portuguese margin paleomagnetic record documents recurrent geomagnetic moment drops in the last 400 kyr. Low RPI intervals were labeled by letters A–I. Three directional anomalies dated at 42 kyr BP, at 115–122 kyr BP and at 190 kyr BP, occurring in RPI lows A, B and C, are correlated with the Laschamp excursion, the Blake event and the Icelandic basin excursion, respectively. The RPI low labeled G, dated at 290 kyr BP, contains another excursion named here the ‘Portuguese margin’ excursion. Four non-excursion RPI lows occur at, or near, the ages of the Jamaica/Pringle Falls, Mamaku, Calabrian Ridge 1 and Levantine excursions.

Spectral analyses of the RPI record reveal a dominant periodicity at 100 kyr, already reported by other studies (e.g. [41,59,60]). The RPI and

$\delta^{18}\text{O}$ records also present a phase shift of 18 kyr: RPI lows often coincide with the end of interglacial or interstadial stages.

The geomagnetic moment loss (–30%) over the last two millennia deduced from archeomagnetic results (e.g. [38,39]) might foreshadow the next excursion for the end of our present interglacial, even though this loss started 2200 years ago from an exceptionally high geomagnetic moment value.

The construction of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record from the same sedimentary sequence [1] supports the validity of the Portuguese margin RPI record.

Acknowledgements

Cores were collected by the technical crew of the R.V. *Marion Dufresne* under the direction of Y. Balut. IMAGES campaigns were funded by ‘I.F.T.R.P.’ (presently I.P.R.E.V. for Institut de Recherche Paul-Emile Victor). We thank Yves Lancelot and J.L. Turon, Chief Scientists of MD-101 (1995) and MD-123 (2001), respectively, as well as F. Grousset and S. Berné for assisting N.T. during MD-114 (IMAGES 5 leg 5, 1999). Nick J. Shackleton and J. Schönfeld provided $\delta^{18}\text{O}$ data of cores MD95-2042 and MD95-2039. Jim Channel kindly provided data of ODP sites 983 and 984 and J. Gee kindly provided data of the near-seafloor anomaly record. Fruitful discussions with E. Bard, D.-L. Bourlès and P. Rochette are acknowledged. We thank Lisa Tauxe for careful and detailed reviews that enabled a considerable improvement of the manuscript. Thanks are due to Christine Paillès and Cathy Faidix for the corrections of the English writing. This study was partly funded by the INSU program ‘Intérieur de la Terre’ to N.T. and D. Bourlès from 2000 to 2003. [BOYLE]

References

- [1] J. Carcaillet, D.L. Bourlès, N. Thouveny, M. Arnold, A high resolution $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese Margin, *Earth Planet. Sci. Lett.* doi: 10.1016/S0012-821X(03)00702-7, this issue.
- [2] D.E. Champion, M.A. Lanphere, M.A. Kuntz, Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama polarity chrons, *J. Geophys. Res.* 93 (1988) 11667–11680.
- [3] N.D. Opdyke, J.E.T. Channel, *Magnetic Stratigraphy*. International Geophysics Series. Academic Press, London, 1996, pp. 242–249.
- [4] N.R. Nowaczyk, T.W. Frederichs, Geomagnetic events and relative paleointensity variations during the past 300 ka recorded in Kolbeinsey ridge sediments, Iceland sea: indication for a strongly variable geomagnetic field, *Int. J. Earth Sci.* 88 (1999) 116–131.
- [5] C. Laj, C. Kissel, A. Mazaud, J.E.T. Channel, J. Beer, North Atlantic paleointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event, *Phil. Trans. R. Soc London* 358 (2000) 1009–1025.
- [6] Y. Guyodo, J.-P. Valet, Global changes in intensity of the Earth’s magnetic field during the past 800 kyr, *Nature* 399 (1999) 249–252.
- [7] O. Cayre, Y. Lancelot, E. Vincent, M.A. Hall, Paleoceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian Margin: temperature, salinity and Heinrich events, *Paleoceanography* 14 (1999) 384–396.
- [8] D. Pailler, E. Bard, High frequency paleoceanographic changes during the past 140,000 years recorded by the organic matter in sediments off the Iberian margin, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 181 (2002) 431–452.
- [9] N. Thouveny, E. Moreno, D. Delanghe, L. Candon, Y. Lancelot, N.J. Shackleton, Rock-magnetic detection of distal ice rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin, *Earth Planet. Sci. Lett.* 180 (2000) 61–75.
- [10] E. Moreno, N. Thouveny, D. Delanghe, I.N. McCave, N.J. Shackleton, Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese margin during the last 340 ka BP, *Earth Planet. Sci. Lett.* 202 (2002) 465–480.
- [11] E. Bard, M. Arnold, P. Maurice, J. Duprat, J. Moyes, J. Duplessy, Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry, *Nature* 328 (1987) 791–794.
- [12] J. Thomson, S. Nixon, C.P. Summerhayes, J. Schönfeld, R. Zahn, P. Groote, Implications for sedimentation changes on the Iberian margin over the last two glacial/interglacial transitions from $(^{230}\text{Th}_{\text{excess}})_0$ systematics, *Earth Planet. Sci. Lett.* 165 (1999) 255–270.
- [13] E. Bard, Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration, *Geochim. Cosmochim. Acta* 62 (1998) 2025–2038.
- [14] N.J. Shackleton, M. Hall, E. Vincent, Phase relationship between millennial scale events 64,000–24,000 years ago, *Paleoceanography* 15 (2000) 565–569.
- [15] N.J. Shackleton, M. Chapman, M.F. Sanchez-Goni, D.

