



HAL
open science

**Changements passés de la circulation océanique à
profondeur d'eau intermédiaire dans l'Océan Atlantique
à partir de l'étude micropaléontologique et géochimique
de carottes de sédiments marins depuis le Dernier
Maximum Glaciaire**

Solène Pourtout

► **To cite this version:**

Solène Pourtout. Changements passés de la circulation océanique à profondeur d'eau intermédiaire dans l'Océan Atlantique à partir de l'étude micropaléontologique et géochimique de carottes de sédiments marins depuis le Dernier Maximum Glaciaire. Océanographie. Université Paris-Saclay, 2023. Français. NNT : 2023UPASJ016 . tel-04206240

HAL Id: tel-04206240

<https://theses.hal.science/tel-04206240>

Submitted on 13 Sep 2023

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.

Changements passés de la circulation océanique à
profondeur d'eau intermédiaire dans l'Océan
Atlantique à partir de l'étude micropaléontologique et
géochimique de carottes de sédiments marins depuis
le Dernier Maximum Glaciaire

*Past changes in ocean circulation at intermediate water depth in the Atlantic Ocean
from micropaleontological and geochemical study of marine sediment cores since
the Last Glacial Maximum*

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n° 579 : Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et
géosciences (SMEMaG)

Spécialité de doctorat : Géosciences

Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes Référent : Faculté des
Sciences d'Orsay

Thèse préparée dans l'unité de recherche **GEOPS (Université Paris-Saclay, CNRS)**,
sous la direction de **Christophe COLIN**, Professeur, et le co-encadrement de **Sophie
SEPULCRE**, Maître de conférences.

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 6 Juillet 2023, par

Solène POURTOUT

Composition du Jury

Membres du jury avec voix délibérative

Giuseppe SIANI Professeur, Université Paris-Saclay	Président
Mary ELLIOT Professeure, Université de Nantes	Rapporteur & Examinatrice
Marie REVEL Maître de conférences HDR, Observatoire de la Côte d'Azur	Rapporteur
Jérôme BONNIN Maître de conférences, Université de Bordeaux	Examineur

Titre : Changements passés de la circulation océanique à profondeur d'eau intermédiaire dans l'Océan Atlantique à partir de l'étude micropaléontologique et géochimique de carottes de sédiments marins depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Mots clés : Masses d'eau intermédiaires Atlantique nord-est; Foraminifères benthiques; Dernière déglaciation; Isotopes stables; Rapports élémentaires; Isotopes du néodyme

Résumé : La circulation des eaux intermédiaires est un acteur clé de la circulation océanique globale et contribue à la variabilité de la Circulation Méridionale de Renversement Atlantique (AMOC) qui joue un rôle fondamental sur la régulation du climat. Cependant, la dynamique océanique aux profondeurs intermédiaires depuis le Dernier Maximum Glaciaire (LGM) reste controversée et doit encore être contrainte, notamment pour mieux comprendre les relations entre l'océan Atlantique et l'océan Austral à l'échelle glaciaire-interglaciaire ainsi que lors d'événements climatiques plus courts ayant notamment ponctué la Dernière Déglaciation (événements froids de Heinrich 1, HS1 et du Younger Dryas, YD). L'objectif de cette thèse est de reconstituer l'évolution de la circulation à profondeur d'eau intermédiaire depuis le LGM à partir de carottes de sédiments marins prélevés sur la marge Ibérique (SU92-28, 997m) et au Nord du banc de Porcupine (MD01-2461, 1153m). Ces sites sont idéalement situés pour reconstituer les variations de contribution des masses d'eau intermédiaires provenant du Nord et du Sud de l'Atlantique et de la mer Méditerranée. La combinaison de différents traceurs micropaléontologiques et géochimiques (assemblages de foraminifères benthiques, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, différence d'âges $\Delta^{14}\text{C}$, ϵNd et les rapports élémentaires) ont permis de reconstituer les changements hydrologiques à profondeur d'eau intermédiaire à haute résolution temporelle au cours des derniers 25ka.

Nos résultats montrent une contribution exclusivement des eaux de l'Atlantique Nord Glaciaire (GNAIW) bien ventilée, sans contribution de la mer Méditerranée (MSW) pendant le LGM aux deux sites. Au cours du HS1 et du YD, à la marge Ibérique, une incursion de l'eau antarctique intermédiaire (AAIW), en association avec des MSW sont enregistrées. Cependant, les assemblages faunistiques de la carotte MD01-2461, montrent la seule présence de MSW à 1153m au cours de à la fin du HS1 et pendant le YD. Au Bølling Allerød (BA) et à l'Holocène, un mélange entre les composantes Nord, Sud et MSW est enregistré sur la marge Ibérique tandis que seules les composantes Nord et MSW sont enregistrées au banc de Porcupine, traduisant la remise en route progressive de l'AMOC et la reconnexion entre les eaux de l'hémisphère Nord et Sud.

À la marge Ibérique, les enregistrements de Cd_w , Ba/Ca et U/Ca benthiques de l'espèce *C. pachyderma* dans l'Atlantique nord-est soutiennent qu'il y a eu de grandes variations dans la composition en nutriments et en $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ des eaux intermédiaires au cours des dernières 25 cal kyr BP. Les minimas de concentrations en nutriments associés aux maximas de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ ont lieu pendant le LGM, soulignant une contribution GNAIW. Les concentrations en nutriments les plus importantes ont lieu pendant le HS1 et le YD suggérant la présence des AAIW, caractérisé par les augmentations des concentrations en nutriments labiles (Cd_w) et réfractaires (Ba/Ca) et par la diminution du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. Le BA et l'Holocène sont caractérisés par des eaux de concentrations en nutriments plus pauvres que lors des maximas du HS1 et du YD mais plus élevées que pendant le LGM, associées au système de circulation de l'AMOC plus actif à l'échelle globale. Les reconstructions des températures des eaux intermédiaires (IWT) d'après le rapport Mg/Li de l'espèce *C. pachyderma* et de salinité des foraminifères benthiques (par combinaison des IWT avec le $\delta^{18}\text{O}$) à haute résolution de la marge Ibérique indiquent également des variations prononcées et de grandes amplitudes au cours des deux événements froids. De telles amplitudes dans les changements intermédiaires de température témoignent de la contribution accrue des MOW de plus, les salinités mettent en évidence un événement HS1 se divisant en deux phases, une première avec une incursion d'AAIW puis une seconde caractérisée par l'invasion des MOW.

Title : Past changes in ocean circulation at intermediate water depth in the Atlantic Ocean from micropaleontological and geochemical study of marine sediment cores since the Last Glacial Maximum

Keywords : North-east Atlantic intermediate water masses; Last deglaciation; Benthic foraminifera; Stable isotopes; Elemental ratios ; Neodymium isotopes

Abstract : Intermediate water circulation is a key player in global ocean circulation and contributes to the variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) which plays a fundamental role in climate regulation. However, the ocean dynamics at intermediate depths since the Last Glacial Maximum (LGM) remains controversial and still needs to be constrained, in particular to better understand the relationships between the Atlantic Ocean and the Southern Ocean at the glacial-interglacial scale as well as during shorter climatic events that notably punctuated the Last Deglaciation (cold events of Heinrich Stadial 1, HSI and Younger Dryas, YD). The objective of this thesis is to reconstruct the evolution of the circulation at intermediate water depth from the LGM from marine sediment cores taken from the Iberian margin (SU92-28, 997m) and north of the Porcupine bank (MD01-2461, 1153m). These sites are ideally located to reconstruct the variations in the contribution of intermediate water masses from the North and South of the Atlantic and the Mediterranean Sea. The combination of different micropaleontological and geochemical tracers (assemblages of benthic foraminifera, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, age difference $\Delta^{14}\text{C}$, ϵNd and elemental ratios) made it possible to reconstruct hydrological changes at intermediate water depth at high resolution temporal over the last 25ka.

Our results show an exclusively well-ventilated Glacial North Atlantic (GNAIW) contribution, with no contribution from the Mediterranean Sea Water (MSW) during the LGM at both sites. During HSI and YD, at the Iberian margin, an incursion of Antarctic Intermediate Water (AAIW), in association with MSW is recorded. However, the faunal assemblages from core MD01-2461 show the only presence of MSW at 1153m during HSI and YD. In Bølling Allerød (BA) and in the Holocene, a mixing between the North, South and MSW components is recorded on the Iberian margin while only the North and MSW components are recorded on the Porcupine bank, reflecting the gradual restart of the AMOC and the reconnection between the waters of the northern and southern hemisphere.

At the Iberian margin, benthic Cdw, Ba/Ca and U/Ca records from *C. pachyderma* in the northeast Atlantic support that there have been large variations in nutrient composition and $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ of intermediate waters during the last 25 cal kyr BP. Nutrient concentration minima associated with $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ maxima occur during the LGM, highlighting a GNAIW contribution. The highest nutrient concentrations occur during HSI and YD suggesting the presence of AAIW, characterized by increases in labile (Cdw) and refractory (Ba/Ca) nutrient concentrations and decreases in $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. The BA and Holocene are characterized by waters with lower nutrient concentrations than during the HSI and YD maxima but higher than during the LGM, associated with the more active AMOC circulation system on a global scale. Intermediate water temperature (IWT) reconstructions based on the Mg/Li ratio of *C. pachyderma* species and benthic foraminifera salinity (by combining IWTs with $\delta^{18}\text{O}$) at high resolution of the Iberian margin also indicate pronounced and large amplitude variations during the two cold events. Such amplitudes in the intermediate temperature changes testify to the increased contribution of MOWs moreover the salinities highlight an HSI event dividing into two phases, a first with an incursion of AAIW then a second characterized by the invasion of MOWs.

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE 1 : ÉTAT DE L'ART	9
1. GENERALITES SUR LES VARIATIONS CLIMATIQUES DU QUATERNAIRE	10
2. ROLE DE LA CIRCULATION OCEANIQUE SUR LE CLIMAT	14
3. IMPACT DES VARIATIONS GLOBALES DU CYCLE DU CARBONE.....	29
CHAPITRE 2 : MATERIEL ET METHODES.....	45
1. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	46
2. MATERIEL.....	56
3. METHODES.....	59
CHAPITRE 3 : CHANGES IN THE SOURCES AND DYNAMICS OF INTERMEDIATE WATER MASSES IN THE NORTHEASTERN ATLANTIC OCEAN OVER THE PAST 25KA FROM FORAMINIFERAL GEOCHEMICAL ASSEMBLAGE RECORDS	115
ABSTRACT	116
1. INTRODUCTION.....	117
2. MODERN HYDROLOGICAL SETTINGS	120
3. MATERIAL AND METHODS	124
4. RESULTS	127
5. DISCUSSION	136
CONCLUSION	155
CHAPITRE 4 : RAPID DEGLACIAL INJECTION OF HEAT AND NUTRIENTS IN THE NORTHEASTERN ATLANTIC OCEAN FROM THE SOUTHERN OCEAN DURING THE HEINRICH STADIAL 1.....	163
ABSTRACT	164
1. INTRODUCTION.....	165
2. MODERN SETTINGS	167
3. MATERIAL AND METHODS	171
4. RESULTS	173
5. DISCUSSION	176
CONCLUSION	197
CHAPITRE 5 : IMPACT DES CHANGEMENTS DE CIRCULATION OCEANIQUE NORD ATLANTIQUE SUR LA DYNAMIQUE DE L'OCEAN AUSTRAL ET INFLUENCE SUR LE CO₂ ATMOSPHERIQUE	199
1. INTRODUCTION.....	200

2.	RESULTATS	201
3.	DISCUSSION	210
4.	CONCLUSION.....	229
CHAPITRE 6 : CHANGEMENTS DE DYNAMIQUE ET SOURCE DES MASSES D’EAU DANS LE BASSIN DE PORCUPINE A PARTIR DE L’ETUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE		
235		
1.	INTRODUCTION.....	236
2.	HYDROLOGIE MODERNE	238
3.	MATERIEL ET METHODES	239
4.	RESULTATS	241
5.	DISCUSSION	247
6.	CONCLUSION.....	259
CONCLUSION GENERALE		264
 PERSPECTIVES		269

Liste des illustrations

Introduction

Figure 1 : Changements historiques et projections des changements futurs selon des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. 3

Chapitre 1

Figure 1. 1 : Calottes glaciaires au Quaternaire.	10
Figure 1. 2 : Les paramètres orbitaux 4.....	13
Figure 1. 3 : La circulation de surface poussée par les vents.	15
Figure 1. 4 : Représentation schématique de la circulation thermohaline globale.....	16
Figure 1. 5 : Profil latitudinal de la salinité dans l'océan Atlantique.....	18
Figure 1. 6 : Synthèse des principales masses d'eau de l'Atlantique.....	24
Figure 1. 7 : Illustration schématique du mode de renversement de l'Atlantique à l'actuel et pendant les stades interglaciaires	25
Figure 1. 8 : Illustration schématique du mode de renversement de l'Atlantique au LGM.	27
Figure 1. 9 : Illustration schématique du mode de renversement de l'Atlantique au HS1 et au YD.	28
Figure 1. 10 : Le cycle du carbone.....	29
Figure 1. 11 : Les concentrations des espèces carbonatées dissoutes en fonction du pH	32
Figure 1. 12 : Représentation des pompes biologique et physique.	33
Figure 1. 13 : Flux de CO ₂ mer-air observé et simulé.....	34
Figure 1. 14 : Les variations de CO ₂ atmosphérique des enregistrements Dome C et Vostok.	34
Figure 1. 15 : Modélisation moyenne des différences de température et de salinité dans le bassin atlantique entre le LGM et aujourd'hui (LGM – present).	36
Figure 1. 16 : Concentrations de surface en chlorophylle.....	38
Figure 1. 17 : DIC moyen à l'actuel et au LGM dans l'Atlantique.....	40
Figure 1. 18 : Répartition de la teneur en carbonate de calcium des sédiments superficiels. ..	42
Figure 1. 19 : Impact des processus biogéochimiques de la Pompe Biologique sur le cycle du carbone dans l'océan (Zeebe, 2012).....	43
Figure 1. 20 : Alcalinité moyenne à l'actuel et au LGM dans l'Atlantique.	44

Chapitre 2

Figure 2. 1 : Carte bathymétrique de la marge continentale au large du Cap Saint-Vincent. ..	47
Figure 2. 2 : Section le long d'une coupe transversale NE-SE de l'océan Atlantique	50
Figure 2. 3 : Carte bathymétrique du Banc de Porcupine.	52
Figure 2. 4 : Transect bathymétrique NE-SW le long du Bassin de Porcupine.....	55
Figure 2. 5 : Modèle d'âge de la carotte SU92-28.....	57
Figure 2. 6 : Modèle d'âge de la carotte MD01-2461.....	58
Figure 2. 7 : Illustration des trois types de tests des foraminifères.	59
Figure 2. 8 : Schéma explicatif de l'origine du carbone organique et de son devenir dans la colonne d'eau et dans le sédiment marin	63
Figure 2. 9 : Schéma représentant les flux de matière organique exportée en milieu oligotrophe, en milieu mésotrophe, et en milieu eutrophe.	64
Figure 2. 10 : Répartition des microhabitats et composition spécifique des foraminifères le long du transect bathymétrique dans le golfe de Gascogne.	65
Figure 2. 11 : Principales réactions de dégradation de la matière organique dans le sédiment.	67
Figure 2. 12 : Terminologie utilisée pour décrire les Cibicides /Cibicidoides.	70
Figure 2. 13 : Terminologie utilisée pour décrire les Uvigerines.....	72
Figure 2. 14 : Terminologie utilisée pour décrire Melonis affinis.....	73
Figure 2. 15 : Terminologie utilisée pour décrire Globobulimina affinis.....	75
Figure 2. 16 : Profil vertical de $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan Atlantique.....	79
Figure 2. 17 : Schéma du cycle du carbone et des compositions isotopiques moyennes du $\delta^{13}\text{C}$ dans l'eau.....	81
Figure 2. 18 : Carte moderne de la différence entre le ^{14}C des masses d'eau de surface et le ^{14}C des masses d'eau profonde corrigé de l'âge réservoir ($\Delta^{14}\text{C}$).	87
Figure 2. 19 : Représentation des âges ^{14}C conventionnel cartographié du radiocarbone naturel en-dessous de 1500 m de l'océan.....	88
Figure 2. 20 : Sources et processus de néodyme affectant la concentration et la composition isotopique de Nd océaniques.....	91
Figure 2. 21 : Répartition de la composition isotopique du Nd en eau profonde dans l'océan moderne.....	93
Figure 2. 22 : Mg/Ca de Cibicidoides spp en fonction de la température de l'eau au fond.....	96
Figure 2. 23 : Mg/Ca de <i>C. wuellerstorfi</i> versus $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau profonde.....	98

Figure 2. 24 : Mg/Ca, Mg/Li et Li/Ca des foraminifères benthiques de l'épifaune et de l'endofaune peu profonde (<i>Cibicides pachyderma</i> , <i>Uvigerina peregrina</i> , <i>Planulina ariminensis</i> et <i>Planulina foveolata</i>).....	100
Figure 2. 25 : Sr/Ca des foraminifères benthiques de l'épifaune et de l'endofaune peu profonde..	101
Figure 2. 26 : Relations entre le Sr/Ca des foraminifères benthiques de l'épifaune et de l'endofaune peu profonde.....	102
Figure 2. 27 : Concentrations de Cd dissous (nmol.kg^{-1}) versus PO_4^{2-} dissous ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$).	103
Figure 2. 28 : Corrélation négative entre de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) versus PO_4 dissous ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$)	104
Figure 2. 29 : La concentrations de barium (nmol.kg^{-1}) versus la concentration de silicate ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$) et La concentrations de barium (nmol.kg^{-1}) versus l'alcalinité ($\mu\text{equivalents.kg}^{-1}$)	105
Figure 2. 30 : Section vertical de la concentration de silicate ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$) et de barium (nmol.kg^{-1}) le long du profil nord-sud de l'Atlantique-Ouest.	106
Figure 2. 31 : Relation entre l'U/Ca des foraminifères benthiques <i>P. wuellerstorfi</i> et <i>C. mundulus</i> et planctoniques et le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$	108
Figure 2. 32 : U/Ca benthique en fonction de la température et la $[\text{O}_2]$ des eaux profondes.	109

Chapitre 3

Figure 3. 1 : Salinity (psu) contour map of the Atlantic Ocean at 997m water depth (Ocean Data View; WOCE Global Hydrographic Climatology data set). Simplified distribution of intermediate water masses circulation and zoom on core location along the Iberian Margin and in the Mediterranean Sea.....	120
Figure 3. 2 : Salinity section (psu) along a N-S cross-section of the Atlantic Ocean	123
Figure 3. 3 : $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values (‰) of <i>Cibicides pachyderma</i>	130
Figure 3. 4 : ϵNd values and their respective error bars.....	131
Figure 3. 5 : Downcore variations (in relative %) of selected species of benthic foraminifera with a percentage >5% in at least one sample and merged by ecological preferences.	135
Figure 3. 6 : Summer export productivity (P_{exp}) ($\text{gC/m}^2/\text{y}$).....	138
Figure 3. 7 : Comparison of benthic foraminifera $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd records of core SU92-28 with other published records..	148
Figure 3. 8 : Intermediate water mass evolution of the E- and W-Atlantic compared to N- and S-Atlantic circulation records over the last 30 ka.	154

Chapitre 4

Figure 4. 1 : Salinity (psu) contour map of the Atlantic Ocean at 997m water depth (Ocean Data View; WOCE Global Hydrographic Climatology data set)..	167
Figure 4. 2 : Phosphate section ($\mu\text{mol/L}$) along a N-S cross-section of the Atlantic Ocean..	170
Figure 4. 3 : All data comes from core SU92-28.	173
Figure 4. 4 : All data comes from core SU92-28.	176
Figure 4. 5 : All data comes from core SU92-28.	180
Figure 4. 6 : All data comes from core SU92-28.	182
Figure 4. 7 : Comparison of benthic foraminifera with other records.....	184
Figure 4. 8 : (a) Cdw (nmol/kg) obtained from Cd/Ca of <i>Cibicides pachyderma</i>	190