- Pailler, Y. Lancelot, The classic marine isotope substage 5e, *Quat. Res.* 58 (2002) 14–16.
- [16] D.G. Martinson, N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore, N.J. Shackleton, Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy, *Quat. Res.* 27 (1987) 1–29.
- [17] J. Imbrie, J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell, N. Shackleton, The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in: A. Berger et al. (Eds.), *Milankovitch and Climate, Part I*, Reidel, Boston, MA, 1984, pp. 269–305.
- [18] L. De Abreu, N.J. Shackleton, J. Schönfeld, M. Hall, M. Chapman, Millennial scale oceanic climate variability off the western Iberian margin during the last two glacial periods, *Mar. Geol.* 196 (2003) 1–20.
- [19] P. Rochette, F. Vadeboin, L. Clochard, Rock magnetic application of Halbach cylinders, *Phys. Earth Planet. Inter.* 4026 (2001) 1–9.
- [20] R. Day, M. Fuller, V.A. Schmidt, Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.* 13 (1997) 260–267.
- [21] J.W. King, S.K. Banerjee, J. Marvin, O. Ozdemir, A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain-size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.* 59 (1982) 404–419.
- [22] J.W. King, S.K. Banerjee, J. Marvin, A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years, *J. Geophys. Res.* 88 (1983) 5911–5921.
- [23] P. Rochette, M. Jackson, C. Aubourg, Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of susceptibility, *Rev. Geophys.* 30 (1992) 209–226.
- [24] K. Schwehr, L. Tauxe, Characterization of soft-sediment deformation Detection of cryptoslumps using magnetic methods, *Geology* 31 (2003) 203–206.
- [25] N. Thouveny, K.M. Creer, I. Blunk, Extension of the Lac du Bouchet palaeomagnetic record over the last 120,000 years, *Earth Planet. Sci. Lett.* 97 (1990) 140–161.
- [26] T. Williams, N. Thouveny, K.M. Creer, A normalised intensity record from Lac du Bouchet: geomagnetic paleointensity for the last 300 ka?, *Earth Planet. Sci. Lett.* 156 (1998) 33–46.
- [27] L. Tauxe, Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice, *Rev. Geophys.* 31 (1993) 319–354.
- [28] N. Sigiura, ARM, TRM and magnetic interactions: concentration dependence, *Earth Planet. Sci. Lett.* 42 (1979) 451–455.
- [29] T. Nishitani, M. Kono, Effect of low temperature oxidation on the remanence properties of titanomagnetites, *J. Geomagn. Geoelectr.* 41 (1989) 19–38.
- [30] L. Tauxe, T. Pick, Y. Kok, Relative paleointensity in sediments: a pseudo-Thellier approach, *Geophys. Res. Lett.* 22 (1995) 2885–2888.
- [31] J.P. Valet, L. Meynadier, A comparison of different techniques for relative paleointensity, *Geophys. Res. Lett.* 25 (1998) 89–92.
- [32] L. Tauxe, G. Wu, Normalized remanence in sediments of the western equatorial pacific: relative paleointensity of the geomagnetic field?, *J. Geophys. Res.* 95 (1990) 12337–12350.
- [33] W.S. Cleveland, S.J. Devlin, Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting, *J. Am. Stat. Assoc.* 403 (1988) 596–610.
- [34] Y.S. Kok, L. Tauxe, Long- τ VRM and relative paleointensity estimates in sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.* 168 (1999) 145–158.
- [35] J.P. Valet, Time variations in geomagnetic intensity, *Rev. Geophys.* 41 (2003) 1–44.
- [36] L. Tauxe, J.J. Love, Paleointensity in Hawaiian Scientific Drilling Project Hole (HSDP2): Results from submarine basaltic glass, *Geochemist. Geophys. Geosyst.* 4 (2003) 8702, doi:10.1029/2001GC000276.
- [37] J.S. Gee, S.C. Cande, J.A. Hildebrand, K. Donnelly, R.L. Parker, Geomagnetic intensity variations over the past 780 kyr obtained from near-seafloor anomalies, *Nature* 408 (2000) 827–832.
- [38] M. McElhinny, W.E. Senanayake, Variations in the geomagnetic dipole 1. The past 50,000 years, *J. Geomagn. Geoelectr.* 34 (1982) 39–51.
- [39] S. Yang, H. Odah, J. Shaw, Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12,000 years, *Geophys. J. Int.* 140 (2000) 158–162.
- [40] N. Teanby, C. Laj, D. Gubbins, M. Pringle, A detailed paleointensity and inclination record from drill core SOH1 on Hawaii, *Phys. Earth Planet. Inter.* 131 (2002) 101–140.
- [41] J.E.T. Channel, Geomagnetic paleointensity and directional secular variation at Ocean Drilling Program (ODP) site 984 (Bjorn drift) since 500 ka: comparison with ODP site 983 (Gardar drift), *J. Geophys. Res.* 104 (1999) 22937–22951.
- [42] E. Tric, C. Laj, J.P. Valet, P. Tucholka, M. Paterne, F. Guichard, The Blake geomagnetic event: transition geometry, dynamical characteristics and geomagnetic significance, *Earth Planet. Sci. Lett.* 102 (1991) 1–13.
- [43] N. Bonhommet, J. Babkine, Sur la présence d’aimantations inverses dans la Chaîne des Puys-Massif Central, France, *C.R. Acad. Sci. Paris* 264 (1967) 92.
- [44] P. Vlag, N. Thouveny, D. Williamson, P. Rochette, F. Ben-Atig, Evidence for a geomagnetic excursion recorded in the sediments of Lac St. Front, France: A link with the Laschamp excursion?, *J. Geophys. Res.* 101 (1996) 28211–28230.
- [45] P. Vlag, N. Thouveny, P. Rochette, Synthetic and sedimentary records of geomagnetic excursions, *Geophys. Res. Lett.* 24 (1997) 723–726.
- [46] R.S. Coe, J.C. Liddicoat, Overprinting of natural magnetic remanence in lake sediments by subsequent high intensity field, *Nature* 367 (1994) 57–59.
- [47] D. Kent, S.R. Hemming, B.D. Turrin, Laschamp excursion

- sion at Mono lake?, *Earth Planet. Sci. Lett.* 6121 (2002) 1–14.
- [48] J. Peck, J.W. King, S.M. Colman, V.A. Kravchinsky, An 84 kyr paleomagnetic record from the sediments of Lake Baikal, Siberia, *J. Geophys. Res.* 101 (1996) 11365–11385.
- [49] K.M. Creer, P. Readman, A.M. Jacobs, Palaeomagnetic and paleontological dating of a section at Gioia Tauro, Italy: identification of the Blake event, *Earth Planet. Sci. Lett.* 50 (1980) 289–300.
- [50] X.M. Fang, J.J. Li, R. Van der Voo, C. Mac Niocaill, X.R. Dai, R.A. Kemp, E. Derbyshire, J.-X. Cao, J.-M. Wang, G. Wang, A record of the Blake event during the last interglacial paleosol in the western plateau of China, *Earth Planet. Sci. Lett.* 146 (1997) 73–82.
- [51] H. Oda, K. Nakamura, K. Ikehara, T. Nakano, M. Nishimura, O. Khlystov, Paleomagnetic record from Academician ridge, Lake Baikal: a reversal excursion at the base of marine oxygen isotope stage 6, *Earth Planet. Sci. Lett.* 202 (2002) 117–132.
- [52] E. Herrero-Bervera, C.E. Helsley, A.M. Sarna-Wojcicki, K.R. Lajoie, C.E. Meyer, M.O. McWilliams, R.M. Negri, B.D. Turrin, J.M. Donnelly-Nolan, J.C. Liddicoat, Age and correlation of a paleomagnetic episode in the western united states by Ar-40/Ar-39 dating and tephrochronology: the Jamaica, Blake or a new polarity episode?, *J. Geophys. Res.* 99 (1994) 24091–24103.
- [53] P. Shane, T. Black, J. Westgate, Isothermal plateau fission-track age for a paleomagnetic excursion in the Mamaku ignimbrite, New Zealand and implication for late Quaternary stratigraphy, *Geophys. Res. Lett.* 21 (1994) 1695–1698.
- [54] M. McWilliams, Global correlation of the 223 ka Pringle Falls Event, *Int. Geol. Rev.* 43 (2001) 191–195.
- [55] C. Langereis, M.J. Dekkers, G.J. de Lange, M. Paterne, P.J.M. van Santvoort, Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an Eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes, *J. Geophys. Res.* 129 (2000) 75–94.
- [56] N. Kawai, K. Yaskawa, T. Nakajima, M. Torii, S. Horie, Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from lake Biwa, *Proc. Jpn. Acad.* 48 (1972) 186–190.
- [57] S. Roger, J.L. Beaulieu, G. Féraud, N. Thouveny, M. Reille, C. Coulon, T. Williams, V. Andrieu, Ar/Ar dating of tephra of the Velay Maars: implications for paleoclimatic land-sea correlation, *Earth Planet. Sci. Lett.* 170 (1999) 287–299.
- [58] D. Kent, J. Carlu, A negative test of orbital control of geomagnetic reversals and excursions, *Geophys. Res. Lett.* 28 (2001) 3561–3564.
- [59] Y. Yokoyama, T. Yamazaki, Geomagnetic paleointensity variation with a 100 kyr quasi-period, *Earth Planet. Sci. Lett.* 181 (2000) 7–14.
- [60] T. Yamazaki, H. Oda, Orbital influence on Earth's magnetic field 100,000-year periodicity in inclination, *Science* 295 (2002) 2435–2438.
- [61] F.C. Bassinot, L.D. Labeyrie, E. Vincent, X. Quidelleur, N.J. Shackleton, Y. Lancelot, Astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama reversal, *Earth Planet. Sci. Lett.* 16 (1995) 91–108.
- [62] D. Paillard, L. Labeyrie, P. Yiou, MacIntosh program performs time series analysis, *EOS Trans. AGU* 77 (1996) 379.

Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ signature of the Laschamp excursion: A tool for global synchronisation of paleoclimatic archives

G. Leduc*, N. Thouveny, D.L. Bourlès, C.L. Blanchet, J.T. Carcaillet

*Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), Europôle Méditerranéen de l'Arbois,
BP 80, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France*

Received 11 July 2005; received in revised form 9 February 2006; accepted 3 March 2006

Available online 19 April 2006

Editor: V. Courtillot

Abstract

Authigenic ^{10}Be and ^9Be isotope concentrations have been measured in marine sediments deposited between 10 and 60 ka BP in the western equatorial Pacific and their ratio compared to the geomagnetic relative paleointensity (RPI) record obtained from the same core [C.L. Blanchet, N. Thouveny, T. de Garidel-Thoron, New evidences of geomagnetic moment lows between 30 and 45 ka BP from a sedimentary sequence of the west equatorial Pacific, *Quat. Sci. Rev.* (in press)]. Over the studied time interval, dated by radiocarbon and oxygen isotope stratigraphy, three periods of reduced RPI occurring at ~ 32 , 37 and 45 ka, according to the constructed age model, are concomitant with three significant increases in atmospheric ^{10}Be production. Since the most prominent $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak necessarily results from the weakest geomagnetic moment event, i.e. that associated with the Laschamp excursion, we assign to this cosmogenic nuclide event the age of the Laschamp excursion (i.e. 40.4 ± 2.0 ka BP) [H. Guillou, B.S. Singer, C. Laj, C. Kissel, S. Scaillet, B.R. Jicha, On the age of the Laschamp geomagnetic excursion, *Earth Planet. Sci. Lett.* 227 (2004) 331–343].

Cosmogenic nuclide production peaks provide critical complementary evidence for the identification of geomagnetic dipole lows linked to excursions and constitute accurate markers for global intercorrelation of paleoclimatic archives.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: cosmogenic nuclides; geomagnetic field intensity; Laschamp excursion; correlation of geological records

1. Introduction

The geomagnetic field modulation of the production rate of cosmogenic nuclides (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl ...) in the atmosphere theoretically follows a negative power law relation [3,4,5]. This has been experimentally supported by authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ measurements performed on Portuguese margin sedimentary sequences covering the last 300 ka [6], as well as by authigenic

$^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ measured on sedimentary cores that cover the last 200 ka and that are globally distributed [7]. This relationship has been further strengthened by comparisons of paleointensity or VDM variations with cosmogenic nuclide variations over the last 1.3 Ma [8,9]. These comparisons showed that significant cosmogenic nuclide enhancements systematically occurred at the time of excursions or reversals, independently of paleoclimatic conditions (see Fig. 3 in [9]). Thus, whilst it cannot be excluded, environmental and/or climatic influences on the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigenic ratio appear to be negligible. The attempts to model

* Corresponding author. Tel.: +33 4 42 97 15 98.

E-mail address: leduc@cerge.fr (G. Leduc).

atmospheric ^{14}C production rate variations using proxies of the geomagnetic moment appear then to be relevant [10–13].

During the last glacial–interglacial cycle, the Laschamp and Mono Lake excursions –dated at 40.4 ± 2.0 [2] and between 31.5 and 33.3 ka BP [14], respectively– correspond to enhanced ^{10}Be deposition rates in marine sediments [15,16]. This increase is consistent with the record of an increase of the cosmogenic ^{36}Cl deposition rate along the Summit GRIP ice core [17]. Recently, a compilation of ^{10}Be and ^{36}Cl fluxes over the last 60 ka BP in Summit ice cores [12,13] confirmed an enhancement of ^{10}Be flux at ~ 38 ka BP using the chronology of Johnsen et al. [18], later revised to an older age of at least 41 ka using the updated GRIP chronology of Johnsen et al. [19]. This enhancement is related to the VDM collapse linked with the Laschamp geomagnetic excursion [20]. The Vostok ice core is also marked by a pronounced increase of ^{10}Be flux at ~ 37 ka [20,21], using the GT4 time scale of Petit et al. [22]. Because of the short atmospheric residence time of ^{10}Be (~ 1 yr), terrestrial records of these ^{10}Be enhancements should be synchronous. Thus, the ^{10}Be peaks recorded in the Greenland and Antarctic ice cores, as well as in marine sediment cores, result from the same geomagnetic phenomenon and can be used to synchronise the paleoclimatic records [20,23]. Therefore, high-resolution chemical stratigraphic studies at the regional scale are necessary to better constrain the global response of cosmogenic nuclides production rates to the geomagnetic signal.

In the present study, beryllium isotopes were measured along a sedimentary core from the west-equatorial Pacific region in which a previous paleomagnetic study [1] allowed identifying multiple drops of the RPI within the Marine Isotope Stage 3.

2. Methodology

2.1. Core description

Core MD97-2134 (22 m long; Lat. $09^\circ 54.5$ S; Long. $144^\circ 39.5$ E; 760 m water depth) was collected with the Calypso corer of the French R.V. Marion Dufresne during the IMAGES III campaign. The core was taken off the south-eastern margin of New-Guinea, in the vicinity of the Fly river estuary. The sequence consists of carbonates deposited through the Holocene (0 to ~ 250 cm) and green-grey hemipelagic clays, deposited during marine isotope stages 2 and 3 (~ 250 cm to ~ 1500 cm). A 66 cm thick bed composed of two tephra layers is interbedded between 616–630 and 636–682 cm.

2.2. Summary of paleomagnetic results

Paleomagnetic results fully described in Blanchet et al. [1] are summarized here. The natural remanent magnetization (NRM) and artificially induced magnetizations were continuously measured along core MD97-2134 in order to reconstruct past variations of the intensity and direction of the geomagnetic field. The relative paleointensity (RPI) index was obtained by normalizing NRM intensities by the anhysteretic remanent magnetization (ARM) intensities, which are the best estimates of the concentration of ferromagnetic grains able to align their magnetic moments along the geomagnetic field lines. The NRM/ARM ratio was computed after alternating field (AF) demagnetization at 30 mT (Fig. 1a). Three major RPI lows at 450–500 cm, 700–750 cm and 1000–1050 cm depth, document three successive phases of low geomagnetic moment that should theoretically result in ^{10}Be atmospheric production peaks. As discussed in Blanchet et al. [1], both inclination and declination (Fig. 1b, c) record large amplitude directional swings at the same depth as the three RPI lows, particularly at 1000–1025 cm. Extreme paleomagnetic poles positions, however, do not exceed the conventional limit separating the paleosecular variation domain from the excursion domain (i.e. a colatitude of 45°). As emphasized in [1], the major RPI low occurs within an interval of low magnetic susceptibility (Fig. 1d) linked with a reducing environment favouring partial dissolution of magnetic minerals. The beryllium isotope sampling strategy was based on the RPI results; the sampling resolution was increased in the vicinity of the low RPI intervals.

2.3. Extraction and measurements of Beryllium isotopes

Authigenic Beryllium isotopes were extracted from dried and crushed sediments using a 0.04 M $\text{NH}_2\text{OH}\cdot\text{HCl}$ in a 25% acetic acid leaching solution and following the procedure fully described by Boursès et al. [24].

After removal of a 2 ml aliquot for ^9Be measurements, the remaining leachate was spiked with 300 μl of a 10^{-3} g g $^{-1}$ ^9Be solution. For ^{10}Be measurements, this spiked solution was finally purified by solvent extractions of Be acetylacetonate in that presence of EDTA followed by precipitations of $\text{Be}(\text{OH})_2$ at pH 8.5 and rinsing. The final precipitate, dissolved in a few drops of HNO_3 , is dried and heated at 1000°C to obtain BeO .

^9Be concentrations were measured by graphite furnace atomic absorption spectrophotometry (at CER-EGE on a Hitachi Z-8200) using a Zeeman effect background correction. The reproducibility of standard

addition absorptions and the fit of standard addition lines were then used to determine ^9Be uncertainties. ^{10}Be concentration is deduced from the spiked $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios measured by AMS at the Tandem facility in Gif-sur-Yvette. The presented data were calibrated directly against the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ standard of the National Institute of Standards and Technology (NIST) standard reference

material (SRM) 4325 ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be}=2.68 \cdot 10^{-11}$). ^{10}Be uncertainties result from statistical uncertainties linked to the number of ^{10}Be events detected coupled to a 5% analytical uncertainty deduced from the reproducibility of the standard through the measurement sequences. Propagation of the ^{10}Be and ^9Be uncertainties ultimately determines the uncertainty linked to the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio.