Chapitre 5

Figure 5. 1 : Rapports élémentaires sur <i>Cibicidoides pachyderma</i> .	202
Figure 5. 2 : Rapports élémentaires sur <i>Uvigerina</i> spp.	204
Figure 5. 3 : Rapports élémentaires sur <i>Melonis affinis</i>	207
Figure 5. 4 : Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, Cdw, Ba/Ca et des assemblages de foraminifères benthiques de la carotte SU92-28.....	210
Figure 5. 5 : Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de la carotte SU92-28	218
Figure 5. 6 : Corrélation négative entre $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]\text{-Sr/Ca}$ et $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]\text{-U/Ca}$	219
Figure 5. 7 : IWT obtenus à partir du Mg/Ca de <i>Melonis affinis</i> et IWT obtenus à partir du Mg/Ca de <i>Uvigerina</i> spp.	224
Figure 5. 8 : Coefficient de corrélation entre les rapports élémentaires Mg/Ca et Sr/Ca pour les trois espèces de foraminifères benthiques de la carotte SU92-28.....	227

Chapitre 6

Figure 6. 1 : Calcul des indices de diversité sur toutes les espèces recensées dans le carotte MD01-2461.	243
Figure 6. 2 : Variations (en pourcentage relatif) des espèces ayant un pourcentage supérieur à 5% pour au moins un niveau.	246
Figure 6. 3 : Illustrations des changements (en abondances relatives) affectant les assemblages de foraminifères benthiques en fonction des périodes de temps.....	249
Figure 6. 4 : Abondance relative et absolue de <i>E. exigua</i> et <i>A. weddellensis</i>	252

Figure 6. 5 : Schémas montrant la chronologie de la productivité de surface, des changements de positions de la TZ et des changements des masses d'eau dans le Bassin de Porcupine....	255
Figure 6. 6 : Enregistrements isotopiques des foraminifères planctoniques et benthiques et enregistrements Pa/Th de l'Atlantique nord.....	257

Liste des tableaux

Chapitre 2

Tableau 2. 1 : Résumé des analyses effectuées sur les carottes SU92-28 et MD01-2461.	61
Tableau 2. 2 : Tableau des signatures $\delta^{13}\text{C}$ des différentes masses d'eau Atlantique.....	82
Tableau 2. 3 : Tableau des concentrations en oxygène des différentes masses d'eau Atlantique.	85
Tableau 2. 4 : Tableau récapitulatif des compositions en Nd des différentes masses d'eau.....	94
Tableau 2. 5 : Tableau des concentrations en silicates, phosphates et nitrates ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$) des masses d'eau de l'Atlantique.....	107

Chapitre 3

Tableau 3. 1 : Stable isotope data (per mil versus PDB) from the Core SU92-28 of <i>Cibicidoides pachyderma</i> and <i>Cibicidoides wuellerstorfi</i>	128
Tableau 3. 2 : Calibrated AMS ^{14}C age determined on planktonic foraminifera (this study and data with an asterix taken from Boelaert, 2000) and benthic foraminifera (this study) sampled in core SU92-28.	132

Chapitre 6

Tableau 6. 1 : Données sur les isotopes stables (en pour mille par rapport au PDB) de la carotte MD01-2461 de <i>Cibicidoides pachyderma</i> (cette étude) et <i>Cibicides wuellerstorfi</i> (Peck et al., 2006a) aux mêmes niveaux pour évaluer l'effet vital et l'effet de microhabitat respectivement pour le $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, Le décalage est obtenu en soustrayant <i>C. pachyderma</i> à <i>C. wuellerstorfi</i>	241
---	-----

Liste des acronymes

AABW : Antarctic Bottom Water	NAC : Courant Atlantique Nord
AAIW : Antarctic Intermediate Water	NACW : North Atlantic Central Water
ACC : Courant circumpolaire antarctique	NADW : North Atlantic Deep Water
ACR : Antarctic Cold Reversal	_L NADW : Lower North Atlantic Deep Water
AMOC : Atlantic Meridional Overturning Circulation	_U NADW : Upper North Atlantic Deep Water
BA : Bølling Allerød	NACW : North Atlantic Central Water
BWT : Bottom Water Temperature	NCW : Northern Component Water
CID : Carbone Inorganique Dissous	NEABW : North East Atlantic Bottom Water
COD : Carbone Organique Dissous	NEADW : North East Atlantic Deep Water
COP : Carbone Organique Particulaire	NSW : Northern Source Water
CPDW : Circum Polar Deep Water	PAP : Porcupine Abyssal Plain
DMG : Dernier Maximum Glaciaire	PP : Productivité primaire
DSOW : Denmark Strait Overflow Water	REE : Rare Earth Element
EAAIW : East Antarctic Intermediate Water	SAIW : Subarctic Intermediate Water
ENACW : Eastern North Atlantic Central Water	SAW : Surface Atlantique Water
ENAW : East North Atlantic Water	SCW : Southern Component Water
GNAIW : Glacial North Atlantic Intermediate Water	SEC : Slope Edge Currents
HS1 : Heinrich Stadial 1	SPG : Gyre Subpolaire
ISOW : Iceland Scotland Overflow Water	SPMW : Subpolar Mode Waters,
IWT : Intermediate Water Temperature	SSW : Southern Source Water
LGM : Last Glacial Maximum	STG : Gyre Subtropicale
LIW : Levantine Intermediate Water	TZ : Transition Zone
LSW : Labrador Sea Water	WMDW : West Mode Deep Water
MOW : Eaux de débordement de la Mer Méditerranée	WNACW : Western North Atlantic Central Water
MSW : Eaux méditerranéennes	WSBW : Weddell Sea Bottom Water
MSW _L : Lower Mediterranean Sea Water	YD : Younger Dryas
MSW _U : Upper Mediterranean Sea Water	

Introduction générale

Le **réchauffement actuel** du système climatique est **sans équivoque** et l'amplitude et la vitesse des changements observés sont **sans précédent** dans l'histoire récente de la Terre (IPCC, 2019 & 2023 ; Tierney et al., 2020) (Figure 1). La prise de conscience croissante que l'action humaine affecte le climat de la Terre s'est développée en même temps que la reconnaissance de l'importance des variations naturelles du climat. Aujourd'hui se superposent un réchauffement **induit par l'homme** et une **variabilité naturelle** de changements climatiques à différentes échelles de temps (IPCC, 2019). Les réponses au réchauffement climatiques de l'océan et de la cryosphère induites par les émissions de gaz à effet de serre d'origine humaine montrent de fortes rétroactions climatiques et des changements sur le long terme (des décennies à des millénaires) parfois irréversibles. Les modèles climatiques projettent des **augmentations de la température** moyenne dans la plupart des régions terrestres et océaniques (Figure 1a, b, d). Selon le rapport spécial sur l'océan et la cryosphère (IPCC, 2019), **le niveau de la mer augmente** (Figure 1m), **la fonte des calottes glaciaires** marine Arctique et Antarctique s'accroît (Figure 1f) et **l'accumulation de CO₂** atmosphérique anthropique entraîne l'acidification des océans et la diminution des niveaux d'oxygène des océans (Figure 1h et i).

En particulier, le **rôle de l'océan sur le climat** repose sur sa participation au cycle énergétique planétaire, mais aussi en contribuant aux cycles biogéochimiques **en tant que réservoir et par les échanges** avec les autres compartiments du système, et notamment l'atmosphère. Aujourd'hui, il ne semble pas exister d'équivalent aux observations actuelles ce qui complexifie les prédictions futures et de fait, s'intéresser au **climat passé** de la Terre pourrait fournir des **clés dans la compréhension** de l'adaptation du système climatique, et plus particulièrement des océans, **aux différents forçages climatiques** tels que les concentrations en CO₂ atmosphérique, la fonte des glaces, les changements de circulation ou encore les changements induits par le forçage orbital (Burke et al., 2018; Tierney et al., 2001, 2020; Zachos et al., 2001). Ainsi, mieux contraindre les mécanismes impliqués dans les changements naturels du système climatique, via les reconstructions paléoclimatiques, pourrait être une **clé déterminante permettant de mieux anticiper l'évolution du climat futur**.

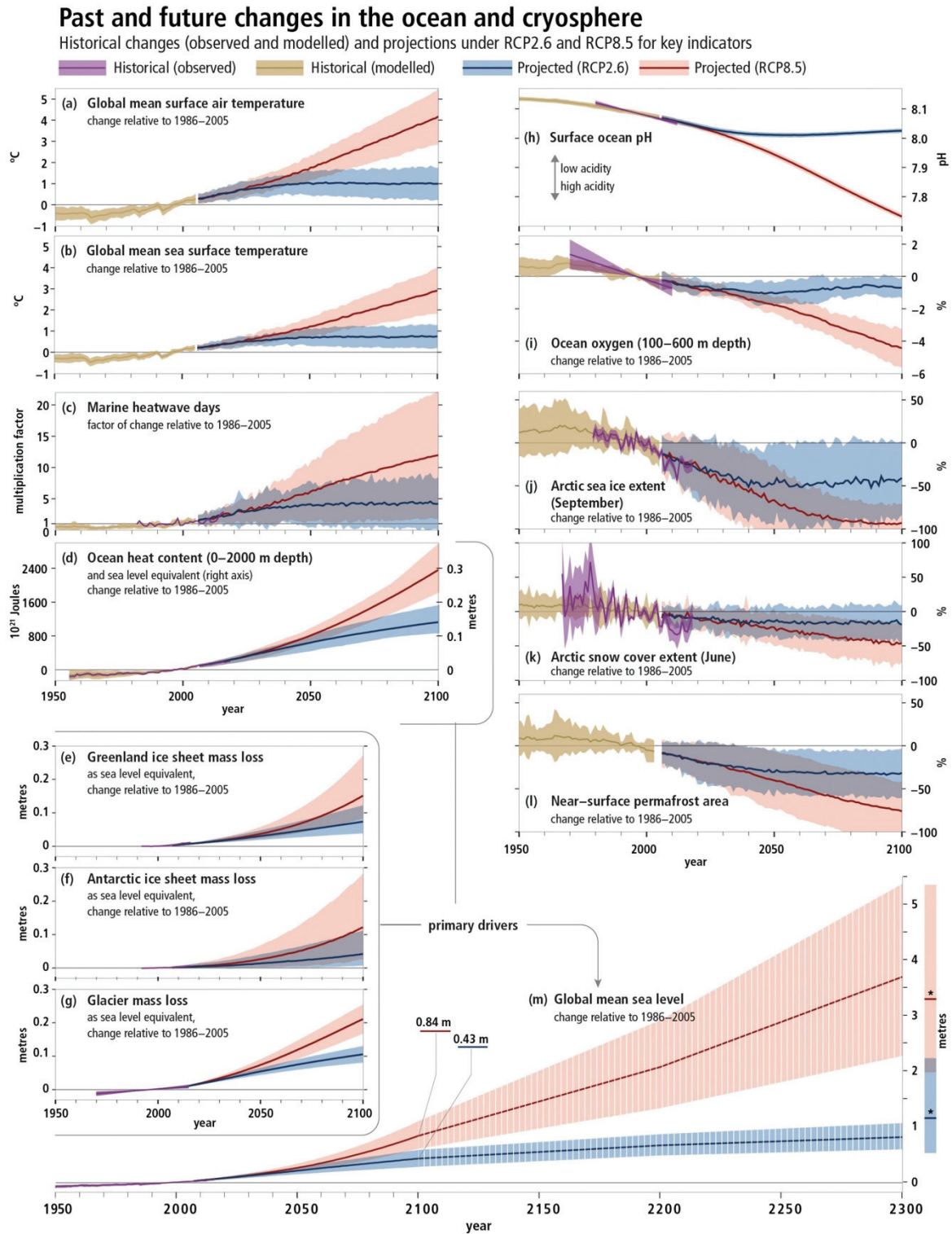


Figure 1 : Changements historiques observés et modélisés dans l'océan et la cryosphère depuis 1950, et projections des changements futurs selon des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre faibles (RCP2.6) et élevés (RCP8.5) (IPCC, 2019).

Les nombreux bouleversements climatiques qui ont eu lieu dans **l'histoire récente et ancienne de la Terre** sont enregistrés et reconstitués à partir de l'analyse de marqueurs physicochimiques dans des **archives naturelles** (les glaces, les sédiments marins, les coraux etc.). Les sédiments marins en particulier se sont révélés être de précieuses archives pour identifier et dater les **grands cycles climatiques du Quaternaire** (Hays et al., 1976). Plus particulièrement, une grande partie de nos connaissances sur les changements passés des conditions océaniques peut être obtenue auprès des foraminifères benthiques et planctoniques.

Ce travail de thèse a porté sur le rôle des changements de la circulation océanique à profondeur d'eau intermédiaire au cours de **la terminaison I** (25 000 dernières années) c'est-à-dire la transition entre le **Dernier Maximum Glaciaire** (DMG ou LGM pour Last Glacial Maximum) jusqu'à l'**Holocène**, dans l'Atlantique Nord-Est. Le contexte général de mes recherches est donc l'étude du rôle de la circulation océanique sur le climat à l'échelle orbitale mais également pendant les événements millénaires ayant eu lieu pendant la **dernière déglaciation**. En effet, la circulation Atlantique Méridienne de Retour (ou Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) joue un rôle fondamental dans la redistribution de la chaleur, du carbone et des nutriments dans l'océan mondial, exerçant ainsi une influence majeure sur la régulation du climat (e.g., Zhang & Delworth, 2005). Ce rôle prépondérant de l'AMOC sur le climat a amené historiquement les travaux paléocéanographiques vers la reconstitution des variations de la production des eaux profondes Nord Atlantique (North Atlantic Deep Water, NADW), mettant en évidence différents régimes de circulation : i) un mode actif mais différent de l'actuel pendant le DMG, avec notamment une réduction de la profondeur de convection de NADW (e.g., Lippold et al., 2012; Lynch-Stieglitz et al., 2007) et ii) un affaiblissement sévère voire un arrêt total de l'AMOC pendant le Younger Dryas (YD) ou l'évènement de Heinrich 1 (HS1) (e.g., Böhm et al., 2015; Boyle & Keigwin, 1987; McManus et al., 2004; Roberts et al., 2010). Il a été aussi démontré qu'en parallèle de ces changements de dynamique de l'AMOC, une compensation par des flux d'eaux intermédiaires et profonds provenant de l'Hémisphère Sud a pris place (e.g., Anderson et al., 2009; Meckler et al., 2013; Skinner et al., 2014). Plus particulièrement, le traçage de l'extension de la masse d'eau Antarctique Intermédiaire (Antarctic Intermediate Water, AAIW) qui prend sa source dans l'océan Austral a été recherché, en relation avec les changements de l'intensité de l'upwelling austral et de son impact sur les transferts de CO₂ vers l'atmosphère (Anderson et al., 2009; Bianchi & Gersonde, 2004; Meckler et al., 2013; Roberts et al., 2016; Sigman & Boyle, 2000). Des variations de la stratification pourraient notamment expliquer la séquestration de Carbone dans l'océan profond pendant le

LGM tandis qu'au cours du HS1 et du YD, la stratification des eaux s'est effondrée (Burke et Robinson, 2012) permettant le dégazage, via les remontées d'eau abyssale, de CO₂ dans l'atmosphère (e.g., Denton et al., 2010; Jaccard et al., 2016). Le renforcement de l'upwelling au cours de ces deux événements froids de l'hémisphère Nord aurait permis une extension plus importante des AAIW dans tous les océans (e.g., Anderson et al., 2009 ; Marchitto et al., 2007 ; Skinner et al., 2014). Néanmoins, certaines études ont mis en évidence l'augmentation de l'extension des AAIW dans l'ensemble des bassins océaniques au cours du HS1 et du YD (Cao et al., 2005 ; Rickaby and Elderfield, 2005 ; Marchitto et al., 2007 ; Pahnke et al., 2008 ; Bryan et Marchitto, 2010 ; Dubois-Dauphin et al., 2016 ; Yu et al., 2018 ; Ma et al., 2019) tandis que d'autres travaux suggèrent l'absence de contribution de ces masses d'eau (Came et al., 2008 ; Xie et al., 2012 ; Huang et al., 2014 ; Howe et al., 2016 ; Gu et al., 2017). **Reconstituer l'extension des AAIW et la dynamique des masses d'eau intermédiaires** se révèle donc crucial pour mieux **appréhender** les relations entre les **variations de la circulation océanique** dans l'Atlantique et dans l'Océan austral, et **l'impact** de ces changements **sur le cycle global du Carbone**.

Objectif de la thèse :

Cette thèse se concentre sur la reconstitution de la circulation des masses d'eau intermédiaires dans l'Atlantique Nord-Est pour mieux comprendre les variations de source et de dynamique de ces masses d'eau depuis le Dernier Maximum Glaciaire. **L'approche multi-traceurs** couplant les isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$), les isotopes radioactifs ($\Delta^{14}\text{C}$), les assemblages de foraminifères benthiques, les isotopes du néodyme (ϵNd) et enfin les rapports élémentaires (Mg/Ca, Li/Ca, Cd/Ca, Ba/Ca, Sr/Ca et U/Ca) permettra de mieux comprendre les changements environnementaux depuis le LGM et associés à la dernière déglaciation. Ce projet se focalise sur **2 sites** d'étude, la **marge ibérique** (carotte SU92-28) et le **banc de Porcupine** (carotte MD01-2461) afin de mieux comprendre le trajet des masses d'eau intermédiaires depuis l'Atlantique Sud. Il s'agit de sites stratégiques pour tracer la contribution des masses d'eau provenant de l'Atlantique Nord, de l'Atlantique Sud mais également depuis la mer Méditerranée. Plusieurs études ont discuté du rôle des eaux de débordement de la mer Méditerranée (MOW) sur le budget de salinité de l'Atlantique Nord cependant cette hypothèse reste controversée (e.g., Johnson, 1997; Khelifi et al., 2009). En effet, il a été suggéré que l'injection des eaux méditerranéennes (MSW) dans les hautes latitudes de l'Atlantique Nord pourrait réactiver l'AMOC à la suite du ralentissement ou de l'effondrement de la convection

d'eau profonde au cours des événements froids. Comprendre le lien entre la circulation AAIW, MSW et Atlantique Nord et leur implication dans les changements climatiques observés lors des événements climatiques des derniers 25 ka est donc crucial.

Ces travaux de recherche contribuent à répondre aux questions suivantes :

- Quelles sont les variations de source et de dynamique des masses d'eau intermédiaires depuis le DMG dans l'Atlantique Nord-Est ?
- Quelles sont les relations entre ces variations et la dynamique de l'océan Austral ?
- Comment la mer Méditerranée contribue-t-elle à cette variabilité ?
- Enfin, quel est l'impact de ces changements sur le cycle global du carbone lors de la Terminaison I.

Afin de répondre à ces questions, le manuscrit s'organise en six chapitres :

- Le **Chapitre 1** présente l'état de l'art des connaissances sur le sujet. Ce chapitre se découpe en trois parties. La première traite des généralités sur les variations du Quaternaire, la seconde permet de comprendre le rôle de la circulation océanique sur le climat actuel et passé, enfin nous avons discuté de l'impact des variations globales du cycle du Carbone.
- Le **Chapitre 2** présente le matériel et les méthodes d'analyse utilisés au cours de cette thèse
- Le **Chapitre 3** vise à comprendre les changements dans les sources et la dynamique des masses d'eau intermédiaires dans le nord-est de l'océan Atlantique au cours des 25 derniers ka à partir des enregistrements géochimiques d'isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) réalisés sur *Cibicides pachyderma* et *Globobulimina affinis*, du radiocarbone (^{14}C) effectués sur *C. pachyderma* et *Globigerina bulloides*, des isotopes du Néodyme (ϵNd) et des assemblages de foraminifères benthiques au site SU92-28 (Marge Ibérique). Il est présenté sous la forme d'un article à soumettre à *Paleoceanography and Paleoclimatology*.

- Le **Chapitre 4** traite des variations rapides de transferts de chaleur et de nutriments dans l'océan Atlantique Nord-Est depuis l'océan Austral et la mer Méditerranée pendant le HS1. Dans ce chapitre nous utilisons les rapports élémentaires Mg/Ca et Li/Ca et la combinaison Mg/Li à partir de *C. pachyderma* et *Uvigerina spp.* afin de retracer les températures passées ainsi que le Cd/Ca (Cd_w) à partir de *C. pachyderma* pour reconstruire les variations de nutriments des eaux intermédiaires au site SU92-28 (Marge Ibérique). Il est également rédigé sous la forme d'un article en anglais à soumettre.
- Le **Chapitre 5** complète les connaissances obtenues sur la compréhension des changements de source et de dynamique des masses d'eau intermédiaires ainsi que son rôle sur les variations de CO₂ atmosphérique. Nous utilisons dans ce chapitre la combinaison des rapports élémentaires Mg/Ca, Cd/Ca, Ba/Ca, Sr/Ca et U/Ca des espèces de foraminifères benthiques *Cibicides pachyderma*, *Uvigerina spp* et *Melonis affinis*.
- Le **Chapitre 6** est ciblé sur la carotte du banc de Porcupine et retrace la dynamique des masses d'eau intermédiaires du site d'étude grâce aux données d'isotopes stables ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) et d'assemblages de foraminifères benthiques.

Enfin, ce manuscrit s'achève par des conclusions et perspectives à ce travail de doctorat.

Introduction générale

Chapitre 1 : État de l'art

Cette thèse présente une étude paléoclimatique et paléocéanographique permettant de comprendre les changements passés de la circulation océanique à profondeur d'eau intermédiaire et son impact sur le cycle du Carbone depuis le Dernier Maximum Glaciaire ; elle couvre donc la période géologique la plus récente, le Quaternaire (2,6 Ma). Dans cette partie, sera présenté l'état des connaissances relatif aux variations climatiques majeures du Quaternaire et notamment les forçages à l'origine de ces variations. Dans un second temps, seront présentés la circulation océanique en Atlantique Nord ainsi que les différents modes de circulation depuis le Dernier Maximum Glaciaire. Enfin, sera exposé l'impact de la circulation océanique sur les variations globales du cycle du carbone via les flux de carbone entre l'océan et l'atmosphère.

1. Généralités sur les variations climatiques du Quaternaire

Le **Quaternaire** est une période géologique qui a débuté il y a 2,6 millions d'années, et qui correspond à la mise en place, de manière **pérenne**, de **deux calottes** de glace au niveau des pôles : la calotte groenlandaise en **Arctique** et la calotte **Antarctique**. Les enregistrements paléoclimatiques couvrant ces échelles de temps mettent en évidence une oscillation entre des climats froids, ou « **glaciaires** » et chauds, ou « **interglaciaires** », associés respectivement à des hauts et bas niveaux marins et taux de CO₂ atmosphérique (Barnola et al., 1987; Petit et al., 1999). Lors des stades glaciaires, le Canada et le Nord des États-Unis d'une part, et le nord de l'Europe (Norvège, Suède, Finlande, Russie) d'autre part, sont recouverts par plusieurs kilomètres de glace correspondant respectivement aux calottes Laurentide et Fennoscandienne (Ramstein, 2015) (Figure 1.1).

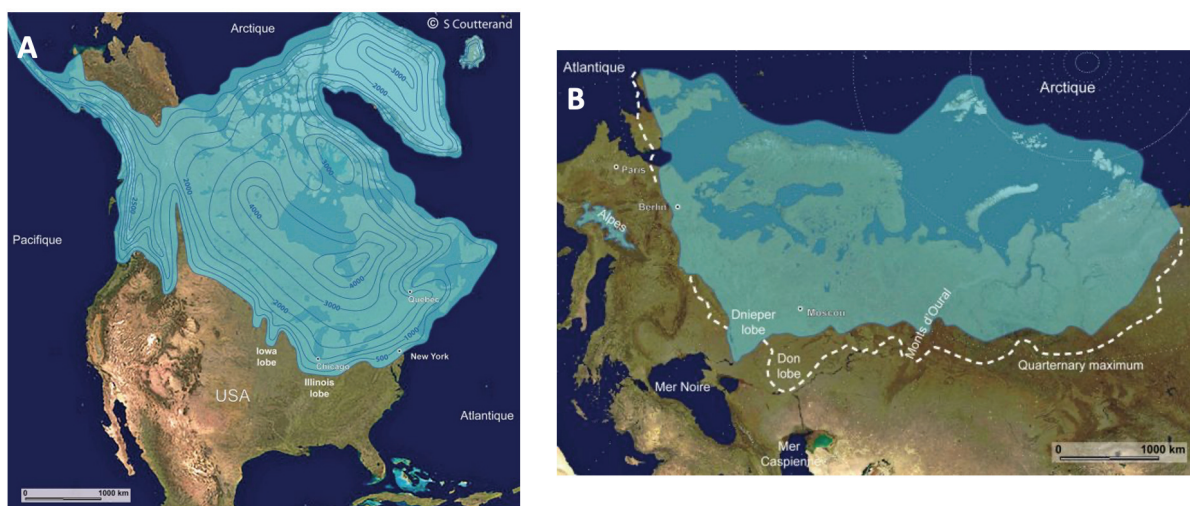


Figure 1. 1 : Calottes glaciaires au Quaternaire a) de la Laurentide au Dernier Maximum Glaciaire (DMG ou **LGM** pour Last Glacial Maximum) (<https://www.glaciers-climat.com/cg/quaternaire-de-planete/>) ; b) de la calotte Fennoscandienne il y a 140 000 ans. L'extension maximum est figurée par les pointillés (Svendsen et al., 2004).

Cette **alternance de climats** chauds et froids a été expliquée dès 1920 par Milutin Milankovitch et la théorie astronomique des climats, qui propose que les périodes glaciaires et interglaciaires pourraient être induites par des variations d'insolation causées par les changements des paramètres de l'orbite terrestre régissant les mouvements de la Terre autour du soleil (Ramstein, 2015). Les trois paramètres qui déterminent l'insolation au sommet de l'atmosphère sont l'**excentricité**, l'**obliquité** et la **précession des équinoxes**, chacun ayant une cyclicité

déterminée (voir boîte n°1 ; Hays et al., 1976). Selon cette théorie, les variations d'insolation ayant le plus d'impact sur le climat global sont celles se produisant l'été à 65°N. En effet, c'est la baisse sensible des températures estivales à ces latitudes, où elles ne sont plus suffisantes pour faire fondre la neige accumulée l'hiver, qui entraîne l'accumulation progressive de glace, augmentant par conséquent l'albédo¹ terrestre et produisant une forte amplification du refroidissement initiale liée à la baisse de l'insolation (Ramstein, 2015). Les calottes de glaces se mettent ainsi en place, puis augmentent en taille et volume jusqu'à atteindre un maximum qui sera déstabilisé par une augmentation cyclique de l'insolation, provoquant la fin du cycle glaciaire et l'entrée dans un stade interglaciaire (Hays et al., 1976). La comparaison entre la durée des cycles astronomiques et les variations climatiques met en évidence la correspondance entre les variations de l'insolation à 65°N l'été et les cycles glaciaires-interglaciaires enregistrés (Ramstein, 2015).

¹ Albédo : pouvoir réfléchissant d'une surface (rapport entre le flux d'énergie lumineuse réfléchi par rapport au flux d'énergie lumineuse incident).

Boîte n°1 : Les paramètres orbitaux (Ramstein, 2015) (Figure 1.2)

L'excentricité caractérise le trajet plus ou moins elliptique de la Terre autour du Soleil. L'orbite étant toujours très proche d'un cercle, ce paramètre varie donc peu, de 0 à 0,06 (0,016 étant sa valeur actuelle). L'excentricité enregistre deux cycles avec des périodes d'environ 413 et 100 ka. Les variations de l'excentricité modifient l'intensité et la longueur des saisons : durant une période de faible excentricité, les saisons seront moins marquées tandis que l'été sera plus long.

L'obliquité est l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et la perpendiculaire au plan de l'écliptique (plan dans lequel se déplace la Terre). Si l'obliquité d'une planète est nulle, il n'y a pas de variation saisonnière. Lorsque l'obliquité est plus forte, les saisons sont intensifiées, les hivers sont plus froids et les étés plus chauds. Ce paramètre varie, grâce à la présence de la lune, dans une petite fenêtre entre 21,9° et 24,5° (actuellement 23,45°) ce qui a pour effet de limiter les variations climatiques. La variation de ce paramètre a une période de 41 000 ans.

La précession des équinoxes est la variation de l'orientation de l'axe de rotation de la Terre, il influe sur l'intensité des saisons. Les équinoxes de printemps et d'automne et solstices d'hiver et d'été ne sont pas fixes sur la trajectoire de l'elliptique de la Terre, elles se déplacent. Pour mesurer ce déplacement, on utilise la longitude du périhélie qui est définie comme l'angle entre le périhélie (point de l'ellipse le plus proche du soleil) et le point vernal (équinoxe de printemps). Cet angle varie de 0° à 360°, il est actuellement de 102° ce qui signifie que l'hiver de l'hémisphère nord se produit lorsque la Terre est proche du Soleil. Ce paramètre orbital varie avec des fréquences de 19 000 et 23 000 ans. Dans l'hémisphère Nord, il y a 11 000 ans, la Terre se situait au périhélie du solstice d'été engendrant des hivers très froids et des étés très chauds entraînant la fonte d'une partie des calottes construites lors du Dernier Maximum Glaciaire. En revanche, aujourd'hui la Terre se situe à l'aphélie du solstice d'été les étés sont ainsi plus frais et les hivers plus doux.

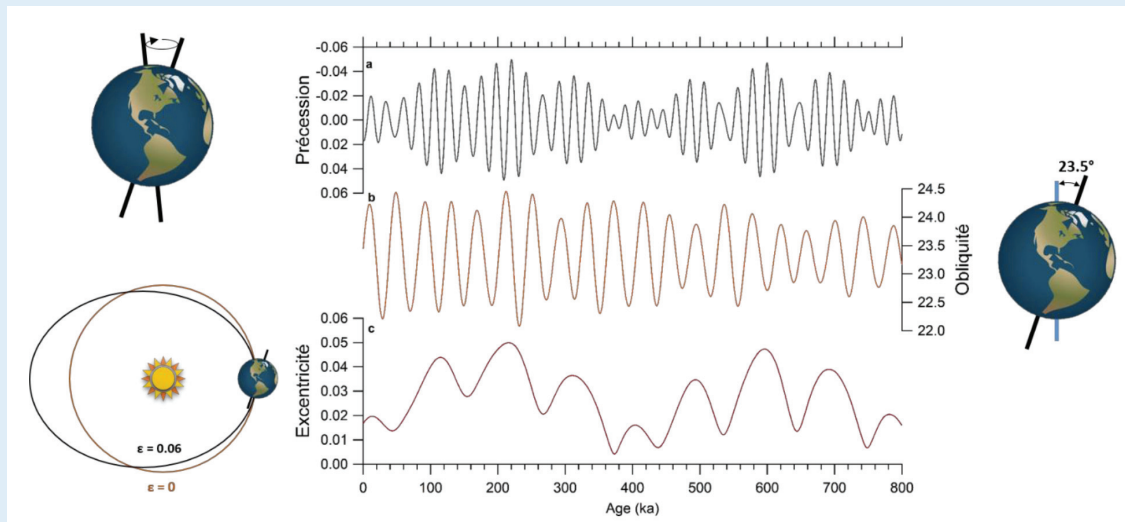


Figure 1. 2 : Les paramètres orbitaux et leurs impacts sur l'insolation et la durée des saisons, a) précession, b) obliquité, c) excentricité. Courbes de Laskar et al. (2004).

En effet, à partir des années 1960, au cours des premières campagnes océanographiques, des carottes sédimentaires marines couvrant plusieurs millions d'années ont permis notamment de reconstituer la composition isotopique en oxygène $\delta^{18}\text{O}$ et en carbone $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan par l'analyse de microfossiles en carbonate de calcium CaCO_3 tels que les foraminifères, et mettant en évidence des oscillations pouvant correspondre à la théorie de Milutin Milankovitch. C'est en 1955 que Cesare Emiliani mit en évidence pour la première fois le lien entre les variations orbitales de l'insolation et le climat. Cette relation a été confirmée ultérieurement par l'analyse des glaces forées au Groenland et en Antarctique. En effet, les carottes de glace sont des archives de l'atmosphère passée par l'analyse des bulles d'air piégées donnant un accès direct aux variations passées de la composition en gaz et notamment du CO_2 (Barnola et al., 1987; Petit et al., 1999). Les oscillations de CO_2 observées entre périodes glaciaires (180-200 ppmv) et interglaciaires (280 ppmv) ont alors témoigné du rôle déterminant du cycle du carbone lors de ces transitions (Bereiter et al., 2015). Si le **forçage astronomique** est bien le point **clé** des **entrées en glaciation**, les simulations de modèle ont montré que c'est son association avec l'augmentation de CO_2 qui provoque la **fonte des glaces** et la disparition des calottes fennoscandienne et laurentide (Hewitt et al., 2003; Kitoh et al., 2001; Otto-Bliesner et al., 2006). Leur fonte lors des événements de déglaciation correspond à une **remontée du niveau marin global de 120 mètres** (Peltier, 1998), alors que les calottes qui restent (i.e., arctique et antarctique) correspondraient seulement à 70m (Church et al., 2001). Ces événements témoignent d'échanges importants entre les différents réservoirs du système climatique, que ce

soit pour l'eau ou pour le CO₂ car de telles variations de la concentration en CO₂ impliquent des transferts de carbone via les changements de circulation océanique, entre les réservoirs atmosphère-océan-biosphère, comme détaillé dans le paragraphe suivant.

2. Rôle de la circulation océanique sur le climat

2.1. Généralités

L'**océan** couvre environ 70 % de la surface de la Terre et reçoit une part importante des rayonnements solaires planétaires entrants. Étant donné sa taille (1 370 millions de km³), l'océan a la capacité de **stocker de la chaleur** et d'**amortir les variations climatiques** (Cess & Goldenberg, 1981), il constitue aussi un important réservoir de matière, et de Carbone (39000 PgC ; Ciais et al., 2013). Par sa dynamique via la circulation et les interfaces avec les autres réservoirs, l'océan joue un rôle central dans la **régulation du climat** et la préservation de la vie marine en transportant de la chaleur et de la matière comme l'eau, le carbone, l'oxygène et les nutriments à travers les différents bassins du globe (Rahmstorf, 2006). Comme souligné par le dernier rapport du GIEC (Ciais & Christopher, 2013), l'océan **limite** actuellement considérablement l'accumulation de **gaz à effet de serre** dans l'atmosphère en séquestrant le carbone et la chaleur dans l'océan profond, modulant ainsi la trajectoire du changement climatique.

La **circulation océanique** peut être divisée en deux entités différentes : 1) une **circulation rapide**, engendrée par les vents dans la couche supérieure de l'océan, 2) une **circulation lente** et profonde initiée par les propriétés physiques de l'eau (salinité et température).

La circulation rapide est entraînée **par les vents** et la force de Coriolis due à la rotation de la Terre. Ce sont principalement des vents d'est à l'équateur et des vents d'ouest dans les moyennes latitudes ([Figure 1.3](#)). La friction sur l'eau due à la force du vent couplée à la force de Coriolis, entraîne un mouvement des couches supérieures de l'océan connu sous le nom de transport d'Ekman. Lorsque ces courants se rencontrent, des zones de divergence et de convergence d'eaux apparaissent engendrant des phénomènes d'upwelling (les eaux profondes remontent à la surface) et de downwelling (les eaux de surface s'enfoncent dans les profondeurs). Ces courants zonaux entraînent ainsi la formation de gyres sous l'effet de la rotation de la Terre. Les gyres subtropicaux, par exemple, transportent de la chaleur depuis l'équateur vers les pôles à travers les courants de bord ouest (Duteil et al., 2014).

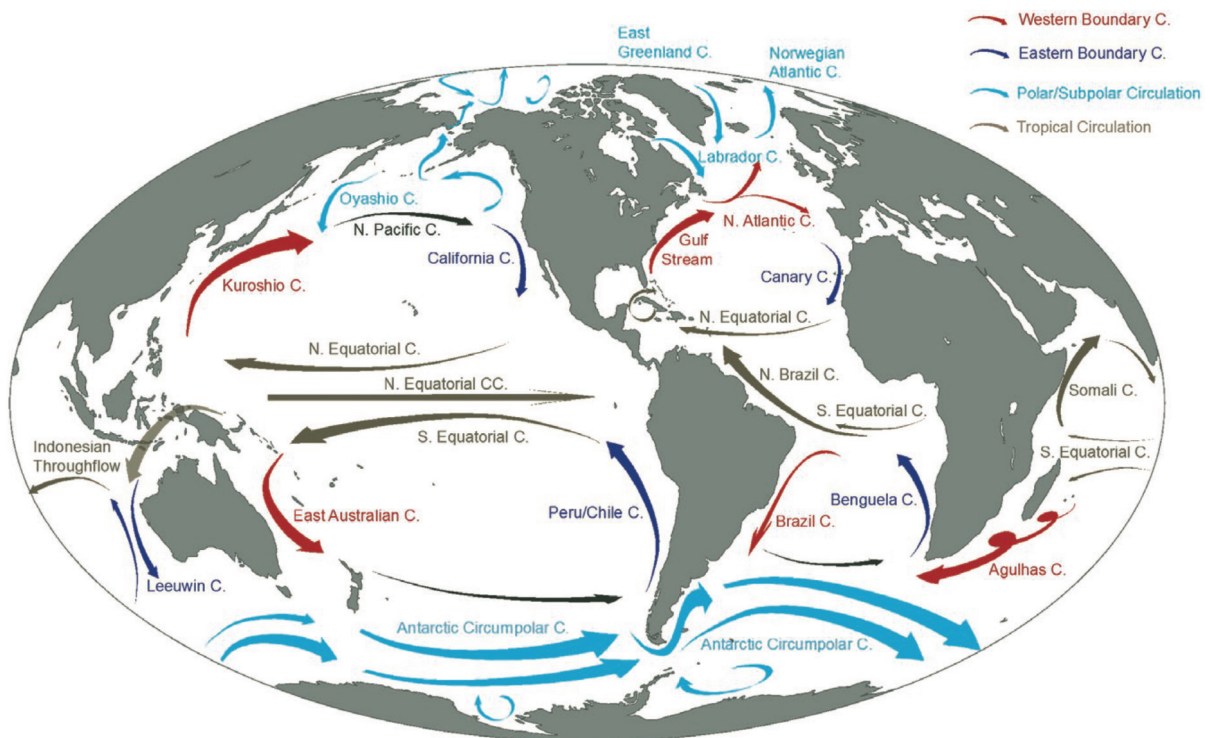


Figure 1. 3 : La circulation de surface poussée par les vents. Entraînés par les vents et la force de Coriolis, les courants de surface forment les gyres subtropicaux et subpolaires principaux et la circulation tropicale/équatoriale (C. = Current). D'après Delorme & Eddebbbar, (2016)

À l'inverse, la **circulation profonde** repose sur des constantes de temps plus longues. Cette circulation est appelée « **thermohaline** », du fait qu'elle soit initiée par des changements de température (« thermo ») et de salinité (« haline ») qui régulent la densité de l'eau de mer (Figure 1.4). La convection thermohaline affecte l'ensemble des océans. La plongée des eaux de surface en revanche, est générée principalement au niveau des hautes latitudes.

La formation d'eaux profondes est très localisée et les mécanismes qui en sont à l'origine en Atlantique Nord et en Antarctique sont différents (Figure 1.4). Dans l'Atlantique Nord, c'est le refroidissement des eaux salées et chaudes du Gulf Stream dans les mers de Norvège et du Groenland qui induit la plongée des masses d'eau et la formation des eaux Nord Atlantique profondes (*North Atlantic Deep Water, NADW*) (Send & Marshall, 1995).

Dans les mers de Weddell et de Ross (autour de l'Antarctique), la formation de glace et le rejet de saumure, rendent les eaux sous-jacentes plus salées. Ce processus forme une masse d'eau dense connue sous le nom d'eaux de fond Antarctique (*Antarctic Bottom Water, AABW*), qui coulent et circulent vers l'ensemble des fonds marins de l'océan mondial (Talley et al., 2011).