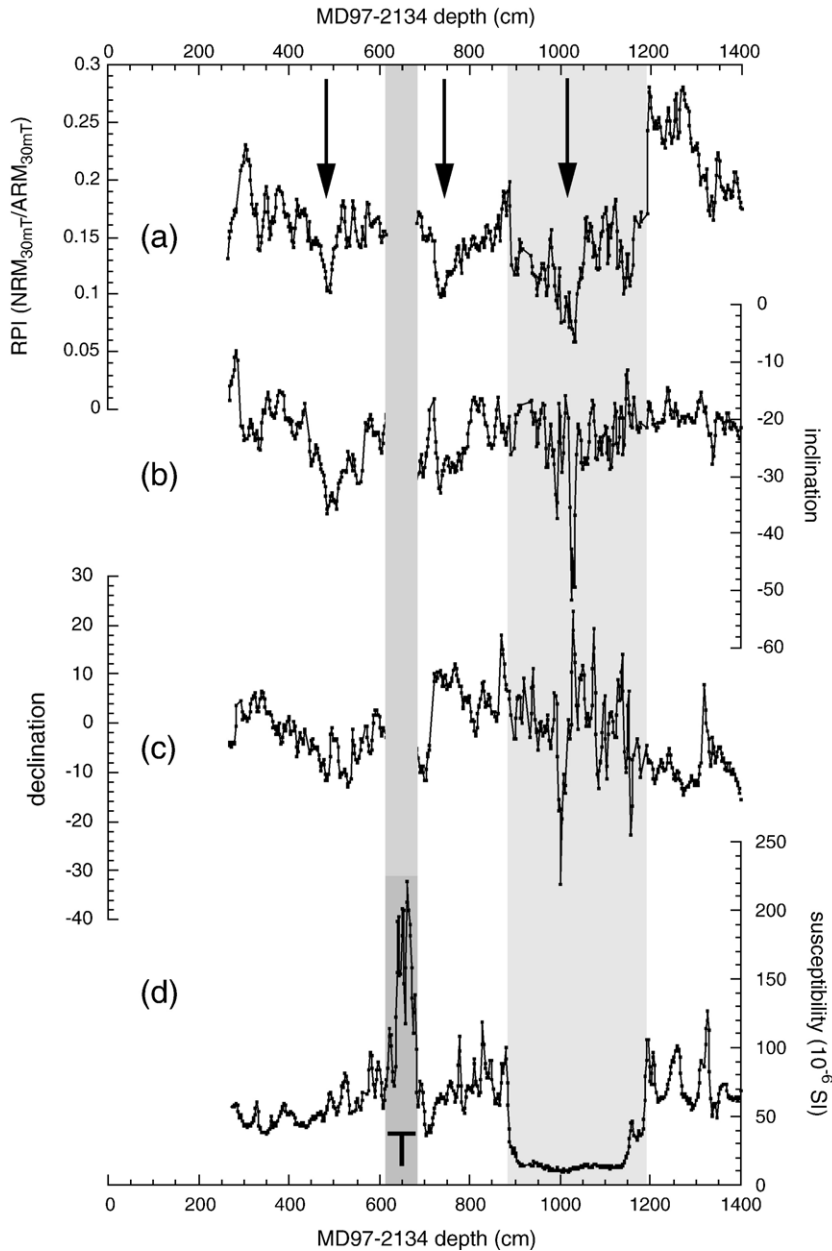


Fig. 1. Paleomagnetic and rock magnetic parameters as a function of depth along core MD97-2134 [1]. The core depth scale has been corrected for several voids due to gas expansion during core extraction (a) NRM/ARM ratio at 30 mT AF demagnetization used as a relative paleointensity (RPI) indicator, (b) inclination ($^{\circ}$) at 30 mT AF, (c) declination ($^{\circ}$) at 30 mT AF and (d) magnetic susceptibility measured on Uchannel series. Black arrows show the three main decreases of the RPI. Light grey area corresponds to the depth interval affected by low susceptibilities. Dark grey area indicates the position of the tephra layer (T).

2.4. Normalization procedure

^{10}Be concentrations measured in marine sediments not only depend on ^{10}Be production rates but also on environmental conditions affecting the chemical and granulometric composition of the sediments [24–26]. Notably, the absolute ^{10}Be concentration of marine sediments is inversely proportional to their carbonate contents [27–29], and proportional to the specific surface of the settling particles, which implies that the total ^{10}Be absolute concentration is meaningless. In order to account for these environmental effects, normalization procedures are required. Both cosmogenic ^{10}Be and stable ^9Be isotopes have the same chemistry but different sources [30]. ^{10}Be is produced in the atmosphere and transferred to the ocean in soluble form [31], while ^9Be is introduced by the detrital inputs of which a small fraction is solubilized. Only the soluble form of both beryllium isotopes can thus be homogenized in the water column before deposition. It has effectively been demonstrated that the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of the authigenic phase from marine sediments – i.e. the fraction due to adsorption from the water column onto particles – represents the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of soluble Be in the deep ocean at the time of deposition [24]. Since the publication of [24], authigenic ^9Be has commonly been used to normalize the authigenic ^{10}Be concentrations in deep-sea sediments [6,15,16,24] and the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio considered as the most appropriate proxy of the atmospheric ^{10}Be production rate. The authigenic ^9Be concentration is most likely more appropriate than the mass of the authigenic fraction (proposed by McHargue and Donahue [32]) to normalize authigenic ^{10}Be concentration. Although both isotope concentrations similarly depend on the particle specific surface, this may not be the case for the total authigenic mass that might also depend on the nature of the settling particles. In addition it remains to be explained why and demonstrated how normalization to the total authigenic mass might be representative of the conditions at the time of deposition.

3. Results

The beryllium isotope concentrations and their ratios are presented in Table 1 and compared to the RPI curve in Fig. 2.

3.1. Authigenic ^{10}Be and ^9Be concentrations

^{10}Be concentrations in the studied sediments vary from 2 to $13.10^{-15}\text{ g g}^{-1}$ (Fig. 2a). Three maxima of

authigenic ^{10}Be are recorded at ~ 480 , ~ 730 and $\sim 1020\text{ cm}$; two of them show a doubling of the

Table 1

Be isotope concentrations and $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio along core MD97-2134 (see text for details)

Corrected depth (cm)	^{10}Be ($\cdot 10^{-15}\text{ g g}^{-1}$)	^9Be ($\cdot 10^{-9}\text{ g g}^{-1}$)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ($\cdot 10^{-6}$)
300	6.82 ± 0.40	6.25 ± 0.24	1.09 ± 0.08
306	7.20 ± 0.45	4.87 ± 0.18	1.48 ± 0.11
320	7.77 ± 0.85	5.93 ± 0.20	1.31 ± 0.15
354	8.69 ± 0.69	5.70 ± 0.21	1.52 ± 0.13
374	8.86 ± 1.09	4.66 ± 0.20	1.90 ± 0.25
396	8.60 ± 0.50	7.56 ± 0.26	1.14 ± 0.08
420	9.29 ± 0.58	4.56 ± 0.17	2.03 ± 0.15
460	9.03 ± 0.51	5.60 ± 0.30	1.61 ± 0.12
476	11.14 ± 0.72	4.28 ± 0.12	2.61 ± 0.19
482	9.54 ± 0.51	4.85 ± 0.25	1.97 ± 0.15
484	10.69 ± 0.72	4.02 ± 0.18	2.66 ± 0.21
488	9.43 ± 0.54	7.70 ± 0.11	1.23 ± 0.07
492	9.15 ± 0.52	3.80 ± 0.45	2.41 ± 0.32
506	7.47 ± 0.53	5.85 ± 0.26	1.28 ± 0.11
522	6.54 ± 0.38	8.67 ± 0.34	0.75 ± 0.05
548	6.88 ± 0.38	7.01 ± 0.22	0.98 ± 0.06
608	5.55 ± 0.32	8.82 ± 0.39	0.63 ± 0.05
694	6.25 ± 0.34	9.78 ± 0.05	0.64 ± 0.04
712	10.51 ± 0.60	7.62 ± 0.27	1.38 ± 0.09
722	12.31 ± 0.65	6.86 ± 0.36	1.79 ± 0.13
732	14.70 ± 0.87	4.37 ± 0.17	3.36 ± 0.24
736	11.54 ± 0.64	5.87 ± 0.28	1.97 ± 0.14
738	12.36 ± 0.86	5.05 ± 0.06	2.45 ± 0.17
742	11.15 ± 0.59	6.25 ± 0.38	1.79 ± 0.14
748	8.83 ± 0.57	8.32 ± 0.31	1.06 ± 0.08
770	5.03 ± 0.31	13.89 ± 0.12	0.36 ± 0.02
802	3.99 ± 0.23	7.94 ± 0.24	0.50 ± 0.03
862	3.71 ± 0.22	4.96 ± 0.27	0.75 ± 0.06
886	3.08 ± 0.19	7.72 ± 0.37	0.40 ± 0.03
900	2.03 ± 0.13	11.46 ± 0.34	0.18 ± 0.01
934	2.04 ± 0.13	9.88 ± 0.19	0.21 ± 0.01
964	3.40 ± 0.23	13.03 ± 0.07	0.26 ± 0.02
976	5.56 ± 0.42	11.57 ± 0.85	0.48 ± 0.05
986	6.51 ± 0.38	6.52 ± 0.23	1.00 ± 0.07
990	7.53 ± 0.57	6.07 ± 0.23	1.24 ± 0.10
994	6.19 ± 0.39	6.90 ± 0.31	0.90 ± 0.07
1000	7.19 ± 0.61	6.60 ± 0.48	1.09 ± 0.12
1008	6.56 ± 0.38	9.04 ± 0.49	0.73 ± 0.06
1016	7.13 ± 0.63	6.73 ± 0.34	1.06 ± 0.11
1026	5.46 ± 0.37	6.30 ± 0.26	0.87 ± 0.07
1032	5.51 ± 0.33	10.46 ± 0.17	0.53 ± 0.03
1036	5.44 ± 0.48	4.85 ± 0.32	1.12 ± 0.12
1040	4.42 ± 0.29	7.71 ± 0.19	0.57 ± 0.04
1056	3.88 ± 0.26	9.18 ± 0.29	0.42 ± 0.03
1090	4.11 ± 0.28	6.95 ± 0.27	0.59 ± 0.05
1122	4.18 ± 0.28	8.17 ± 0.36	0.51 ± 0.04
1128	4.74 ± 0.33	6.73 ± 0.28	0.70 ± 0.06
1154	4.33 ± 0.30	9.17 ± 0.43	0.47 ± 0.04
1176	3.95 ± 0.28	8.00 ± 0.42	0.49 ± 0.04
1254	3.15 ± 0.19	10.12 ± 0.28	0.31 ± 0.02
1286	4.65 ± 0.34	7.09 ± 0.20	0.66 ± 0.05

authigenic ^{10}Be concentration, while the most prominent peak (~ 700 to 750 cm) shows a three fold increase.

The authigenic ^9Be concentrations vary from 5 to $13 \cdot 10^{-9} \text{ g g}^{-1}$ (Fig. 2b). The record presented shows a

long-term decrease of ^9Be concentrations. It should also be noted that, as expected from the highly particle reactive behaviour of Be, the ^{10}Be and ^9Be concentrations are not influenced by the dissolution of iron oxides

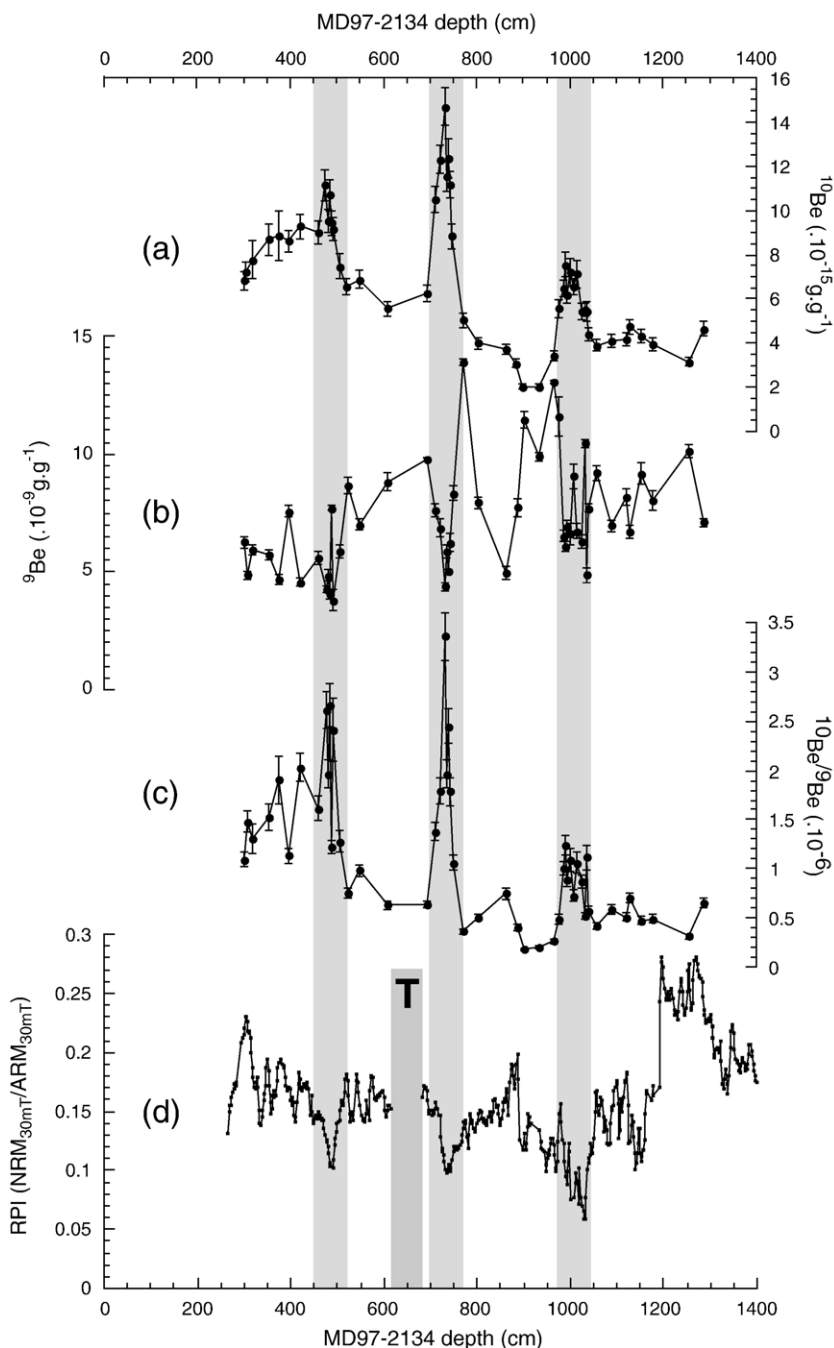


Fig. 2. Authigenic Be isotope concentrations as a function of depth along core MD97-2134. The core depth scale has been corrected for several voids due to gas expansion during core extraction. (a) Authigenic ^{10}Be concentrations, (b) authigenic ^9Be concentrations, (c) authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio, and (d) the RPI index. Light grey areas mark the three significant decreases of the RPI and their corresponding $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio increases. Dark grey area indicates the position of the tephra layer (T).

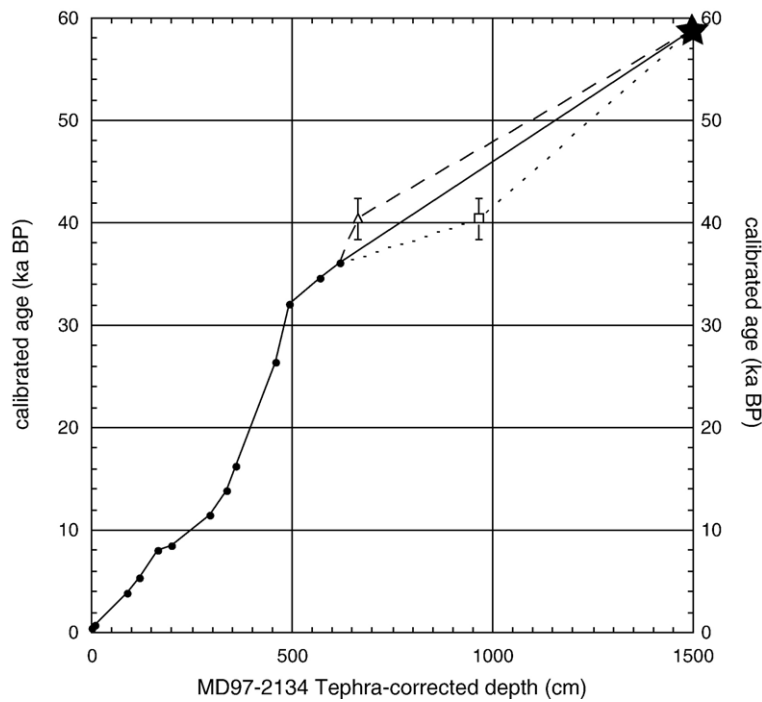


Fig. 3. Core MD97-2134 depth/age relationship [33] derived from radiocarbon measurements performed on planktonic foraminifera (black dots, see Table 2), and from the Marine Isotope Stage 3 boundary (black star) recorded by planktonic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ and dated at 59 ka [36]. The core depth scale has been corrected for several voids due to gas expansion during core extraction and further corrected for the 66 cm thick tephra layer located between 616 and 682 cm depth. Dashed lines indicate alternative depth/age relationship obtained by assigning the Laschamp RPI anomaly at ~730 cm depth (open triangle, this study) or at ~1020 cm depth (open square, [1]).

shown by the low magnetic susceptibility between 880 and 1180 cm depth.

3.2. Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio

After normalization, the three maxima of ^{10}Be concentration result in three maxima of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio (Fig. 2c). As previously discussed, this reflects increased production of cosmogenic nuclides rather than fluctuations in the efficiency of ^{10}Be scavenging that would also be marked by an enhanced ^9Be concentration. On the contrary, the ^9Be concentration appears to slightly decrease prior to the ^{10}Be increase, suggesting that both records may be anticorrelated, which is contradicted by a low (<0.4) correlation coefficient between the two isotopes.