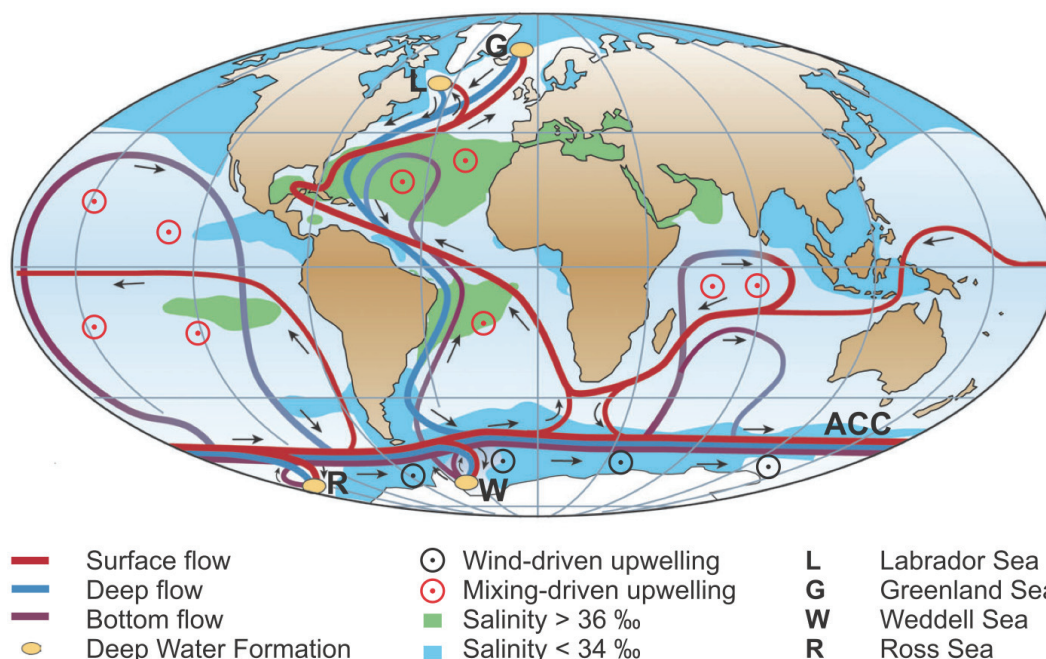


Figure 1. 4 : Représentation schématique de la circulation thermohaline globale. Les courants de surface sont représentés en rouge, les eaux profondes en bleu clair et les eaux de fond en bleu foncé. Les principaux sites de formation en eau profonde sont représentés en orange. D'après Rahmstorf. (2006).

Les masses d'eau se déplacent donc selon des schémas globaux à la fois de surface et de profondeur. La circulation méridienne de retournement Atlantique (*Atlantic Meridional Overflow Water, AMOC*) est l'un des systèmes de circulation les plus importants de la planète. Il est souvent décrit comme un « tapis roulant », car il transporte la chaleur vers l'Atlantique Nord, aidant à maintenir l'équilibre énergétique dans l'océan Atlantique et à **réguler les températures dans l'hémisphère Nord.**

L'AMOC est également impliquée dans la **répartition** des **composants dissous** ou **particulaires** (par exemple, les nutriments ou le carbone) dans la colonne d'eau. Le stockage océanique de carbone s'effectue en majorité dans les hautes latitudes (Gruber et al., 2001). Dans l'**Atlantique nord**, la formation des eaux profondes nord atlantiques est une véritable **porte d'entrée du carbone** vers les profondeurs. L'**océan Austral** est également un **réservoir majeur de carbone**, comptant pour presque la moitié du stockage océanique global (Morrison et al., 2015). L'océan a la capacité d'échanger rapidement son carbone avec l'atmosphère via les échanges air-mer de surface. Néanmoins, les changements océaniques de la profondeur de la couche de mélange, de la température de surface de la mer ou encore les fluctuations de la

couverture de glace de mer peuvent moduler les changements de gaz air-mer (Rahmstorf, 2002) et donc la composition atmosphérique.

Des variations dans la dynamique de l'AMOC auront également une influence sur l'approvisionnement en nutriments, des profondeurs jusqu'à la surface. Une fois de plus, l'océan austral joue un rôle majeur dans cet équilibre, car ses zones d'upwelling fournissent 75 % des nutriments utilisés par la production primaire globale (Morrison et al., 2015). Les dynamiques de la circulation océanique globale ont ainsi des implications décisives pour la productivité primaire marine, origine de la vie dans l'océan.

De ce fait, la circulation océanique, influence le climat global sur des échelles interannuelles à décennales, et module l'intensité du changement climatique (Kosaka & Xie, 2016).

2.2. L'océan Atlantique

Les masses d'eau de l'**océan Atlantique** sont réparties en **quatre couches verticales** principales séparées grossièrement par leur température et leur densité potentielle (Emery & Meincke, 1986; Liu & Tanhua, 2021 ; [Figure 1.5](#)). La couche supérieure est la couche la moins profonde (plus faible densité), elle est située dans les 0 à 500/600 m supérieurs de la colonne d'eau. La couche intermédiaire est située entre ~500 et 1500/2000 m. La couche profonde est située entre environ 2000m et 4000 m. Enfin, la couche inférieure est la couche la plus profonde, principalement située en dessous de 4000 m.

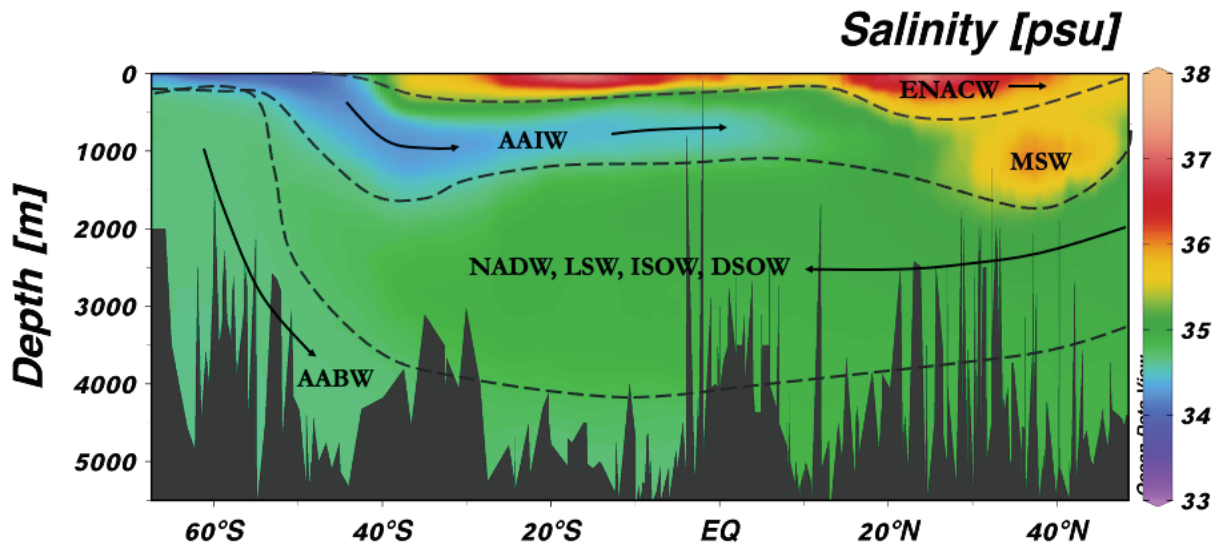


Figure 1.5 : Profil latitudinal de la salinité dans l'océan Atlantique. Les masses d'eau sont séparées selon quatre couches les eaux superficielles (East North Atlantic Central Water, ENACW), les eaux intermédiaires (Antarctic Intermediate Water, AAIW and Mediterranean Overflow Water, MOW), les eaux profondes et de débordement (North Atlantic Deep Water, NADW ; Iceland Scotland Overflow Water ; ISOW, Danmark Strait Overflow Water, DSOW ; Labradore Sea Water, LSW) et les eaux abyssales (AABW). Figure inspirée de Liu & Tanhua. (2021).

2.2.1. La circulation océanique de surface

La circulation de la couche supérieure (les ~500 premiers mètres) de l'Océan Atlantique Nord est principalement influencée par deux grandes boucles, appelées gyres, et des courants de bord (Figure 1.5 et 1.6). Le courant Atlantique Nord (NAC) qui prolonge le Gulf-Stream délimite le Gyre Subtropicale (STG) du Gyre Subpolaire (SPG) à environ 52°N de latitude. Il transporte vers le nord-est les masses d'eau chaudes et salées des moyennes latitudes, qui se mélangent ainsi progressivement avec les eaux froides de la région subpolaire (Krauss, 1986; Rossby, 1996). À mesure qu'il traverse l'Atlantique Nord, il se divise en plusieurs courants (Belkin & Levitus, 1996; Heywood et al., 1994). Une partie de cette eau est détournée vers le nord-est et une autre partie vers le sud-est (Bower et al., 2002; Hansen & Østerhus, 2000) (Figure 1.6).

À l'ouest, McCartney & Talley, (1982) ont décrit les eaux modales² subpolaires (*Subpolar Mode Waters*, **SPMW**) comme d'épaisses couches d'eau, aux propriétés quasi uniformes, dominant les faibles et moyennes profondeurs de la gyre subpolaire (**SPG** ; 435 à 670m de profondeur environ) (Figure 1.5). Brambilla & Talley, (2008), ont montré que les SPMW sont associées aux branches terminales du NAC ainsi elles sont transportées essentiellement vers le nord-est, empruntant les courants terminaux du NAC qui circulent dans le bassin d'Islande et le Chenal de Rockall en passant par le sud du Groenland jusqu'aux côtes Est de l'Amérique du Nord (Figure 1.6).

Au centre de l'Atlantique Nord, les eaux aux profondeurs de la thermocline³ affichent une relation température-salinité (T-S) quasi linéaire (Sverdrup et al., 1942). Cette masse d'eau est définie comme l'eau centrale Nord-Atlantique (*North Atlantic Central Water*, **NACW**) (Figure 1.6). Cependant, une variabilité longitudinale dans les propriétés physicochimiques de cette masse d'eau a été observée. Cette observation a conduit à proposer deux dénominations distinctes : l'eau centrale Nord-Atlantique occidentale (*Western North Atlantic Central Water*, **WNACW**) et l'eau centrale Nord-Atlantique orientale (*Eastern North Atlantic Central Water*, **ENACW**) (Liu & Tanhua, 2021).

À l'est de la dorsale médio-atlantique, émerge donc l'ENACW (Harvey, 1982), elle est située dans les 500 m supérieurs de la colonne d'eau (Figure 1.5). Cette masse d'eau se forme à des latitudes comprises entre 39 et 48°N et des longitudes comprises entre 20 et 35°W (Pollard et al., 1996) (Figure 1.6). Une composante de l'eau SPMW est transportée vers le sud et contribue aux propriétés de l'ENACW (McCartney & Talley, 1982). Les SPMW représentent le lien entre les eaux chaudes et salées de la gyre subtropical (STG) et les eaux froides et moins salées de la Mer du Labrador et des Mers nordiques (McCartney & Talley, 1982).

² « Eau Modale » fait référence à un grand volume d'eau aux propriétés homogènes, largement étendu verticalement et latéralement, qui se trouve généralement entre la surface et la thermocline permanente. Le terme a été introduit par Masuzawa (1969) pour décrire une épaisse couche d'eau à 16-18°C présente dans la gyre subtropical du Pacifique-Nord. Aujourd'hui, ce terme est couramment utilisé dans de nombreuses régions du globe (Hanawa & Talley, 2001).

³ La thermocline est une zone de transition thermique rapide entre les eaux superficielles (chaudes) et les eaux profondes (froides).

2.2.2. La circulation océanique intermédiaire

Les masses d'eau intermédiaires s'enfoncent dans la profondeur intermédiaire de 1 000 à 1 500 m au cours de leur processus de formation (Figure 1.5). Dans l'océan Atlantique, deux principales masses d'eau intermédiaires, la SAIW et l'AAIW, se forment à la surface des régions subpolaires de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud, respectivement. En plus de AAIW et SAIW, MSW est également considérée comme une masse d'eau intermédiaire (Liu & Tanhua, 2021).

L'eau de débordement de la Méditerranée (*Mediterranean Overflow Water*, **MOW**) s'écoule à travers le détroit de Gibraltar, dont le composant principal est l'eau intermédiaire levantine modifiée (*Levantine Intermediate Water*, **LIW**) (eaux formées en mer méditerranée). Après avoir traversé le détroit de Gibraltar, le MOW se mélange rapidement avec l'ENACW sus-jacent et forme les eaux méditerranéennes (**MSW**), entraînant une diminution de la salinité (Baringer & Price, 1997). Dans le golfe de Cadix, l'écoulement de MSW se transforme en deux branches : un noyau MSW supérieur de faible densité (MSW_U) et un noyau inférieur de densité plus élevée (MSW_L) (Figure 1.6). Les deux branches MSW pénètrent dans l'Atlantique Nord via le sud-ouest du cap Saint-Vincent et se dirigent vers le nord le long de la marge ouest de l'océan ibérique (Mazé et al., 1997). Au sud du Portugal, la branche supérieure peut être observée à des profondeurs comprises entre 600 à 950 m, tandis que la branche inférieure se trouve entre environ 1000 et 1500 m (Fusco et al., 2008; Schönfeld & Zahn, 2000). La structure à double branche est maintenue le long de la marge ibérique (Michel Arhan et al., 1994), mais à 20°W généralement MSW fusionne en une seule branche (Masahiko Tsuchiya et al., 1992). Le principal noyau de MSW, caractérisé par un maximum de salinité, s'étend du cap Saint-Vincent vers le nord dans un courant de frontière le long de la marge océanique européenne (Ambar & Howe, 1979; Mazé et al., 1997; Zenk & Armi, 1990) jusqu'au moins au banc Porcupine à 53°N (van Aken & Becker, 1996). La MSW est clairement discernable dans presque tout l'Atlantique Nord-Est de la couche intermédiaire, avec une température et une salinité élevée mais de faibles concentrations en nutriments par rapport aux autres masses d'eau (Howe et al., 1974; Masahiko Tsuchiya et al., 1992; Zenk & Armi, 1990) en raison de son origine méditerranéenne oligotrophe. Néanmoins, au cours de son advection vers le nord, ses paramètres T-S varient largement de 12°C et 36,5 psu dans sa zone source à 7°C et 35,2 psu vers 50°N (van Aken, 2000).

L'Eau Subarctique Intermédiaire (*Subarctic Intermediate Water*, **SAIW**) provient de la couche de surface à la limite ouest du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord, le long du courant du Labrador (Lazier & Wright, 1993; Pickart et al., 1997) (Figure 1.6). Cette masse d'eau subduit entre 50–60°N et 35-55°W et s'étend vers le sud-est dans la région au nord du NAC, advecté à travers la dorsale médio-atlantique et finalement interagit avec MSW (Arhan, 1990). La formation de SAIW est un mélange de deux sources de surface : l'eau à haute température et salinité transportée par le NAC et l'eau froide et douce du courant du Labrador (García-Ibáñez et al., 2015).

L'eau Antarctique Intermédiaire (*Antarctic Intermediate Water*, **AAIW**) est la principale eau intermédiaire de l'océan Atlantique Sud (Figure 1.6). Elle est répartie sur la majeure partie de l'océan Atlantique jusqu'à ~ 30°N. Cette masse d'eau se forme en surface au nord du courant circumpolaire antarctique (**ACC**) principalement dans la zone à l'est du passage de Drake dans le secteur atlantique (McCartney, 1982; Alvarez et al., 2014), puis se subdivise et se propage vers le nord le long du talus continental de l'Amérique du Sud (Piola & Gordon, 1989) (Figure 1.6) ; elle se déplace vers l'est près de l'équateur (Tsuchiya et al., 1994) puis le long de l'Afrique, où elle est caractérisée par des nutriments élevés plutôt que par une faible salinité (Tsuchiya et al., 1994). La formation de AAIW (c'est-à-dire la phase de subduction et de transformation de AAIW) se fait à des profondeurs inférieures à 100 m entre 55 et 40°S (à l'est du passage de Drake) (Saenko & Weaver, 2001; Stramma & England, 1999). Au Sud, l'AAIW se trouve à des profondeurs comprises entre 500 et 1200 m (Talley, 1996). La limite nord de l'AAIW coïncide principalement avec la limite sud de MSW, à environ 20°N.

2.2.3. La circulation océanique profonde

Les eaux profondes et de débordement se trouvent approximativement entre 2000 et 4000m (Figure 1.5). Ces masses d'eau jouent un **rôle indispensable dans la circulation AMOC**. La région source de ces eaux est confinée à l'Atlantique Nord avec leur région de formation soit au sud de la dorsale Groenland-Écosse, soit dans la mer du Labrador (Figure 1.6). L'eau de débordement du détroit du Danemark (*Denmark Strait Overflow Water*, **DSOW**) et l'eau de débordement Islande-Écosse (*Iceland Scotland Overflow Water*, **ISOW**) proviennent de l'océan Arctique. Elles forment l'essentiel des eaux profondes de l'Atlantique Nord inférieur (Lower North Atlantic Deep Water, **LNADW**) (Read, 2000; Rhein et al., 2011). L'eau de mer du Labrador (*Labrador Sea Water*, **LSW**) constitue la majeure partie des eaux profondes de

l'Atlantique Nord supérieur (*Upper North Atlantic Deep Water*, uNADW). Ensuite, les NADW sont transportées vers le Sud, ce flux représente également une composante indispensable de l'AMOC (Broecker & Denton, 1989; Elliot et al., 2002; Lynch-Stieglitz et al., 2007).

La **LSW** est une masse d'eau prédominante entre 1000 et 2500 m de profondeur dans la région de la mer du Labrador (Elliot et al., 2002), elle est donc à l'interface avec les masses d'eau intermédiaire. Cette masse d'eau contribue à la formation des eaux profondes de l'Atlantique Nord (*North Atlantic Deep Water*, **NADW**) et est considérée comme l'origine principale du uNADW (Elliot et al., 2002; McCartney & Talley, 1982). La zone de formation de LSW inclut la région de la mer du Labrador entre la péninsule du Labrador et le Groenland et des parties du bassin d'Irminger ([Figure 1.6](#)).

L'**ISOW** s'écoule entre 2000 et 2600m au sud du bassin d'Islande dans l'Atlantique Nord (Swift, 1984; Zou et al., 2020). L'ISOW passe par la zone de fracture Charlie – Gibbs, traversant la dorsale médio-atlantique, dans le bassin d'Irminger, où elle rencontre et se mélange avec DSOW (García-Ibáñez et al., 2015) ([Figure 1.6](#)).

Le second passage communiquant avec les Mers nordiques est formé par le détroit du Danemark, situé entre le Groenland et l'Islande, conduisant au bassin d'Irminger. L'eau débordant par ce chenal sous-marin est nommée **DSOW** ([Figure 1.6](#)). Elle se forme par le mélange des eaux peu salées des Mers nordiques et des eaux plus salées de l'Océan Arctique (Tanhua et al., 2005). La DSOW est caractérisée par de très faibles températures (1–2,5°) et des faibles salinités (34,86– 34,90) (De Jong et al., 2012). Cette masse d'eau de débordement est considérée comme la composante la plus froide et la plus dense de l'eau de mer dans l'océan Atlantique Nord-Ouest et constitue une partie importante de la LNADW qui s'écoule vers le sud (Swift et al., 1980).

uNADW est donc principalement formée par le mélange d'ISOW et de LSW et est considérée comme une masse d'eau distincte au sud de la mer du Labrador, car cette région est identifiée comme la zone de formation du NADW supérieur et inférieur (Dickson & Brown, 1994).

LNADW se forme dans la même zone géographique que uNADW ([Figure 1.6](#)). À cette profondeur, LNADW est principalement formée par le mélange d'ISOW et DSOW pour former la partie inférieure de NADW qui possède des températures plus basses (~2.9°C) et des salinités similaires à uNADW (~35.0 psu) (Liu & Tanhua, 2021).

Les eaux de fond sont définies comme les masses d'eau les plus denses qui occupent les couches les plus basses de la colonne d'eau, généralement en dessous de 4000 m.

L'une des composantes clé de l'AMOC (Rhein et al., 1998) est l'eau profonde Antarctique (*Antarctic Bottom Water*, **AABW**). Elle est originaire de l'océan Austral et se forme dans la région de la mer de Weddell, par le mélange des eaux profondes circumpolaires (*Circum Polar Deep Water*, **CPDW**) et des eaux du fond de la mer de Weddell (*Weddell Sea Bottom Water*, **WSBW**) (Van Heuven et al., 2011) ([Figure 1.6](#)). Après sa formation, AABW se propage vers le nord jusqu'à $\sim 40^{\circ}\text{N}$, où se produit un changement drastique des propriétés (forte diminution de la concentration en silicate). AABW, pendant son trajet vers le nord, changent donc de manière significative ses propriétés laissant place à une « extension nord Atlantique » de AABW appelé l'eau nord-est Atlantique profonde (*North East Atlantic Bottom Water*, **NEABW**). NEABW, se trouve principalement en dessous de 4000m dans le bassin oriental. Cette masse d'eau est caractérisée par des températures et des salinité plus élevées que AABW ($\sim 1.95^{\circ}\text{C}$; 35.0 psu) et occupe le fond du bassin nord Atlantique. AABW et NEABW dominent donc la couche inférieure la plus basse de l'Atlantique Sud et Nord. Les deux masses d'eau ont la même origine mais se distinguent en redéfinissant leurs propriétés physiques et chimiques en raison du mélange avec NADW à partir de 50°S jusqu'à l'équateur (Van Heuven et al., 2011).

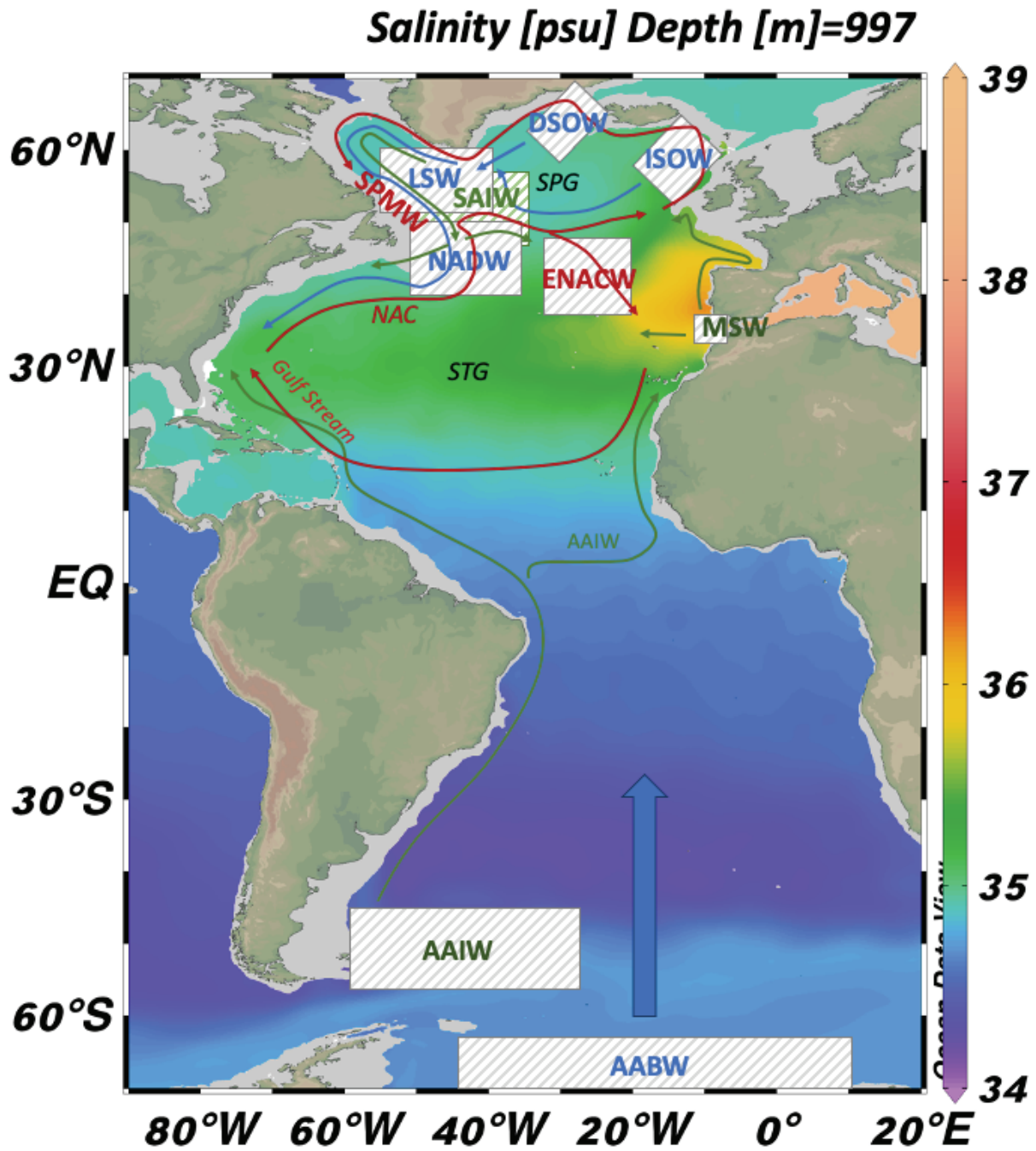


Figure 1. 6 : Synthèse des principales masses d'eau de l'Atlantique et de leur site de formation. En rouge : masses d'eau de surface ; en vert : masses d'eau intermédiaires ; en bleu : masses d'eau profondes ; les rectangles quadrillés représentent les zones géographiques de formation des différentes masses d'eau.

2.3. Les différents modes de circulation océanique

2.3.1. Variations de la circulation océanique entre stades glaciaires et interglaciaires

La circulation actuelle, et au cours des stades interglaciaires tels que l'**Holocène**, correspond à un mode avec une **AMOC active**, une NADW bien ventilée s'écoulant du nord vers le sud entre 2000 et 4000 m au-dessus de l'AABW mal ventilée remplissant le bassin profond (en dessous de 4000 m) depuis l'océan Austral vers le nord (Figure 1.7).

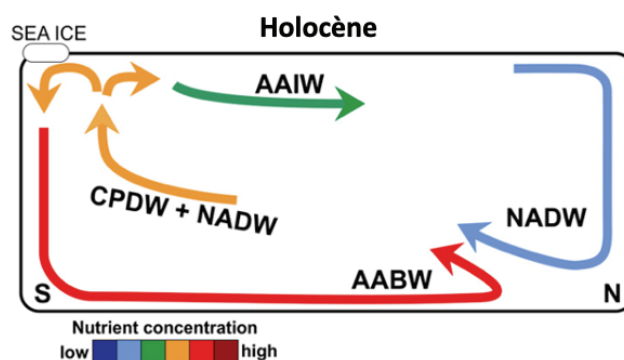


Figure 1.7 : Illustration schématique du mode de renversement de l'Atlantique à l'actuel et pendant les stades interglaciaires (adapté de Poggemann et al., 2017). Les masses d'eau et le débit sont indiqués par des flèches. Le code couleur représente la concentration en nutriments.

Néanmoins, plusieurs études (e.g., Curry & Oppo, 2005; Duplessy et al., 1988; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Poggemann et al., 2017) ont montré des changements substantiels de la nature et de la localisation des masses d'eau entre les conditions glaciaires et interglaciaires (Figure 1.8). Par exemple, lors du LGM, l'extension des calottes de glace était maximale dans l'Atlantique Nord, et le gyre subpolaire, actuellement limité aux latitudes supérieures à 50°N, s'étendait jusqu'à environ 40°N (Robinson et al., 1995). Le front subpolaire, qui marque la limite entre les eaux de surface chaudes du gyre subtropical et les eaux de surface froides du gyre subpolaire, occupait aussi une position plus méridionale vers 40°N et le transfert de chaleur vers les hautes latitudes était fortement réduit (Oppo & Lehman, 1993). Pendant le LGM, plusieurs traceurs de masse d'eau suggèrent que les **eaux d'origine Sud** (avec des propriétés similaires à celles des AABW actuelles) dominaient l'Atlantique glaciaire **en dessous** d'une profondeur d'environ **2 km**, et que les **eaux d'origine Nord** (avec des propriétés associées aux NADW actuelles) occupaient les **2 km supérieurs** (Curry & Oppo, 2005; Howe et al., 2016; Keigwin, 2004; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Marchitto & Broecker, 2006). Cette NADW glaciaire est appelée GNAIW (Glacial North Atlantic Intermediate Water) car elle circule à des profondeurs plus

faibles que celles des NADW actuelles. Les eaux glaciaires intermédiaires Nord Atlantique (*Glacial North Atlantic Intermediate Water*, **GNAIW**) ont été mises en évidence par des reconstructions de la circulation profonde dans l'Atlantique Nord montrant une augmentation du gradient de $\delta^{13}\text{C}$ entre les eaux intermédiaires (<2500m) ($\delta^{13}\text{C} \sim 1\text{‰}$) et les eaux profondes (>2500m) ($0\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < 0.5\text{‰}$) par rapport à l'état actuel (Duplessy et al., 1988). Ferrari et al. (2014) ont proposé un mécanisme pour expliquer la remontée du GNAIW en invoquant un changement dans les modalités de formation des eaux profondes.

Dans les conditions modernes, la divergence subantarctique est une zone où les eaux profondes remontent autour de l'Antarctique en raison de l'action des vents forts (pompage d'Ekman). Les eaux remontées retombent et forment l'AABW via le processus de rejet de la saumure. Ferrari et al. (2014) ont fait valoir qu'une augmentation de l'étendue de la glace de mer au **LGM** déplacerait ce bord et la zone de formation en eau profonde vers le nord créant ainsi une **forte stratification des masses** d'eau empêchant la remontée des AABW en surface. Le schéma de circulation du LGM s'organise alors en deux boucles distinctes ([Figure 1.8](#)). La première boucle correspond aux **GNAIW** qui se forment dans l'Atlantique Nord et restent **au-dessus de 2000 m**. Lorsque ces eaux atteignent l'océan Austral, elles remontent le long des isopycnes de divergence sous-antarctiques et reviennent en tant qu'eaux de surface et intermédiaire dans l'Atlantique Nord. Dans la cellule peu profonde, les AAIW sont donc principalement alimentées par les GNAIW peu profondes et appauvries en nutriments, ce qui entraîne des signatures Cd_w faibles et $\delta^{13}\text{C}$ élevées à des profondeurs intermédiaires (Poggemann et al., 2017) ([Figure 1.8](#)). La deuxième boucle correspond aux **eaux AABW** qui s'écoulent vers le nord dans l'Atlantique profond, **en dessous de 2000m**.

Si des modifications de la géométrie des masses d'eau de l'Atlantique entre l'actuel et le LGM ont été démontrés par des travaux récents, toutes les reconstitutions de la dynamique de la circulation, notamment à partir du rapport Pa/Th, tendent à montrer que le **taux de circulation de l'AMOC** avait globalement la **même intensité sur les deux périodes** (Gherardi et al., 2005; Gherardi et al., 2009; McManus et al., 2004; Yu et al., 1996).

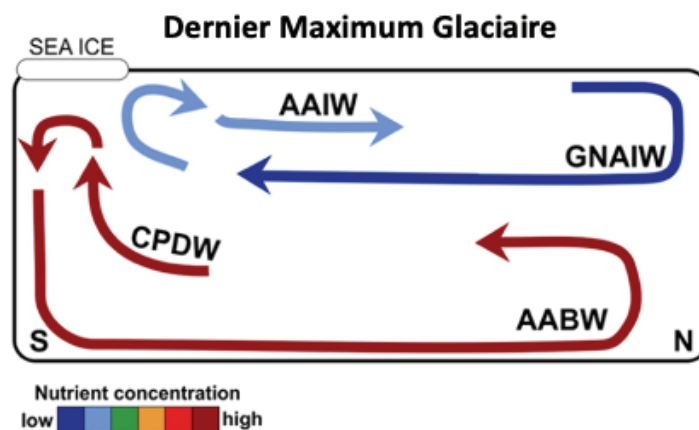


Figure 1. 8 : Illustration schématique du mode de renversement de l'Atlantique au LGM (adapté de (Poggemann et al., 2017)). Les masses d'eau et le débit sont indiqués par des flèches. Le code couleur représente la concentration en nutriments.

2.3.2. La circulation océanique pendant les événements climatiques rapides (millénaires)

Des événements climatiques rapides ont également ponctué l'histoire climatique de la Terre, et notamment pendant la dernière déglaciation (Lynch-Stieglitz et al., 2007), qui marque le passage entre le LGM et l'Holocène, pendant lesquels la circulation océanique a varié (Lynch-Stieglitz, 2017; Valley et al., 2017). En effet, au cours de l'événement d'Heinrich 1 (Heinrich Stadial 1, **HS1** ; 14,5-18 cal kyr BP) et du Younger Dryas (**YD** ; 11,5-12,8 cal kyr BP) des apports massifs d'eau douce dans l'Atlantique Nord vont perturber l'AMOC (Figure 1.9). En effet, les eaux de surface dans cette zone deviennent moins denses, et par conséquent elles plongent moins profondément dans les sites de convection tels que dans la mer du Labrador et dans les mers nordiques. L'impact des **apports d'eau douce** dans l'Atlantique Nord a été largement testé dans des modèles climatiques en exécutant des scénarios d'apport d'eau douce (par exemple Rahmstorf, 2002). Ces expériences numériques ont montré que la contribution d'eau douce est responsable d'un **ralentissement voire d'un arrêt total de la circulation AMOC** vers l'Atlantique Sud en fonction du flux d'eau douce imposé dans le modèle. Le ralentissement de l'AMOC induit alors un refroidissement de surface dans l'hémisphère Nord et un réchauffement de surface dans l'hémisphère Sud. En outre, plusieurs enregistrements de Pa/Th en Atlantique Nord-Ouest et sur la marge ibérique affichent également un schéma cohérent avec une réduction drastique de la circulation dans l'Atlantique Nord pendant le HS1. Ainsi, il a été proposé que la formation de NADW s'arrête complètement pendant cette période

et que les eaux d'origine sud (AABW et AAIW) remplissent le bassin profond et intermédiaire (Gherardi et al., 2009; McManus et al., 2004). En raison du réchauffement dans l'hémisphère sud, le retrait à grande échelle de la glace de mer antarctique a favorisé la **remontée peu profonde de CPDW** au nord de la limite de la glace de mer, alimentant à la fois l'AABW et l'AAIW. La formation de GNAIW en revanche a été supprimée. L'AAIW était donc caractérisée par des concentrations en nutriment élevées et un faible $\delta^{13}\text{C}$ (Poggemann et al., 2017). Cet effet de **bascule bipolaire thermique** peut s'expliquer de trois manières : 1) la réduction du transport de chaleur de l'équateur vers les zones subpolaires nord, 2) par la réduction de l'AMOC et donc du transport des eaux froides vers le sud et 3) une accumulation de la chaleur dans le bassin sud atlantique qui alimente très peu voire plus l'hémisphère nord.

Cependant, la relation entre les changements de température de surface (Sea Surface Temperature, SST) reconstruite et les enregistrements de débris de glace (Ice Rafted Debris, IRD) met en évidence un décalage systématique entre l'occurrence des IRD et le refroidissement de surface (Barker et al., 2015). Ces nouvelles observations ont contribué à l'évolution de la compréhension des mécanismes sous-jacents des événements froids de la dernière déglaciation. Il a été proposé que les rejets d'icebergs soient la conséquence du refroidissement observé lors des événements Heinrich plutôt que la cause (Barker et al., 2015) mais les mécanismes en jeu lors des événements Heinrich sont encore controversés et nécessitent davantage d'enregistrements.

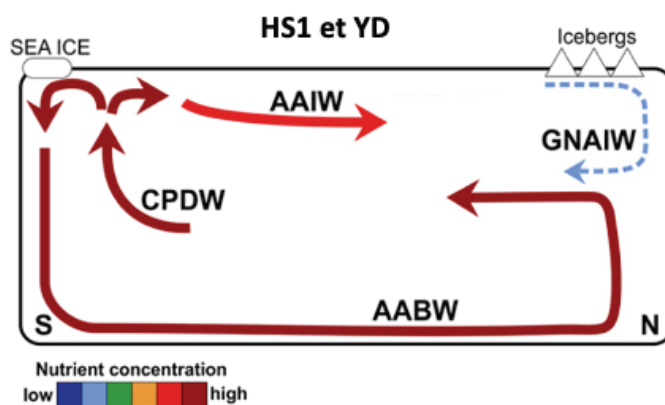


Figure 1. 9 : Illustration schématique du mode de renversement de l'Atlantique au HSI et au YD (adapté de Poggemann et al., 2017). Les masses d'eau et le débit sont indiqués par des flèches. Le code couleur représente la concentration en nutriments.

Nous avons vu que les variations orbitales génèrent des réponses du système climatique particulièrement au niveau des océans. Cependant, ces deux paramètres ne sont pas les seuls à jouer un rôle dans les transitions de périodes glaciaires à interglaciaires. Les océans, via les forçages orbitaux, ont une incidence importante sur la quantité de CO₂ atmosphérique nous allons donc voir l'impact des variations globales du cycle du carbone.

3. Impact des variations globales du cycle du Carbone

3.1. Généralités

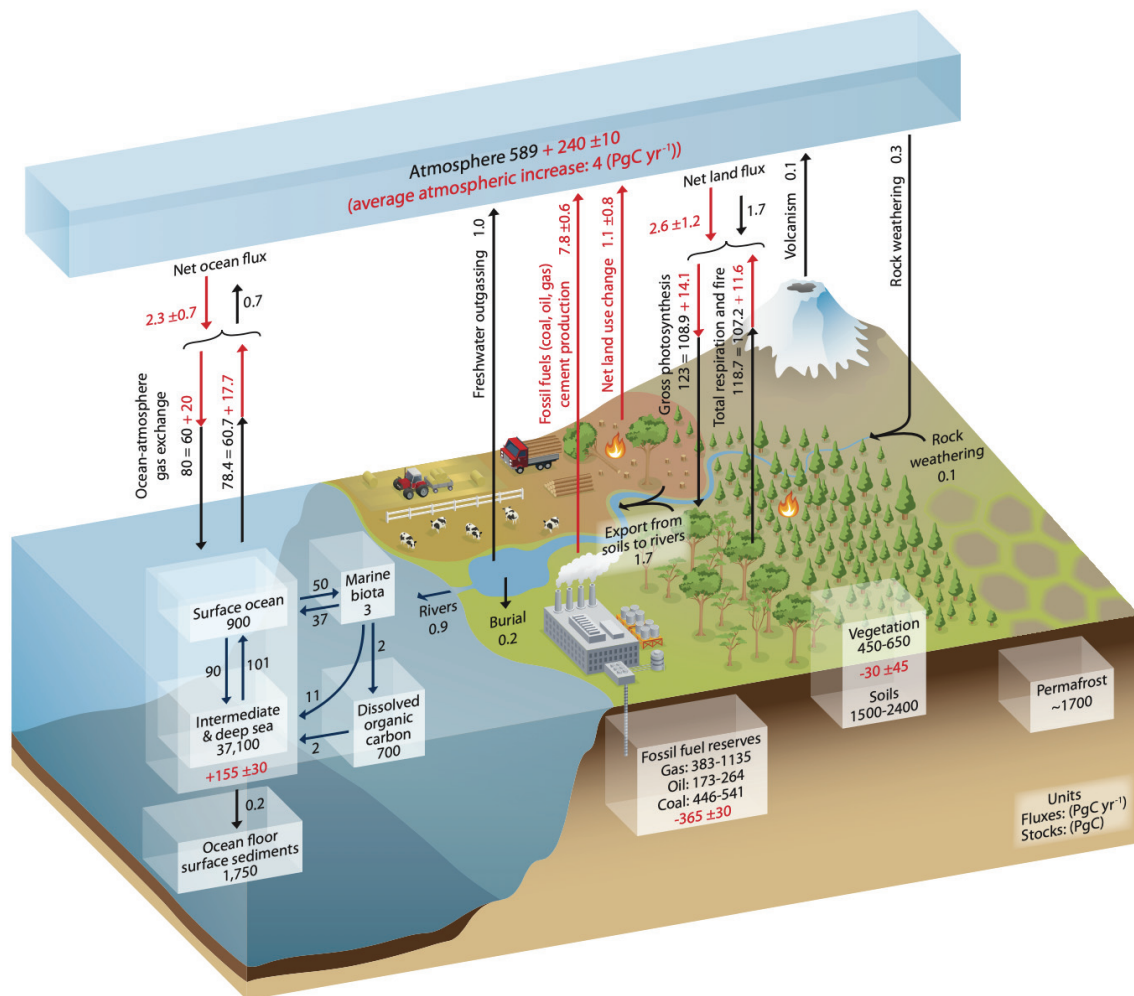


Figure 1. 10 : Le cycle du carbone. Les stocks sont indiqués en PgC (10^{15} gC), les flux entre les différents réservoirs sont représentés par des flèches. Les chiffres et flèches noirs indiquent les stocks et flux de carbone avant la période industrielle, ceux en rouge, pendant la période industrielle actuelle (Ciais et al., 2013).

Le cycle du **Carbone** est un **élément clé** du **système climatique**. Il existe quatre réservoirs majeurs : la lithosphère, la biosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère (Ciais et al., 2013) (Figure 1.10). L'essentiel des flux se fait entre l'atmosphère, les couches superficielles du sol et des océans et la biosphère qui échange du carbone via des processus naturels comme la respiration, la photosynthèse ou lors de la décomposition des constituants de la biosphère.

L'**atmosphère**, constitue le plus petit réservoir de carbone, avec 860 PgC. Le temps de résidence du CO₂ atmosphérique est d'environ 100 ans. Parmi les constituants principaux d'azote (78%) et d'oxygène (21%), la concentration en **CO₂** dans l'atmosphère ne représente que 0.04% de la concentration totale atmosphérique. Néanmoins, son temps de résidence associé à son impact sur le climat dû à son action « **effet de serre** », en font un gaz important à considérer.