The first significant authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio increase appears at ~480 cm depth in a narrow window of low RPI. The most prominent authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak is recorded at 700–750 cm, i.e. within a wide and marked RPI minimum. A minor but significant increase of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio occurs at 980–1050 cm, i.e. at the depth of the RPI drop

situated in the low susceptibility zone linked to iron oxide dissolution [1].

3.3. Age control

Following the strategy developed in [1], the depth/age relationship has been constructed considering the

Table 2
Calibrated ^{14}C ages [33] used to construct the age-depth transformation model of core MD97-2134

Corrected depth (cm)	^{14}C ages (yr)	1 σ error (yr)	Calibrated ^{14}C ages (yr)
0	780	60	418
9	1220	60	768
86	3880	60	3844
130	5050	70	5407
166	7630	70	8082
200	8040	80	8502
293	10,510	90	11,502
334	12,320	90	13,822
358	14,010	110	16,233
458	22,880	190	26,463
492	27,850	310	32,124
567	30,090	340	34,628
620	31,390	370	36,066

tephra between 616 and 682 cm depth as instantaneous deposits at the millennial scale; thus the depth scale has been corrected for this thickness before its transformation to a time scale.

The chronology of the sequence is mainly based on 13 radiocarbon ages obtained on the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* ([33], Fig. 3, Table 2). After correction of a 400 yr reservoir age, the radiocarbon ages were converted to calendar ages using the INTCAL98 calibration curve [34] back to 24 ka BP, and using the coral-based calibration of Bard et al. [35] beyond 24 ka BP (Table 2). The oldest age control point at ~59 ka BP [36] is the Marine Isotope Stage 4/3 boundary at ~1500 cm (tephra-corrected depth) in the $\delta^{18}\text{O}$ record of *G. ruber* [33]. The time scale was constructed by linear interpolation between the age control points.

4. Discussion and conclusion

The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ presents its most significant variations at (1) 30–32 ka BP, (2) 36–38 ka BP and (3) 44–45 ka BP (Fig. 4). This record is compared to the expected fluctuations of cosmogenic production rate using both the original and the corrected NRM/ARM ratio. Indeed, the RPI record published in [1] is affected by abrupt step-like drops at the limits of a marked low susceptibility zone (Fig. 1a), attributed to partial and selective dissolution of the magnetic carriers (see Section 5.2 in [1]). Therefore, the NRM/ARM ratio curve within this zone appears to be shifted downwards by at least a value of 0.055 that corresponds to the step value at the upper end of the low susceptibility zone, and was thus corrected for such a value before computing the expected ^{10}Be production rate (Fig. 4).

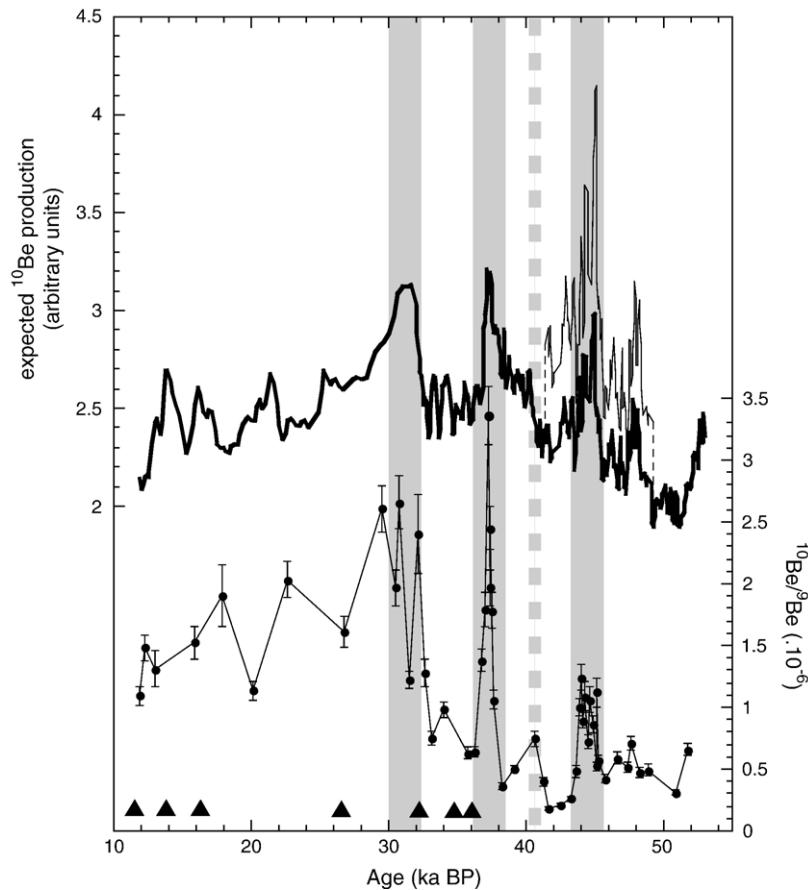


Fig. 4. Comparison of the expected variations of the ^{10}Be production (upper panel) and of the measured authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio (bottom panel), as a function of time. The expected ^{10}Be production is calculated from the relationship described in [4] using the uncorrected (thin line) and corrected (thick line) RPI data [1] (see text for details). Grey areas show the three significant decreases of the RPI and their corresponding enhancement of ^{10}Be production. A grey dashed line has been drawn at the age of the Laschamp excursion [2]. Black triangles along the age axis correspond to the calibrated ^{14}C AMS dates.

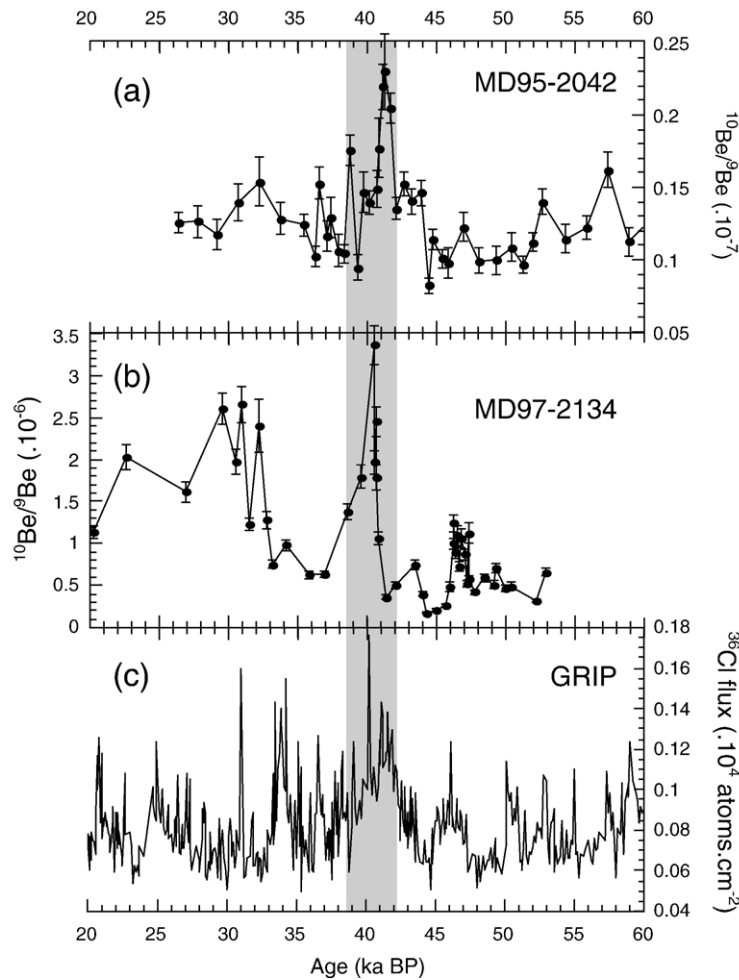


Fig. 5. Comparison of (a) the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of the Portuguese margin core MD95-2042 [6], (b) the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of core MD97-2134 (this work), and (c) the ^{36}Cl flux in the GRIP ice core [11,17] on their respective time scales. The grey area corresponds to the 40.4 ± 2.0 ka BP time interval [2].

Expected ^{10}Be production rate curves were obtained using the following relationship:

$$(P/P_0) = (M/M_0)^{-0.5}$$

where P is the calculated cosmogenic nuclide production rate, M is the RPI value and both P_0 and M_0 are, respectively, the present production rate and the present geomagnetic moment values arbitrarily set to 1. The temporal variations of the modelled ^{10}Be production rate using the corrected NRM/ARM ratio, and of the measured authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios show similar trends (Fig. 4). Both curves document a long-term increase between 50 ka and 30 ka BP, on which abrupt increases are superimposed. A long-term decrease is then documented from 30 to 10 ka BP. At 44–46 ka BP, the enhancement in the corrected expected authigenic

$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio is expressed by a significant, though small amplitude peak of the measured ratio. At 36–38 ka BP, the expected authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio enhancement is well expressed by a large amplitude peak of the measured ratio. At 30–32 ka BP, the expected and the measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio both significantly increase.

The theoretically based [3–5] and demonstrated [6,7,9,26] power law linkage between the ^{10}Be production rate and the geomagnetic field intensity implies that the maximum $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios recorded at 37 ka BP (Fig. 4) should be interpreted as the result of ^{10}Be production enhancements induced by the lowest dipole moment values recorded in the studied time interval, i.e. those linked to the Laschamp excursion [6,11,37].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar ages recently obtained on the Laschamp and Olby lava flows, yielding an average

age of 40.4 ± 2.0 ka BP [2], are in perfect agreement with the occurrence of ^{10}Be and ^{36}Cl flux maxima in the Summit ice cores during interstadial 10 dated at ~ 41 ka BP in the GISP2 chronology [38] and in the recently revised ss09sea GRIP chronology [19]. Therefore, in contrast with the correlation established in [1], we assign the age of 40.4 ± 2.0 ka BP to the maximum $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio located at ~ 664 cm (tephra corrected depth) (Fig. 3).

The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of core MD97-2134 on its corrected time scale is compared to two cosmogenic nuclide reference records on their own chronologies (Fig. 5): (1) the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of core MD95-2042 [6] and (2) the ^{36}Cl flux record of the GRIP ice core [13,17]. In core MD95-2042, the maximum authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak linked to the Laschamp occurs at 41.2 ka BP (Fig. 5a). In the GRIP core, the revised chronology (ss09sea, [19]) sets the maximum ^{36}Cl flux peak between 40 and 42 ka BP (Fig. 5c). The assignment of the maximum $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak to an age of 40.4 ± 2.0 ka BP (Fig. 5b) allows a comparison to be made between the three records and identification of the two secondary authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peaks occurring between 30 and 32 ka BP and at 46–47 ka BP, respectively.

The calibrated radiocarbon age obtained just beneath the youngest cosmogenic nuclide production peak constrains its maximum age to 32.12 ± 0.31 ka, which permits a correlation with the low geomagnetic moment event linked to the Mono lake excursion dated at ~ 32 ka BP in the Mono lake sediments [14], and expressed in the GRIP ice core by a ^{36}Cl flux peak centred at ~ 34 ka BP. The oldest and weaker cosmogenic nuclide production peak at ~ 46 –47 ka BP in the MD97-2134 core has its counterpart at ~ 46 ka BP in the GRIP ^{36}Cl flux record.

The comparison of the three records thus shows that their only common feature is the significant cosmogenic nuclide production rate enhancement due to the dipole moment low linked to the Laschamp excursion.

The global synchronicity of the dipole moment lows recorded by cosmogenic nuclide and paleomagnetic signals, allows interhemispheric correlations to be established. In the Vostok ice core, the ^{10}Be flux peak [20,21] centred at ~ 37 ka BP according to the GT4 chronology of Petit et al. [22] should be assigned to the Laschamp dipole low centred at 40.4 ± 2 ka BP, allowing correction of the Vostok chronology as suggested by Parrenin et al. [23]. This strategy can be applied to intercorrelate high-resolution marine and continental paleoclimate records.

Despite the increase in available data, the atmospheric radiocarbon content remains controversial beyond 26 ka

BP [39]. The short atmospheric residence time and the long half-life (1500 ka) of ^{10}Be make it a particularly well-suited tool to constrain the origin and the timing of large amplitude $\Delta^{14}\text{C}$ variations during the highly variable dipole moment epoch ranging from 30 to 50 ka BP.

Acknowledgements

We thank Luc Beaufort, Chief of the IMAGE III “IPHIS” coring campaign, Yvon Balut, Chief of the operation on board of the R.V. Marion Dufresne and the I.P.E.V. (Institut Paul Emile Victor). Thanks are due to R. Braucher for his help with ^{10}Be measurements. ^{36}Cl data of the GRIP ice core were kindly provided by Jürg Beer. Three anonymous reviewers helped to improve the manuscript. The help of Christine Paillès and Simon Brewer improved the English expression.

References

- [1] C.L. Blanchet, N. Thouveny, T. de Garidel-Thoron, New evidences of geomagnetic moment lows between 30 and 45 ka BP from a sedimentary sequence of the west equatorial Pacific, *Quat. Sci. Rev.* (in press) (Available on the web at sciedirect.com).
- [2] H. Guillaud, B.S. Singer, C. Laj, C. Kissel, S. Scailliet, B.R. Jicha, On the age of the Laschamp geomagnetic excursion, *Earth Planet. Sci. Lett.* 227 (2004) 331–343.
- [3] W. Elsasser, E.P. Ney, J.R. Winckler, Cosmic-ray intensity and geomagnetism, *Nature* 178 (1956) 1226–1227.
- [4] D. Lal, Expected secular variations in the global terrestrial production rate of radiocarbon, in: E. Bard, W.S. Broecker (Eds.), *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies, Series I: Global Environmental Change*, vol. 2, 1992, pp. 114–126.
- [5] J. Masarik, J. Beer, Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere, *J. Geophys. Res.* 104 (1999) 12099–12111.
- [6] J.T. Carcaillet, D.L. Bourlès, N. Thouveny, M. Arnold, A high resolution authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin, *Earth Planet. Sci. Lett.* 219 (2004) 397–412.
- [7] M. Frank, B. Schwarz, S. Baumann, P.W. Kubik, M. Suter, A. Mangini, A 200 kyr record of cosmogenic radionuclide production rate and geomagnetic field intensity from ^{10}Be in globally stacked deep-sea sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.* 149 (1997) 121–129.
- [8] J.T. Carcaillet, N. Thouveny, D.L. Bourlès, Geomagnetic moment instability between 0.6 and 1.3 Ma from cosmogenic nuclide evidence, *Geophys. Res. Lett.* 30 (15) (2003) 1792, doi:10.1029/2003GL017550.
- [9] J.T. Carcaillet, D.L. Bourlès, N. Thouveny, Geomagnetic dipole moment and ^{10}Be production rate intercalibration from authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ for the last 1.3 Ma, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5 (2004) Q05006, doi:10.1029/2003GC000641.
- [10] C. Laj, C. Kissel, A. Mazaud, E. Michel, R. Muscheler, J. Beer, Geomagnetic field intensity, North Atlantic Deep Water circulation and atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ during the last 50 kyr, *Earth Planet. Sci. Lett.* 200 (2002) 177–190.