L'**hydrosphère** constitue le deuxième plus grand réservoir de carbone (sous forme dissoute) sur Terre, avec ~39 000 PgC (après la lithosphère ~63 000 000 PgC). Le temps de résidence du carbone diffère entre l'océan de surface (25 ans) et l'océan profond (1.25 ka). L'hydrosphère est un **acteur important du cycle du Carbone** puisqu'il peut moduler le contenu atmosphérique en CO₂, qui est un important gaz à effet de serre. L'hydrosphère a la capacité d'échanger rapidement avec l'atmosphère via les échanges air-mer de surface. Dans l'océan, les échanges de gaz air-mer sont régulés par la température de surface de la mer ou encore les fluctuations de la couverture de glace de mer (Rahmstorf, 2002).

Ainsi, caractériser et reconstituer les variations des concentrations et des formes du C dans l'océan moderne et passé est un enjeu pour la compréhension des changements climatiques, en particulier dans le contexte actuel d'augmentation du CO₂ associé aux activités humaines (IPCC, 2019).

3.2. Le carbone inorganique dans l'eau de mer

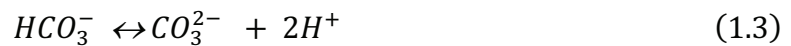
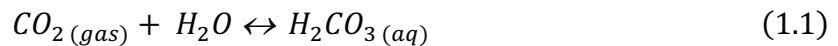
La **solubilité du CO₂**, **dépend** avant tout **de la température et de la pression** de son environnement : un gaz est d'autant plus soluble que la température est basse et les échanges entre l'air et la mer sont d'autant plus intenses que le déséquilibre entre l'air et l'océan est élevé. Les échanges de CO₂ à l'interface air-mer sont ainsi régis par des processus physiques et chimiques. La Loi d'Henry stipule que la concentration de gaz dissous dans un liquide à

l'équilibre est proportionnelle à la pression partielle qu'exerce ce gaz sur le liquide (noté « $p\text{CO}_2$ »). Cette loi s'exprime de la manière suivante :

$$C = S \times P$$

où C est la concentration dans l'eau, S la solubilité du gaz dans l'eau et P la pression partielle du gaz dans l'air.

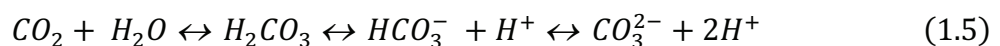
Lorsque le CO_2 se dissout dans l'eau de mer pour produire du CO_2 aqueux ($\text{CO}_{2(\text{aq})}$), il forme également de l'acide carbonique (H_2CO_3 , Équation 1.1). L'acide carbonique se dissocie rapidement pour produire des ions bicarbonates (HCO_3^- , Équation 1.2). À leur tour, les ions bicarbonates peuvent également se dissocier en ions carbonates (CO_3^{2-} , Équation 1.3). La réaction d'équilibre de dissolution est :



Dans l'océan, le carbone existe donc sous quatre formes inorganiques différentes : le dioxyde de carbone ($\text{CO}_{2(\text{aq})}$), l'acide carbonique (H_2CO_3), l'ion bicarbonate HCO_3^- et l'ion carbonate CO_3^{2-} (Zeebe & Wolf-Gladrow, 2001). La **somme des différentes formes inorganiques** de carbone forme le Carbone Inorganique Dissous noté **CID** et peut être exprimée ainsi (Équation 1.4) :

$$\text{CID} = [\text{CO}_2] + [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (1.4)$$

Les différentes espèces inorganiques de carbone en solution sont reliées par les équilibres suivants (Équation 1.5) :



Les deux dernières réactions (Équations 1.4 et 1.5) produisent des protons (H^+) qui ont une **influence sur le pH** (Figure 1.11). Dans l'eau de mer, les proportions relatives de CO_2 , HCO_3^- et CO_3^{2-} contrôlent donc le pH de l'eau de mer (Figure 1.11).

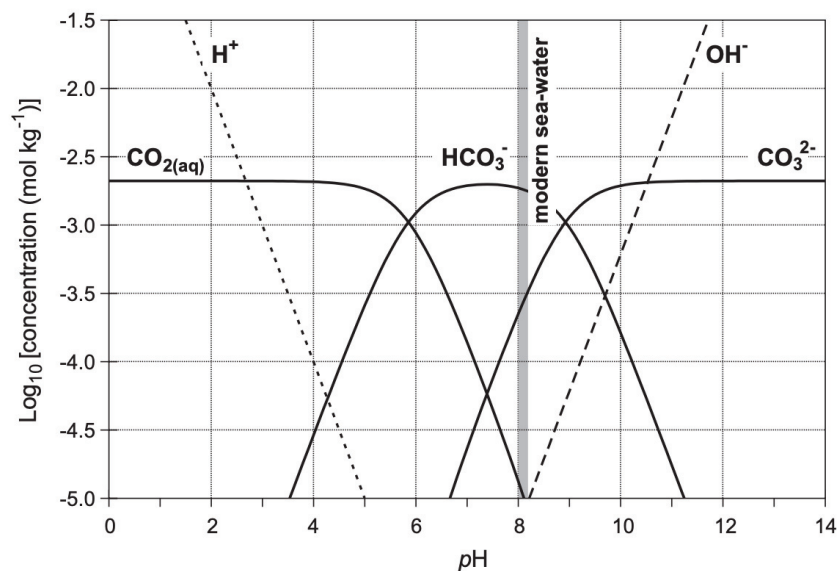


Figure 1. 11 : Les concentrations des espèces carbonatées dissoutes en fonction du pH appelées graphe de Bjerrum (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001). Figure de Ridgwell and Zeebe. (2005).

3.3. Les flux de carbone entre atmosphère et océan

La forme majoritaire du carbone dans l'océan est le **CID**, dont 37100 PgC dans l'océan profond et 900 PgC dans l'océan de surface. Le Carbone Organique Dissous (**COD**) représente 700 PgC et enfin, la biosphère marine compte pour 3 PgC dans l'océan total. Le dépôt de carbone dans les sédiments de surface au fond de l'océan représente un stock de 1750 PgC (Ciais et al., 2013) (Figure 1.12).

Des quantités importantes de carbone sont échangées entre l'atmosphère et l'hydrosphère et plus particulièrement avec l'océan. Les échanges de carbone se font dans un premier temps entre l'atmosphère et l'océan de surface, ces échanges représentent 90 PgC/an (Friedlingstein et al., 2019). Dans un second temps, les échanges de carbone ont lieu entre l'océan de surface et la biosphère marine (~ 50 PgC/an) et enfin, entre l'océan de surface et l'océan profond (~100 PgC/an). Les **sources et puits de carbone** sont ainsi **définis par** les échanges de carbone entre **l'atmosphère et l'océan** (Friedlingstein et al., 2019). Ces échanges

de carbone sont le résultat de deux processus : 1) les processus physico-chimiques, la pompe de solubilité aussi appelée « **pompe physique** », à travers la solubilité du CO₂ dans l'eau en lien avec la température de surface et la formation d'eaux profondes aux hautes latitudes impactant l'export de CID, et 2) les **processus biologiques** liés aux variations de la biosphère marine aussi appelé « pompe biologique » via le phytoplancton (Figure 1.12).

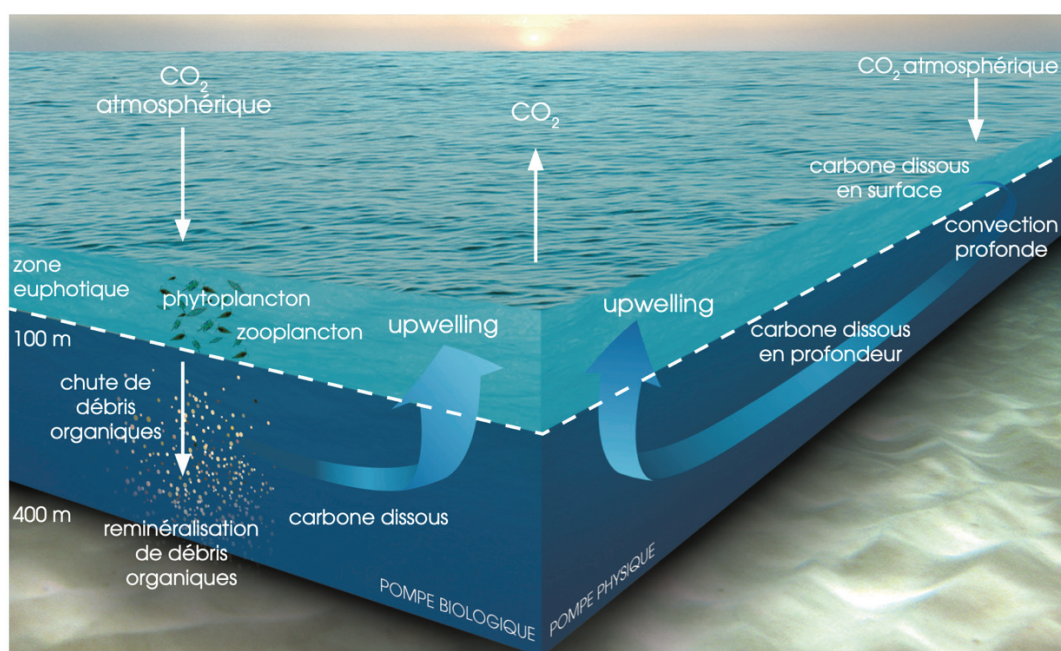


Figure 1. 12 : Cycle du carbone naturel et représentation des pompes biologique et physique. Figure de Bopp et al. (2002)

3.4. La pompe physique océanique

La **circulation thermohaline**, à travers la formation d'eaux profondes aux pôles (puit de CO₂), et à travers les zones d'upwelling (source de CO₂) au niveau des zones de divergence (notamment en Antarctique) participent activement aux échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère et par conséquent à la régulation de la concentration atmosphérique en CO₂ (Archer et al., 2003; Hain et al., 2014; Sigman et al., 2010; Sigman & Boyle, 2000). Les eaux denses et riches en CO₂ plongent à de grandes profondeurs, exportant ainsi le CO₂ vers l'océan profond via la circulation thermohaline en l'empêchant ainsi de continuer à entrer en contact avec l'atmosphère. La formation des eaux profondes froides et denses, localisée dans **l'Atlantique Nord** et dans l'Océan Austral, favorise le transfert du CO₂ de l'atmosphère vers l'océan profond, agissant comme un **puits**. Les eaux profondes remontent à la surface de

l'Océan Austral ainsi que dans l'Océan Pacifique Nord, entraînant une hausse du CO₂ dans les eaux de surface de ces secteurs et par conséquent, un **dégazage de CO₂** vers l'atmosphère (Figure 1.13).

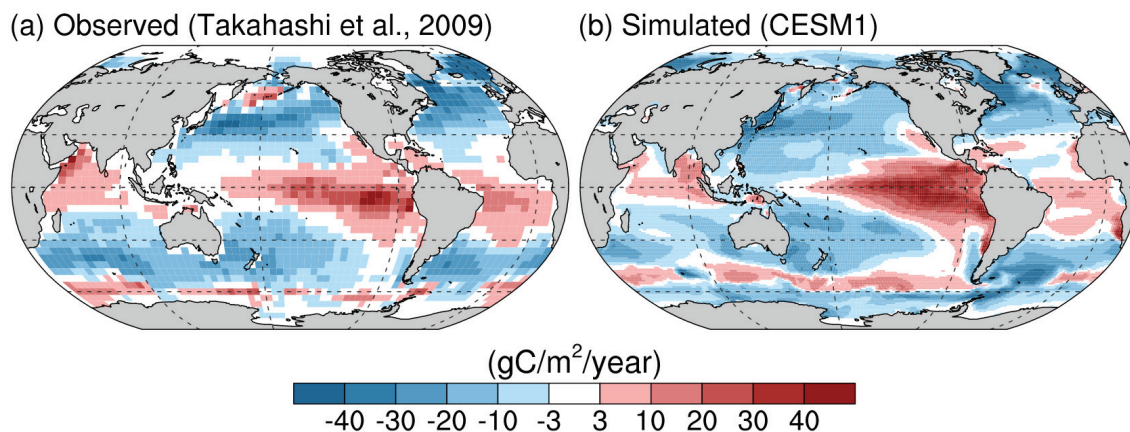


Figure 1. 13 : (a) Flux de CO₂ mer-air observé (Takahashi et al., 2009) et (b) simulé (CESM1) en l'an 2000. Un flux positif (négatif) indique un dégazage de CO₂ (absorption de CO₂) par l'océan. Figure de Chikamoto & DiNezio. (2021).

Des mesures sur des carottes de glace ont montré que la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère était plus faible pendant les périodes glaciaires (Figure 1.14).

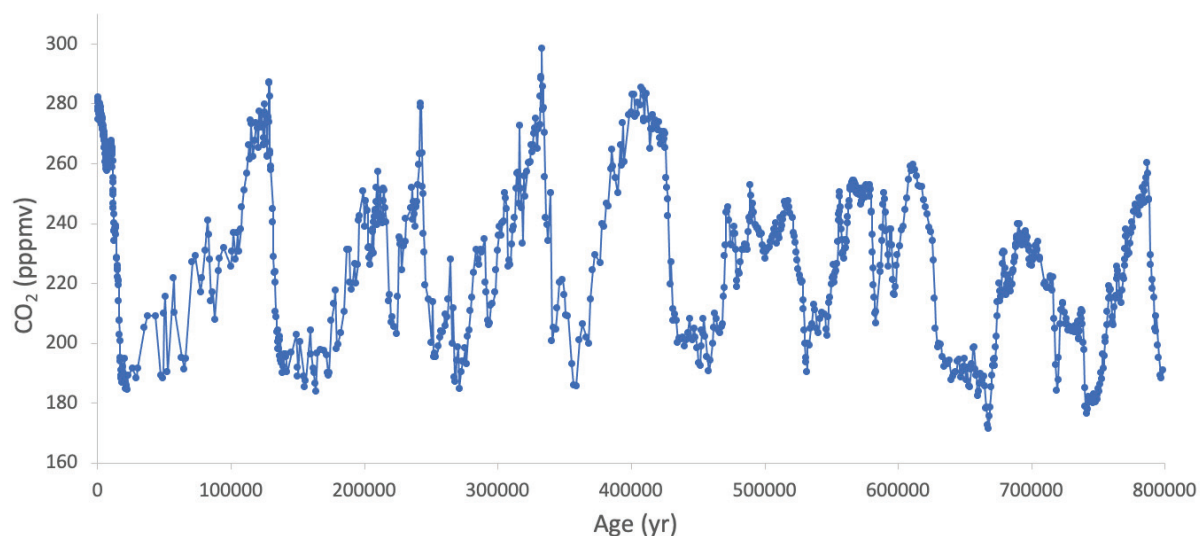


Figure 1. 14 : Enregistrements des carottes de glace Dome C et Vostok indiquant les variations de CO₂ atmosphérique au cours des derniers 800000 ans. (0-22 cal kyr BP : Dome C (Monnin et al., 2001); 22-393 cal kyr BP : Vostok (Pépin et al., 2001; Petit et al., 1999; Raynaud et al., 2005); 393-416 cal kyr BP : Dome C (Siegenthaler et al., 2005) ; 416-664 cal kyr BP : Dome C (Siegenthaler et al., 2005); 664-800 cal kyr BP : Dome C (Lüthi et al., 2008)).

Au cours de la **période glaciaire**, les **températures** de l'océan étaient plus **basses** ayant pour conséquence la **réduction de la concentration de CO₂** dans l'atmosphère en attirant davantage de gaz carbonique dans l'océan (Sigman & Boyle, 2000). L'océan profond, qui est le volume dominant d'eau océanique, a une température moyenne de 2°C. L'eau de mer commence à geler à environ -2°C, produisant de la glace de mer. En conséquence, les eaux océaniques profondes n'auraient pas pu être plus froides de plus de 4°C au cours de la dernière période glaciaire, ce qui place une limite supérieure sur la quantité de CO₂ supplémentaire que cette eau aurait pu séquestrer simplement en se refroidissant. Le refroidissement potentiel des eaux de surface dans les régions polaires telles que l'Antarctique est également limité par le point de congélation de l'eau de mer. La température de l'océan de surface des basses latitudes est cependant loin du point de congélation et n'a donc pas cette contrainte.

Les températures de surface, à l'échelle de tous les bassins océaniques, au LGM était de 2,7°C plus froid qu'aujourd'hui (Peya, 2017) (Figure 1.15a). Ce changement se situe dans la fourchette des estimations (~ 2–4°C) produites par d'autres modèles climatiques (Alder & Hostetler, 2015; Annan & Hargreaves, 2012; Braconnot et al., 2007). La température moyenne de l'océan de l'Atlantique au LGM était plus froide de 3,8°C par rapport à aujourd'hui (Peya, 2017). D'autres travaux paléocéanographiques suggèrent un refroidissement important jusqu'à 5°C dans l'Atlantique tropical (Guilderson et al., 1994).

Une estimation raisonnable du refroidissement des océans de la période glaciaire de 2,5°C à la surface polaire et de 5°C à la surface des basses latitudes conduirait à une diminution du CO₂ de 30 ppmv, les changements de température aux basses latitudes et polaires jouant des rôles à peu près équivalents dans cette diminution (Sigman & Boyle, 2000).

Un **effet opposé** sur le **CO₂ atmosphérique** à celui du changement de température glaciaire/interglaciaire est fourni par la **salinité plus élevée** de l'océan glaciaire (~1psu ; Peya, (2017)) (Figure 1.15b), due au stockage d'eau douce sur terre dans les calottes glaciaires de l'hémisphère Nord. Sur la base de la diminution d'environ 120 m du niveau de la mer au cours de la dernière période glaciaire (Fairbanks, 1989), l'ensemble de l'océan était environ 3% plus salé qu'il ne l'est aujourd'hui (Sigman & Boyle, 2000). Cette augmentation aurait réduit la solubilité du CO₂ dans l'eau de mer et augmenté le CO₂ atmosphérique de 6,5 ppmv. En prenant ensemble les effets estimés de la température et de la salinité, les changements de solubilité du CO₂ dans l'océan ne permettraient donc pas à eux seuls d'expliquer l'amplitude d'environ 100 ppm observée entre les périodes glaciaires et interglaciaires.

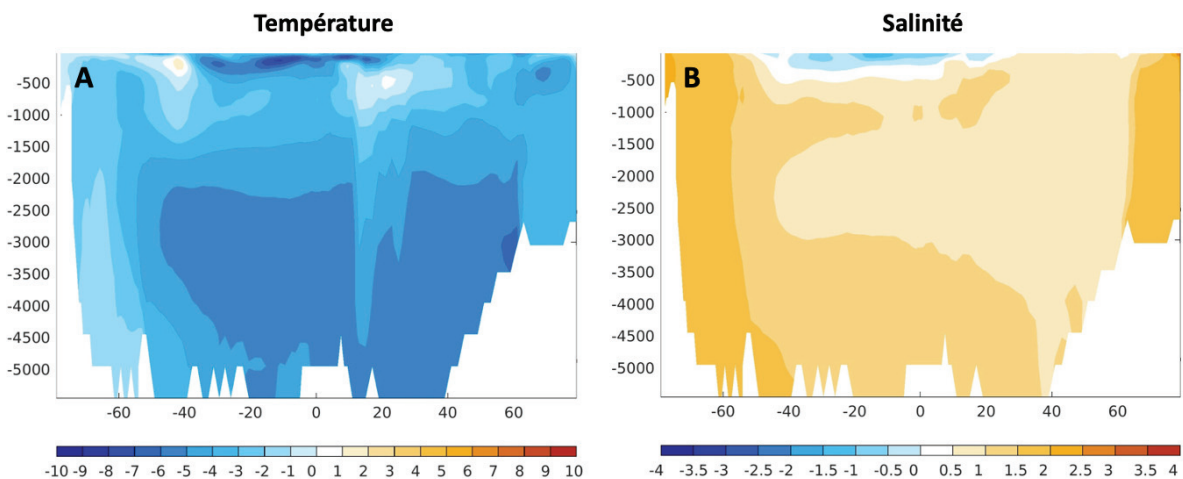
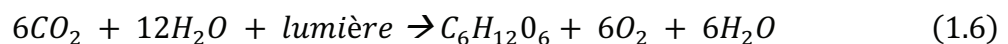


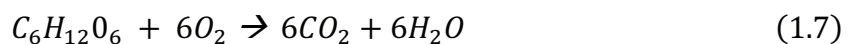
Figure 1. 15 : Modélisation moyenne des a) différences de température et b) de salinité dans le bassin atlantique entre le LGM et aujourd'hui (LGM – present) (Peya, 2017).