- [11] K. Huguen, S. Lehman, J. Southon, J. Overpeck, O. Marchal, C. Herring, J. Turnbull, ^{14}C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years, *Science* 304 (2004) 202–207.
- [12] R. Muscheler, J. Beer, G. Wagner, C. Laj, C. Kissel, G.M. Raisbeck, F. Yiou, P.W. Kubik, Changes in the carbon cycle during the last deglaciation as indicated by the comparison of ^{10}Be and ^{14}C records, *Earth Planet. Sci. Lett.* 219 (2004) 325–340.
- [13] R. Muscheler, J. Beer, P.W. Kubik, H.A. Synal, Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ^{10}Be and ^{36}Cl from the Summit cores and ^{14}C , *Quat. Sci. Rev.* 24 (2005) 1849–1860.
- [14] L. Benson, J. Liddicoat, J. Smoot, A. Sarna-Wojcicki, R. Negrini, S. Lund, Age of Mono Lake excursion and associated tephra, *Quat. Sci. Rev.* 22 (2003) 135–140.
- [15] L.M. McHargue, P.E. Damon, D.J. Donahue, Enhanced cosmic-ray production of ^{10}Be coincident with the Mono Lake and Laschamp geomagnetic excursions, *Geophys. Res. Lett.* 22 (5) (1995) 659–662.
- [16] G. Cini Castagnoli, A. Albrecht, J. Beer, G. Bonino, C. Shen, E. Callegari, C. Taricco, B. Dittich-Hannen, P. Kubik, M. Suter, G.M. Zhu, Evidence for enhanced ^{10}Be deposition in Mediterranean sediments 35ka BP, *Geophys. Res. Lett.* 22 (6) (1995) 707–710.
- [17] G. Wagner, J. Beer, C. Laj, C. Kissel, J. Masarik, R. Muscheler, H.A. Synal, Chlorine-36 evidence for the Mono Lake event in the Summit GRIP ice core, *Earth Planet. Sci. Lett.* 181 (2000) 1–6.
- [18] S.J. Johnsen, H.B. Clausen, W. Dansgaard, N.S. Gundestrup, C. U. Hammer, U. Andersen, K.K. Andersen, C.S. Hvidberg, D. Dahl-Jensen, J.P. Steffensen, H. Shoji, A.E. Sveinbjörnsdóttir, J. White, J. Jouzel, D. Fisher, The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 26397–26410.
- [19] S.J. Johnsen, D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, J.P. Steffensen, H. B. Clausen, H. Miller, V. Masson-Delmotte, A.E. Sveinbjörnsdóttir, J. White, Oxygen isotopes and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: camp century, dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP, *J. Quat. Sci.* 16 (2001) 299–307.
- [20] F. Yiou, G.M. Raisbeck, S. Baumgartner, J. Beer, C. Hammer, S. Johnsen, J. Jouzel, P.W. Kubik, J. Lestringuez, M. Stievenard, M. Suter, P. Yiou, Beryllium 10 in the Greenland ice core project ice core at summit, Greenland, *J. Geophys. Res.* 102 (C112) (1997) 26783–26794.
- [21] G.M. Raisbeck, F. Yiou, D. Bourlès, C. Lorius, J. Jouzel, N.I. Barkov, Evidence for two intervals of enhanced ^{10}Be deposition in Antarctic ice during the last glacial period, *Nature* 326 (1987) 273–277.
- [22] J.R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399 (1999) 429–436.
- [23] F. Parrenin, F. Rémy, C. Ritz, M.J. Siebert, J. Jouzel, New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core, *J. Geophys. Res.* 109 (2004) D20102, doi:10.1029/2004JD004561.
- [24] D.L. Bourlès, G.M. Raisbeck, F. Yiou, ^{10}Be and ^9Be in marine sediments and their potential for dating, *Geochim. Cosmochim. Acta* 53 (1989) 443–452.
- [25] R.F. Anderson, Y. Lao, W.S. Broecker, S.E. Trumbore, H.J. Hofmann, W. Wolfi, Boundary scavenging in the Pacific Ocean: a comparison of ^{10}Be and ^{231}Pa , *Earth Planet. Sci. Lett.* 96 (1990) 287–304.
- [26] C. Robinson, G.M. Raisbeck, F. Yiou, B. Lehman, C. Laj, The relationship between ^{10}Be and geomagnetic field strength records in central North Atlantic sediments during the last 80ka, *Earth Planet. Sci. Lett.* 136 (1995) 551–557.
- [27] J.R. Southon, T.L. Ku, D.E. Nelson, J.L. Reyss, J.C. Duplessy, J. S. Vogel, ^{10}Be in a deep-sea core: implications regarding ^{10}Be production changes over the past 420ka, *Earth Planet. Sci. Lett.* 85 (1987) 356–364.
- [28] W.U. Henken-Mellies, J. Beer, F. Heller, K.J. Hsü, C. Shen, G. Bonani, H.J. Hofmann, M. Suter, W. Wölfi, ^{10}Be and ^9Be in South Atlantic DSDP Site 519: relation to the geomagnetic reversals and to sediment composition, *Earth Planet. Sci. Lett.* 98 (1990) 267–276.
- [29] Z. Chase, R.F. Anderson, M.Q. Fleisher, P.W. Kubik, The influence of particle composition and particle flux on scavenging of Th, Pa and Be in the ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.* 204 (2002) 215–229.
- [30] E.T. Brown, C.I. Measures, J.M. Edmond, D.L. Bourlès, G.M. Raisbeck, F. Yiou, Continental input of beryllium to the oceans, *Earth Planet. Sci. Lett.* 114 (1992) 101–111.
- [31] R. Rama, P.K. Zutshi, Annual deposition of cosmic ray produced ^7Be at equatorial latitudes, *Tellus* 10 (1958) 99–103.
- [32] L.R. McHargue, D.J. Donahue, Effects of climate and the cosmic-ray flux on the ^{10}Be content of marine sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.* 232 (2005) 193–207.
- [33] T. de Garidel-Thoron, L. Beaufort, F. Bassinot, P. Henry, Evidence for large methane releases to the atmosphere from deep-sea gas-hydrate dissociation during the last glacial episode, *Proc. Natl. Acad. Sci.* 101 (25) (2004) 9187–9192.
- [34] M. Stuiver, P.J. Reimer, E. Bard, W. Beck, G. Burr, K. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. van der Plicht, M. Spurk, INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP, *Radiocarbon* 40 (1998) 1041–1083.
- [35] E. Bard, M. Arnold, B. Hamelin, N. Tisnerat-Laborde, G. Cabioch, Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals. An updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti, *Radiocarbon* 40 (1998) 1085–1092.
- [36] D.G. Martinson, N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore, N.J. Shackleton, Age dating and the orbital forcing theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy, *Quat. Res.* 27 (1987) 1–29.
- [37] N. Thouveny, J. Carcaillet, E. Moreno, G. Leduc, D. Nérini, Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400ka BP: a stacked record of sedimentary sequences of the Portuguese margin, *Earth Planet. Sci. Lett.* 219 (2004) 377–396.
- [38] M. Stuiver, P.M. Grootes, GISP2 oxygen isotope ratios, *Quat. Res.* 53 (2000) 277–284.
- [39] E. Bard, F. Rostek, G. Ménot-Combes, A better radiocarbon clock, *Science* 303 (2004) 178–179.

Résumé :**VARIATIONS TEMPORELLES DES CHANGEMENTS HYDROLOGIQUES DANS LA ZONE DU PACIFIQUE EST. APPROCHES GEOCHIMIQUES, ISOTOPIQUES ET MICROPALÉONTOLOGIQUES.**

Cette thèse a pour objectif l'étude des modes de connexions climatiques entre les basses et les hautes latitudes associés à la variabilité climatique rapide de la dernière période glaciaire. Elle est basée sur l'analyse géochimique de deux carottes de sédiments marins prélevées dans le Pacifique Est tropical. Les salinités des eaux de surface du Pacifique Est-équatorial sont estimées par des mesures du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques couplées à des paléothermomètres. Les variations de salinités régionales répondent à la migration latitudinale des zones de convection atmosphérique, permettant de tracer les transferts interocéaniques de vapeur d'eau via l'atmosphère depuis l'Atlantique vers le Pacifique. Les isotopes stables mesurés sur les foraminifères benthiques couplés à des mesures de géochimie organique ont permis d'interpréter ces enregistrements en termes de circulation océanique des eaux intermédiaires, et d'en déduire des modes de ventilation océanique dans le Pacifique.

TEMPORAL VARIATIONS OF HYDROLOGICAL CHANGES IN THE EASTERN PACIFIC. GEOCHEMICAL, ISOTOPIC AND MICROPALÉONTOLOGICAL APPROACHES

The objective of this thesis is to examine the modes of climatic connections between the low and high latitudes associated with rapid climatic variability of the last glacial period. This study is based on geochemical analysis of two marine sediment cores retrieved in the Eastern tropical Pacific. Eastern Equatorial Pacific sea surface salinities are estimated by combining $\delta^{18}\text{O}$ measurements performed on planktonic foraminifera and paleothermometers. The regional salinity variations respond to latitudinal migrations of atmospheric convection zones, allowing to track atmospheric moisture transport from the Atlantic to the Pacific. Stable isotopes measured on benthic foraminifera coupled to organic geochemistry measurements permit to interpret these records in terms of intermediate water oceanic circulation, and to deduce modes of oceanic ventilation within the Pacific.

Discipline :

Géosciences de l'environnement

Mots-clés :

foraminifères, isotopes stables, géochimie marine, Pacifique tropical, variabilité climatique rapide, dernière période glaciaire, zone de convergence intertropicale, zone de minimum d'oxygène

Centre de recherche :

C.E.R.E.G.E., Europôle de l'Arbois, BP 80,
13545 Aix en provence cedex 04