3.5. La pompe biologique dans l'océan

Dans l'océan, le processus de **photosynthèse** est utilisé par les organismes photoautotrophes (le phytoplancton) pour synthétiser de la matière organique à partir de carbone inorganique (CO_2_{aq}), d'eau (H_2O) et de lumière (Équation 1.6). Outre de la matière organique, la photosynthèse produit aussi de l' O_2 (Sigman & Hain, 2012).



Au contraire, le processus de **respiration** (Équation 1.7), utilisé par tous les êtres vivants, consomme l'oxygène et libère du CO_2 dans le but de produire de l'énergie.



Le **phytoplancton** est le principal acteur de la « **pompe biologique** » océanique (Figure 1.16). La pompe biologique a la capacité de séquestrer le carbone dans l'océan profond au détriment de l'océan de surface et de l'atmosphère via différents processus physicochimiques et biologiques (Hain et al., 2014; Volk & Hoffert, 1985).

La pompe biologique est l'ensemble des processus par lesquels le **CID** (par exemple, le dioxyde de carbone) est fixé dans la matière organique via la photosynthèse, puis **séquestré** loin de l'atmosphère généralement par transport dans l'océan profond. C'est environ 10 à 50% du carbone organique qui est exporté en profondeur et reminéralisé sous forme de CID dans les eaux intermédiaires et profondes (Henson et al., 2012). Seulement 1% de cette fraction atteint le sédiment et est stockée pour plusieurs millions d'années. La baisse de la concentration en CID en surface grâce au mécanisme de photosynthèse et à l'export du carbone organique en profondeur entraîne une **diminution du CO₂ dans l'océan de surface**. Le déséquilibre créé entre la concentration de CO₂ en surface et la concentration de CO₂ atmosphérique entraîne alors un flux positif de CO₂ vers l'océan, favorisant la baisse de la concentration atmosphérique de CO₂.

La reminéralisation du carbone organique dans la colonne d'eau lors de son export entraîne une **augmentation du CID** (notamment du CO₂) **dans l'océan profond**. Ce transfert de CID depuis l'océan de surface vers l'océan profond permet de séquestrer le carbone pendant plusieurs milliers d'années, réduisant les échanges possibles avec l'atmosphère (Ciais et al., 2013). La pompe biologique agit donc comme un puits de CO₂.

L'efficacité de la pompe biologique associée à la pompe physique représentent les mécanismes majeurs pouvant expliquer les variations de la concentration atmosphérique en CO₂ au cours de la dernière déglaciation (Hain et al., 2010, 2014; Kohfeld et al., 2005).

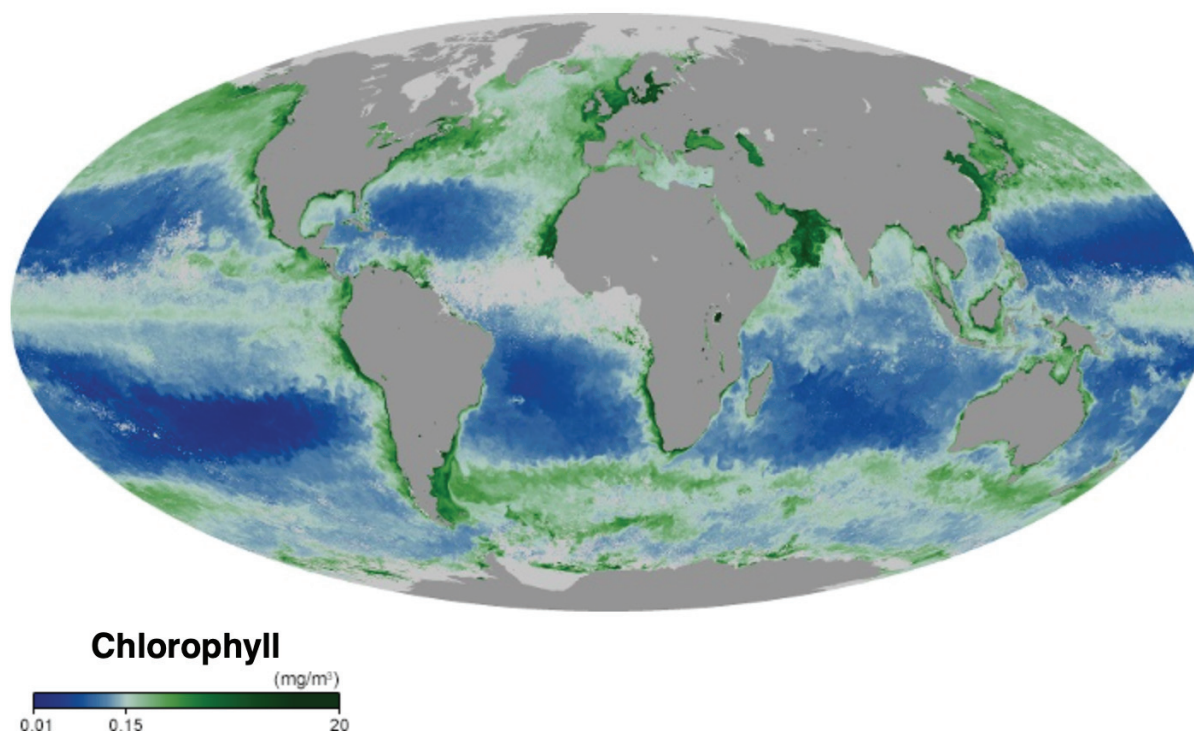


Figure 1. 16 : Concentrations de surface en chlorophylle⁴ (en milligramme de chlorophylle⁵.m⁻³) de mars 2022 (source : https://earthobservatory.nasa.gov/global-maps/MY1DMM_CHLORA). Les zones bleues/vertes correspondent respectivement à une faible/forte quantité de chlorophylle, indiquant une faible/forte activité phytoplanctonique. Les observations proviennent du spectroradiomètre imageur à résolution moyenne (MODIS) du satellite Aqua de la NASA. Les zones gris foncé correspondent aux terres émergées et les zones gris clair à l'absence de données à cause de la glace de mer, de l'obscurité polaire ou des nuages.

Plusieurs études ont reconnu l'importance potentielle de l'océan de surface des hautes latitudes pour le changement de **CO₂ glaciaire/interglaciaire**, à travers son effet sur l'efficacité globale de la pompe biologique (Knox & McElroy, 1984; Siegenthaler & Wenk, 1984). Dans l'océan moderne, au niveau de l'océan Austral, les eaux riches en nutriments et chargées en CO₂ de l'océan profond sont exposées à l'atmosphère et renvoyées en profondeur avant que les nutriments disponibles ne soient pleinement utilisés par le phytoplancton pour la fixation du carbone (Sigman & Boyle, 2000). Cette **utilisation incomplète des nutriments** remontés permet au CO₂ profondément séquestré d'être relâché dans l'atmosphère, **augmentant le pCO₂ atmosphérique**. Sur cette base, l'utilisation plus importante des nutriments dans l'océan de surface des hautes latitudes a été invoquée comme une cause possible de la réduction de la pCO₂

⁴ La chlorophylle est l'un des pigments qui absorbent la lumière dans le processus de la photosynthèse. Le phytoplancton est constitué d'organismes photosynthétiques pourvus de chlorophylle grâce à laquelle il peut capter l'énergie solaire.

atmosphérique observées lors des périodes glaciaires (Broecker & Peng, 1989; Keir, 1988; Knox & McElroy, 1984; Siegenthaler & Wenk, 1984). Dans ce sens, Peya, (2017) a montré que **l'océan Atlantique profond glaciaire et actuel est enrichi en CID** par rapport à l'océan de surface (Figure 1.17). Cette tendance se renforce dans l'océan glaciaire. Il a aussi montré que le LGM et l'océan actuel sont également élevés en CID à l'équateur à une profondeur comprise entre 500 et 1000 m en raison de la production de matière organique à l'équateur.

L'océan Austral ventile de grands volumes de l'intérieur de l'océan, faisant des variations de l'utilisation des nutriments un facteur potentiellement important de changement de CO₂ glaciaire/interglaciaire. La zone antarctique est centrale dans la formation des eaux profondes et de profondeur intermédiaire, ce qui rend cette région importante pour l'équilibre CO₂ atmosphère/océan. Partant de cette hypothèse, des calculs de modèle de boîte (Sigman et al., 1998) indiquent que l'effet immédiat d'une augmentation de 30 % du réservoir océanique de nutriments, l'amélioration de l'extraction du CO₂ de la surface de l'océan vers sa séquestration dans les profondeurs marines, abaisse le CO₂ atmosphérique de 30-45 ppmv.

Contrairement aux eaux de surface polaires, l'importance de l'état des éléments nutritifs des systèmes d'upwelling des basses latitudes pour le CO₂ atmosphérique ne s'étend pas aux échelles de temps glaciaires/interglaciaires car ces régions ne ventilent pas l'intérieur de l'océan. Une augmentation de l'upwelling augmenterait le taux de production d'exportation à partir de l'océan de surface mais n'améliorerait pas l'extraction de CID de l'océan. Les nutriments remontés dans ces environnements sont finalement consommés avant que l'eau qui les retient ne soit renvoyée à l'intérieur de l'océan, de sorte que l'utilisation des nutriments est complète aujourd'hui et l'aurait été également au cours de la dernière période glaciaire.

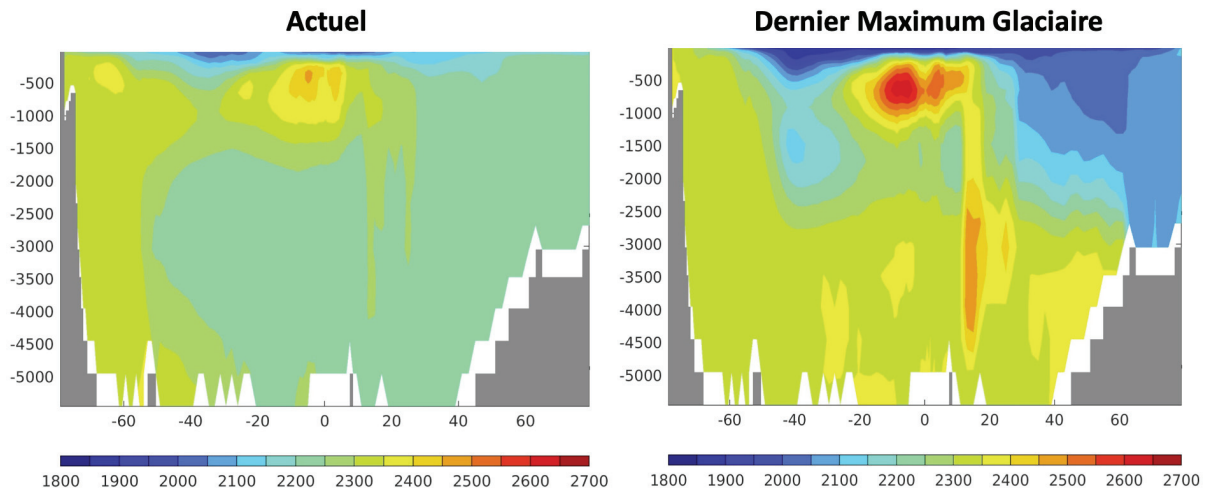
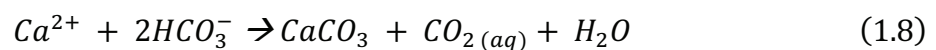


Figure 1. 17 : DIC moyen a) à l'actuel b) au Dernier Maximum Glaciaire dans le bassin atlantique (Peyra, 2017).

Les échanges de gaz CO_2 entre l'atmosphère et l'océan sont donc régulés par deux pompes : la pompe physique et la pompe biologique. Cependant, la pompe biologique prend en compte deux types de production : 1) la production de matière organique que nous venons de présenter dans cette partie et 2) la production des carbonates de calcium (CaCO_3) définie comme la « contre-pompe des carbonates » que nous verrons dans la partie suivante (Hain et al., 2014; Salter et al., 2014) et qui joue davantage un rôle sur l'alcalinité de l'océan.

3.6. Carbonate de calcium et saturation des carbonates

Le carbonate de calcium (CaCO_3) est le constituant principal des coquilles d'animaux marins tels que les foraminifères. Il est composé d'ions carbonate (CO_3^{2-}) et d'ions calcium (Ca^{2+}). La précipitation peut être décrite par l'équation suivante (Équation 1.8) :



Le carbonate de calcium cristallise naturellement sous deux formes cristallines principales : l'aragonite et la calcite (Reeder, 1983). La différence entre ces structures leur donne des propriétés physiques et chimiques différentes, l'aragonite étant notamment plus soluble que la calcite (Broecker, 1982; Mucci, 1983). Le produit de solubilité K_{SP}^* est exprimé par (Équation 1.9) :

$$K_{sp} = ([Ca^{2+}] \times [CO_3^{2-}])_{sat} \quad (1.9)$$

Où l'indice « sat » fait référence à la concentration totale de l'élément dans une solution saturée par du $CaCO_3$. Ce coefficient de solubilité dépend essentiellement de deux paramètres : la température et la pression. La température n'a qu'un faible effet sur le K_{SP}^* , en l'augmentant lorsque la température diminue (Mucci, 1983). Par contre, la pression joue un grand rôle sur ce coefficient, ce dernier augmentant fortement avec la pression. Cet effet de la pression explique l'augmentation de la dissolution des carbonates avec la profondeur de dépôt dans les océans.

En effet, une fois le $CaCO_3$ produit il quitte la surface de l'océan et peut soit se dissoudre dans la colonne d'eau ou au fond de l'océan, soit être enfoui (Battaglia et al., 2016). La dissolution du carbonate de calcium dépend principalement de l'état de saturation de l'eau de mer (Ω) par rapport à la calcite ou à l'aragonite (Sarmiento & Gruber, 2006). La saturation en $CaCO_3$, noté Ω , est exprimée comme le produit des concentrations in situ des ions calcium et carbonates divisé par le produit de solubilité (Chung et al., 2003) (Équation 1.10), soit :

$$\Omega = \frac{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]}{K_{sp}^*} \quad (1.10)$$

La dissolution des minéraux $CaCO_3$ est thermodynamiquement possible lorsque le produit des concentrations en ions calcium et carbonate est inférieur au produit de saturation dans le milieu environnant. En effet, lorsque $\Omega < 1$, l'eau de mer est sous-saturée ce qui induit la dissolution du carbonate de calcium. Lorsque $\Omega > 1$, l'eau de mer est sursaturée, mais la plupart du temps dans l'océan on n'observe pas de précipitation directe de carbonate de calcium car l'eau de mer contient de nombreuses espèces chimiques qui peuvent inhiber la croissance cristalline des carbonates (Zeebe & Wolf-Gladrow, 2001).

Un autre facteur de contrôle de la dissolution de CaCO_3 est le dioxyde de carbone. Le carbonate de calcium est très faiblement soluble dans l'eau pure mais soluble dans l'eau chargée en dioxyde de carbone (CO_2). Or la solubilité des gaz dans l'eau augmente avec la pression. En milieu acide, le carbonate de calcium se convertit en bicarbonate de calcium $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, très soluble dans l'eau. Cette transformation se fait selon la pression partielle en CO_2 ($p\text{CO}_2$) et la température, qui forme de l'acide carbonique H_2CO_3 . Or, dans l'océan profond, la respiration de la matière organique diminue la concentration en ions carbonate (et de ce fait, augmente la concentration en CO_2) dans l'océan profond, ce qui entraîne une nouvelle diminution de Ω .

Ainsi, étant donné que K_{SP} et Ω sont inversement liés, plus la profondeur de l'océan est grande, plus l'environnement ambiant est susceptible d'être sous-saturé (c'est-à-dire $\Omega < 1$). La profondeur à laquelle $\Omega = 1,0$ se produit est appelée horizon de saturation à l'équilibre (*Calcite saturation horizon*, **CSH**). Bien que la calcite devienne thermodynamiquement instable juste en dessous de la CSH, la dissolution ne se déroule qu'extrêmement lentement. La plus grande profondeur à laquelle les impacts de dissolution deviennent perceptibles est appelée lysocline (Broecker, 2003). En pratique, cela est considéré comme le point d'inflexion qui marque une nette augmentation de la vitesse de dissolution (Milliman et al., 1999).

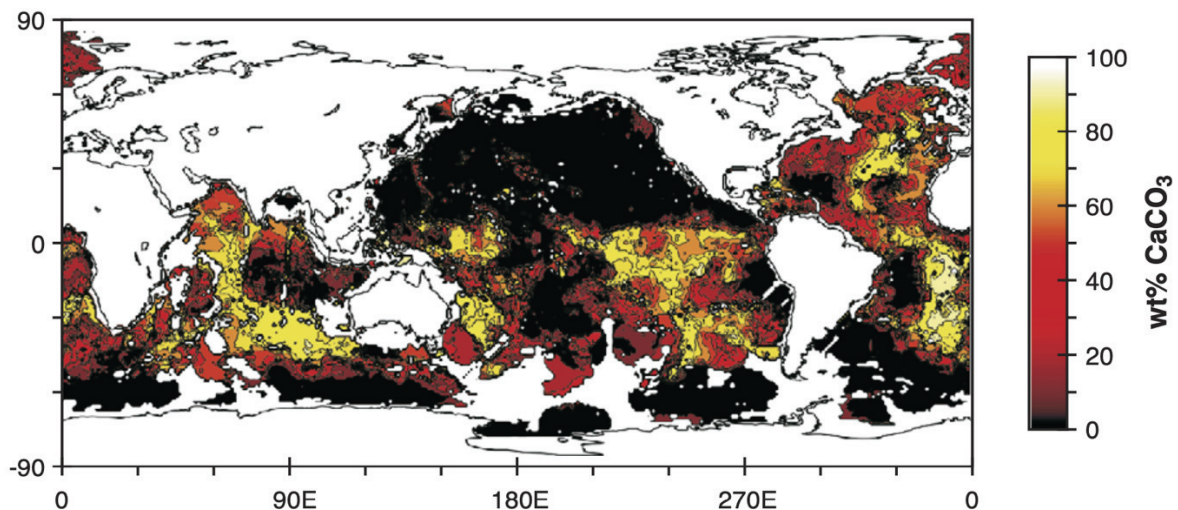


Figure 1. 18 : Répartition de la teneur en carbonate de calcium des sédiments superficiels de la mer profonde (Archer, 1996). Il y a une prédominance apparente de l'accumulation de CaCO_3 dans les océans Atlantique et Indien par rapport au Pacifique. Ceci est principalement une conséquence de la plus grande accumulation de CO_2 métabolique dans les eaux profondes du Pacifique, qui entraîne un plus grand degré de sous-saturation, ainsi qu'une plus grande profondeur d'eau (Ridgwell & Zeebe, 2005).

Quel que soit la pompe (biologique ou physique), l'échange de gaz CO_2 dépend de la différence entre la pCO_2 atmosphérique et océanique. La pCO_2 océanique dépend à son tour du CID et de l'alcalinité. La pompe biologique au sens large, transporte le carbone lié organiquement (*Particulate Organic Carbon, COP*) et le CaCO_3 du site de production près de la surface dans l'océan profond, où ils sont lentement reminéralisés et dissous. Les deux pompes modifient donc le CID et l'alcalinité de l'océan de surface et profond, ce qui affecte la pCO_2 (Jansen, 2001).

La synthèse de squelettes carbonatés par les organismes biologiques a donc une influence sur les équilibres acido-basiques de l'eau de mer puisque le carbonate de calcium, lors de sa formation, libère du CO_2 dissous. Ainsi, la précipitation de CaCO_3 conduit à une baisse du pH de l'eau de mer et à une baisse de l'alcalinité (Figure 1.19). L'excès de CO_2 lié à la calcification va diffuser le gaz carbonique de l'océan vers l'atmosphère. D'où le fait que ce phénomène soit souvent appelé la « contre-pompe » des carbonates pour souligner le fait que la calcification a tendance à augmenter la pCO_2 atmosphérique, contrairement à la pompe biologique décrite plus haut.

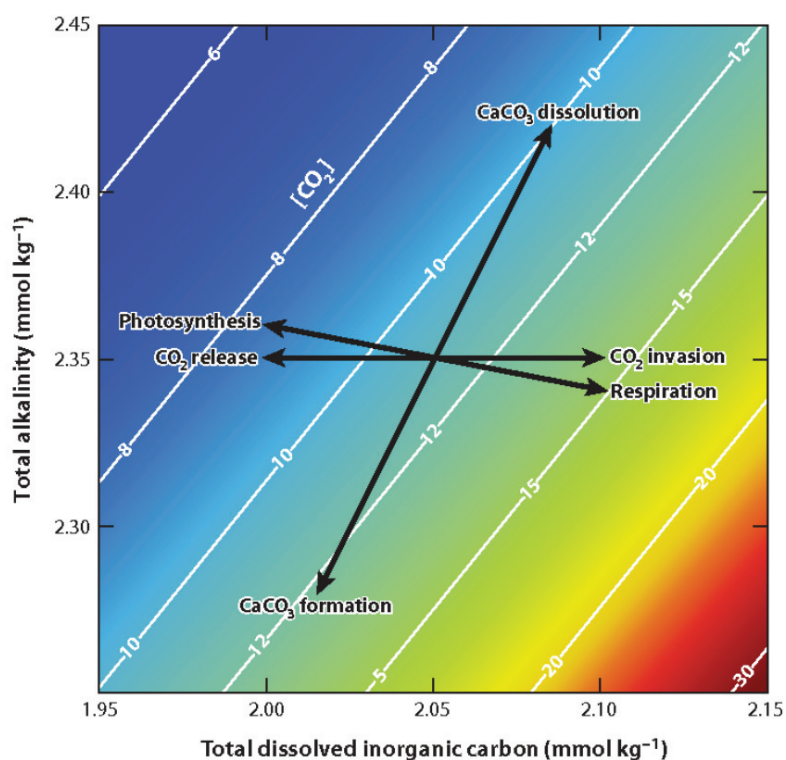


Figure 1. 19 : Impact des processus biogéochimiques de la pompe biologique sur le cycle du carbone dans l'océan (Zeebe, 2012).

La distribution atlantique de l'alcalinité pour l'actuel et le LGM sont illustrés à la [figure 1.20](#).

Tant pour le LGM que pour nos jours, l'océan Atlantique profond a une concentration d'alcalinité plus élevée que l'océan de surface. La plus faible concentration d'alcalinité dans les eaux à moins de 500 m de profondeur résulte de la production biologique de CaCO_3 , tandis que les valeurs d'alcalinité plus élevées dans l'océan profond résultent de la dissolution de CaCO_3 .

Au LGM la concentration en éléments nutritifs est plus élevée qu'aujourd'hui en raison de l'abaissement du niveau de la mer de ~ 120 m. La concentration d'alcalinité LGM est plus faible à la plage de profondeur entre ~ 0 et 2000 m (inférieur d'environ 23mmol/m^3 par rapport à l'actuel) mais plus élevée dans l'océan plus profond qu'aujourd'hui (environ 115mmol/m^3). Les changements d'alcalinité de surface sont entraînés par les changements d'emplacement de différentes masses d'eau entre LGM et aujourd'hui. Les augmentations de l'alcalinité normalisée par la salinité en dessous de 2000 m dans l'océan indiquent des changements dans le flux vertical de POC et de CaCO_3 comme facteurs supplémentaires.

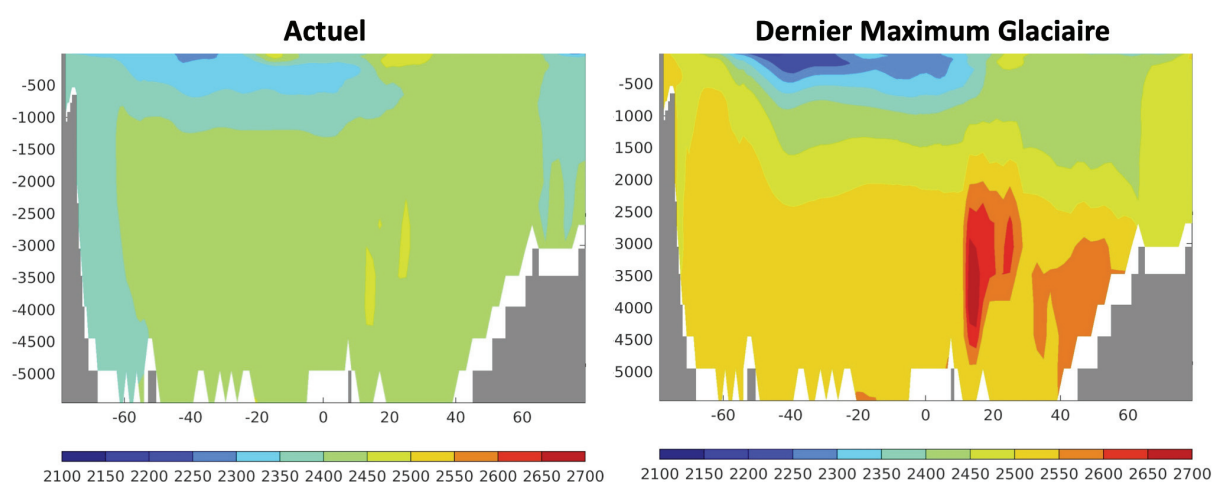


Figure 1. 20 : Alcalinité moyenne a) à l'actuel b) au Dernier Maximum Glaciaire dans le bassin atlantique (Peya, 2017).

Chapitre 2 : Matériel et méthodes

Ce projet de thèse soulève plusieurs questions relatives aux changements de circulation océanique et du cycle du carbone au cours de la dernière déglaciation. Afin d'y répondre, il sera présenté dans un premier temps les deux sites d'étude (contexte géomorphologique, hydrologie et modèle d'âge) des carottes de la marge Ibérique à 997m de profondeur d'eau (carotte SU92-28) et de celle du banc de Porcupine à 1153m de profondeur d'eau (carotte MD01-2461). Puis, seront présentées les différentes méthodes utilisées : les isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$), les isotopes radioactifs ($\Delta^{14}\text{C}$), les isotopes du néodyme (ϵNd), les rapports élémentaires (Mg/Ca, Li/Ca, Cd/Ca, Ba/Ca, Sr/Ca et U/Ca et enfin le choix des espèces pour les analyses géochimiques.

1. Présentation de la zone d'étude

1.1. Hydrologie et paramètres environnementaux actuels

1.1.1. Le Golfe de Cadix

1.1.1.1. Contexte géomorphologique

Le **Golfe de Cadix** se situe dans l'**Atlantique Nord-Est** à la jonction avec la **mer Méditerranée occidentale** (Figure 2.1). Il s'étend de l'entrée du détroit de Gibraltar à l'est jusqu'à la pointe du Cap St-Vincent au nord-ouest (Hanquiez et al., 2010; Marchès et al., 2007; Mulder et al., 2002, 2003). Le golfe est délimité au nord et au sud respectivement par les plates-formes ibérique et marocaine et à l'ouest par un domaine océanique constitué par les plaines abyssales du Fer à Cheval et de Seine (Mélières, 1974b). Le Golfe de Cadix se caractérise par une bathymétrie irrégulière et une morphologie concave vers le SW (Hanquiez, 2006; Maldonado & Nelson, 1999). En outre, sa marge continentale nord (ibérique) est divisée en trois domaines physiographiques bien définis : 1) **le plateau continental** caractérisé par une largeur variable, plus importante dans la partie centrale de la zone espagnole (~ 30 km), plus étroite vers le Portugal (~ 17 km) et vers le détroit de Gibraltar (< 10 km) avec une pente moyenne de 0,5°. Le plateau continental s'étend jusqu'à 120 m de profondeur où il présente une rupture de pente avec la pente continentale (Hassan, 2014). 2) **La pente continentale** subdivisée en trois grands sous-domaines (supérieure, médiane, inférieure). La pente continentale supérieure s'étend entre 130 et 400 m de profondeur d'eau, elle est large 10 km en moyenne (localement >20 km) avec une pente comprise entre 1° et 3°. La pente continentale médiane est située entre 400 et 1200 m de profondeur d'eau est caractérisée par un plateau marginal étendu (ou terrasse) avec une largeur maximum de 100 km et une pente faible moyenne comprise entre 0,5° et 1°. La pente continentale inférieure se situe entre 1200 et 4000 m de profondeur d'eau, avec un gradient compris entre 2° et 4° et une largeur variant de 50 km au nord-ouest à plus de 200 km au sud-est (Hassan, 2014). 3) **Le glacis**, qui fait partie du domaine marin profond interne s'étendant de 2000 à 4000 m de profondeur d'eau. Il est étroit (<60 km) et incliné jusqu'à 2° dans la partie NW de la marge, le glacis évolue vers une pente plus douce (<1,5°) et une extension de l'ordre de la centaine de kilomètres dans la partie SE de la marge (Hassan, 2014). 4) Au-delà, **la plaine abyssale** est située à des bathymétries supérieures à 4300 m, ce domaine marin profond se caractérise par de grandes plaines abyssales (e.g., plaines du Fer à Cheval et de Seine) séparées par des hauts fonds orientés ENE/WSW (bancs de Gorringer et d'Ampère ; Mélières, 1974; Hassan, 2014).

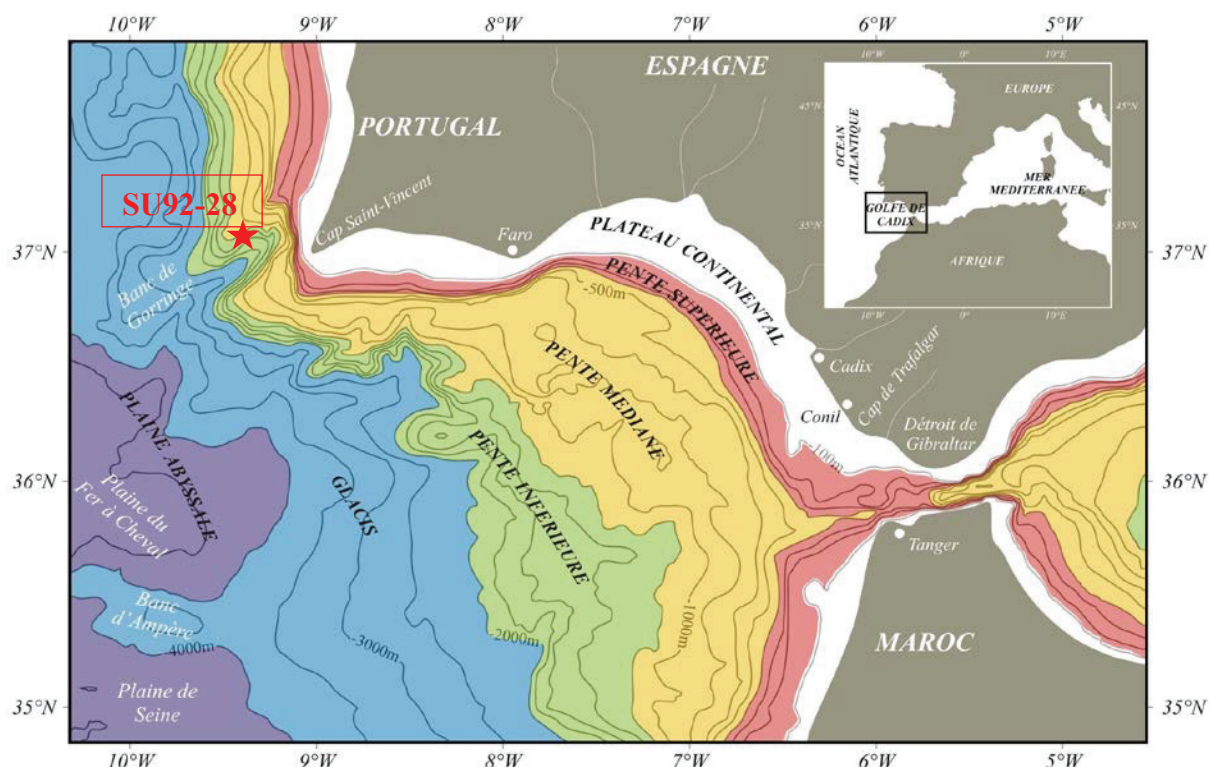


Figure 2. 1 : Carte bathymétrique de la marge continentale adaptée de Hassan (2014) avec la localisation de la carotte SU92-28 au large du Cap Saint-Vincent.

1.1.1.2. Hydrologie actuelle

La marge Ibérique est le point de rencontre entre la mer Méditerranée et l'océan Atlantique (Figure 2.2).

Au niveau de la marge Ibérique, les 100 premiers mètres sont occupés par les eaux de surface de l'Atlantique (SAW, *Surface Atlantic Water*) caractérisées par des températures chaudes ($\theta > 16^{\circ}\text{C}$; Figure 2.2d), une forte salinité ($S > 36,4$ psu ; Figure 2.2e) (Criado-Aldeanueva et al., 2006) et des fortes concentrations en oxygène ($\text{O}_2 > 200 \mu\text{mol.kg}^{-1}$, Figure 2c) (Liu & Tanhua, 2021). Les eaux de surface ont des concentrations de phosphates et de silicates comprises entre 0 et $50 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Liu & Tanhua, 2021; Figure 2.2a et 2.2b).

En dessous du SAW, les eaux centrales de l'Atlantique Nord-Est (ENACW, *East North Atlantic Water*) s'écoulent d'ouest en est entre 100 et 600 m de profondeur d'eau. Cette masse d'eau est caractérisée par des salinités plus faibles ($S = 35,3-36,6$ psu ; Figure 2.2e), des températures potentielles allant de 11°C à 16°C (Criado-Aldeanueva et al., 2006; Louarn & Morin, 2011; Piepgras & Wasserburg, 1983) (Figure 2.2d) et des concentrations en oxygène $\sim 230 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Liu & Tanhua, 2021) (Figure 2.2c). Les concentrations en phosphate sont

d'environ $0,6 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ et les concentrations en silicate varient de 2.49 à $5.33 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Liu & Tanhua, 2021) (Figure 2.2a et 2.2b).

De 600 à 1500 m, la circulation dans la marge du golfe de Cadix est principalement influencée par les eaux de sorties méditerranéennes (**MOW**, *Mediterranean Overflow Water*), qui sont salées ($S \sim 36,9$ psu ; Figure 2.2e), chaudes ($\theta \sim 13^\circ\text{C}$; Figure 2.2d) (Ambar et al., 1978; Ambar & Howe, 1979; K. Tachikawa et al., 2004) et pauvre en oxygène ($172 \mu\text{mol.kg}^{-1}$; Figure 2.2c) (Cabeçadas et al., 2002). Les concentrations de phosphates sont d'environ $0,4 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ tandis que les concentrations de silicate sont d'environ $7.6 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Cabeçadas et al., 2002). Elle est formée en mer Méditerranée par un mélange de 90% d'eau intermédiaire levantine (**LIW**, *Levantine Intermediate Water*) avec une petite partie d'eau profonde de la Méditerranée occidentale (**WMDW**, *West Mode Deep Water*) (Bryden & Stommel, 1984).

Les propriétés physiques du MOW pendant le processus de descente du détroit de Gibraltar sont modifiées en raison de l'entraînement de l'ENACW. La masse d'eau résultante est appelée eau de la mer Méditerranée (**MSW**, *Mediterranean Sea Water* ; $\theta = 12,2^\circ\text{C}$, $S \sim 36,7$ psu, $[\text{O}_2] = 186.2 \mu\text{mol.kg}^{-1}$, silicate = $7.2 \mu\text{mol.kg}^{-1}$, phosphate : $0,7 \mu\text{mol.kg}^{-1}$; van Aken, 2000; Cabeçadas et al., 2002 ; Figure 2.2). Le MSW, se déplace du SE au NW le long du versant sud-ibérique. Vers l'Ouest, la température, la salinité et la vitesse du MSW diminuent. Il s'est ensuite séparé en une couche centrale supérieure (**MSW_U**, *Upper Mediterranean Sea Water*) et inférieure (**MSW_L**, *Lower Mediterranean Sea Water*) à 600–950 m et 1 000–1 500 m de profondeur (Fusco et al., 2008; Schönfeld & Zahn, 2000).

La MSW_U est la branche la plus étroite du MSW, représentant le courant le moins dense qui coule vers le nord-ouest parallèlement au talus continental à des profondeurs comprises entre 600 et 950 m. Il a une température potentielle moyenne de $13,7^\circ\text{C}$ (Figure 2.2d), une salinité élevée de $\sim 37,1$ psu (Figure 2.2e) (Ambar et al., 1978; Ambar & Howe, 1979) et des concentrations en oxygène plus élevée que la couche inférieure ($177\text{-}184 \mu\text{mol.kg}^{-1}$; Figure 2.2c)(Cabeçadas et al., 2002). Les concentrations de phosphate sont de l'ordre de $0.5\text{-}0.7 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ tandis que les concentrations de silicate sont de l'ordre de $5 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Cabeçadas et al., 2002 ; Figure 2.2a et 2.2b). La MSW_L est le flux principal de la MSW, il s'écoule parallèlement au talus continental entre 1000 m et 1500 m de profondeur d'eau. La MSW_L est caractérisée par une température potentielle de $13,6^\circ\text{C}$ (Figure 2.2d), également une salinité élevée de $\sim 37,4$ psu (Figure 2.2e) (Ambar, 1983; Ambar et al., 2002; Ambar & Howe, 1979; Howe et al., 1974; Reid, 1978; Zenk, 1975a) et des concentrations en oxygène allant de 171 à $178 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Cabeçadas et al., 2002 ; Figure 2.2c). Les concentrations de phosphate s'étendent

de 0.7 à 1.2 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ tandis que celles du silicate vont de 8 à 11 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Cabeçadas et al., 2002 ; [Figure 2.2a et 2.2b](#)). Selon Louarn & Morin (2011) la MSW_L contient aujourd'hui un mélange de différentes masses d'eau telles que : la MOW (veine sortante du détroit de Gibraltar, 40,6%), l'ENACW (42,6%) et dans une moindre proportion des eaux intermédiaires de l'Antarctique oriental (**EAAIW**, *East Antarctic Intermediate Water*) (12,9%) et des eaux de la mer du Labrador (**LSW**, *Labrador Sea Water*) (3,9%).

L'EAAIW pénètre dans le golfe de Cadix dans la partie sud-ouest du bassin à des profondeurs d'eau intermédiaires d'environ 1000 m, le long du plateau continental. Une fois au détroit de Gibraltar, l'AAIW (*Antarctic Intermediate Water*) circule au large, poussée par la présence du MOW pour finalement émerger dans la partie nord-ouest sur le noyau inférieur (MSW_L). Au cours de sa pénétration vers le nord dans l'Atlantique Nord, l'EAAIW est modifiée et caractérisée par des valeurs de basse température ($\theta=9,6-10^\circ\text{C}$; [Figure 2.2d](#)), de salinité ($S \sim 35,7$ psu ; [Figure 2.2e](#)) (Cabeçadas et al., 2002; Jeandel, 1993; Rickli et al., 2009; Stichel et al., 2012, 2015; Tachikawa et al., 1999) et des concentrations relativement élevées de phosphate (2.0 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$; [Figure 2.2a](#)) et de silicate (21.1 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$; [Figure 2.2b](#)) (Liu & Tanhua, 2021). Ces concentrations en oxygène sont de l'ordre de 300.7 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (à son origine, dans l'océan austral) (Liu & Tanhua, 2021 ; [Figure 2.2c](#)).

De 1 500 à 2 500 m et à plus de 2 500 m de profondeur se trouvent respectivement l'eau de mer du Labrador (**LSW**) et l'eau profonde de l'Atlantique du Nord-Est (**NEADW**, *North East Atlantic Deep Water*). Le LSW est caractérisé par une température froide ($\theta \sim 4,5^\circ\text{C}$; [Figure 2.2d](#)), une faible salinité ($S \sim 35,2$ psu ; [Figure 2.2e](#)) et des concentrations en oxygène de 287.4 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Liu & Tanhua, 2021 ; [Figure 2.2c](#)). Le LSW à une faible concentration en phosphate (1,0 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$; [Figure 2.2a](#)) et de silicate (9.79 \pm 0.85 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$; [Figure 2.2b](#)) (Liu & Tanhua, 2021). Le NEADW plus profond est caractérisé par des températures encore plus faibles ($\theta = 2,6-2,7^\circ\text{C}$; [Figure 2.2d](#)) et des salinité équivalentes ($S \sim 34,9$ psu ; [Figure 2.2e](#)) avec des concentrations en phosphate et silicate d'environ 1,1 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ ([Figure 2.2a](#)) et 11.4 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ ([Figure 2.2a](#)) respectivement (van Aken, 5/2000a; Liu & Tanhua, 2021). Les concentrations en oxygène sont encore plus faibles que LSW avec ~ 278.7 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Liu & Tanhua, 2021 ; [Figure 2.2c](#)).

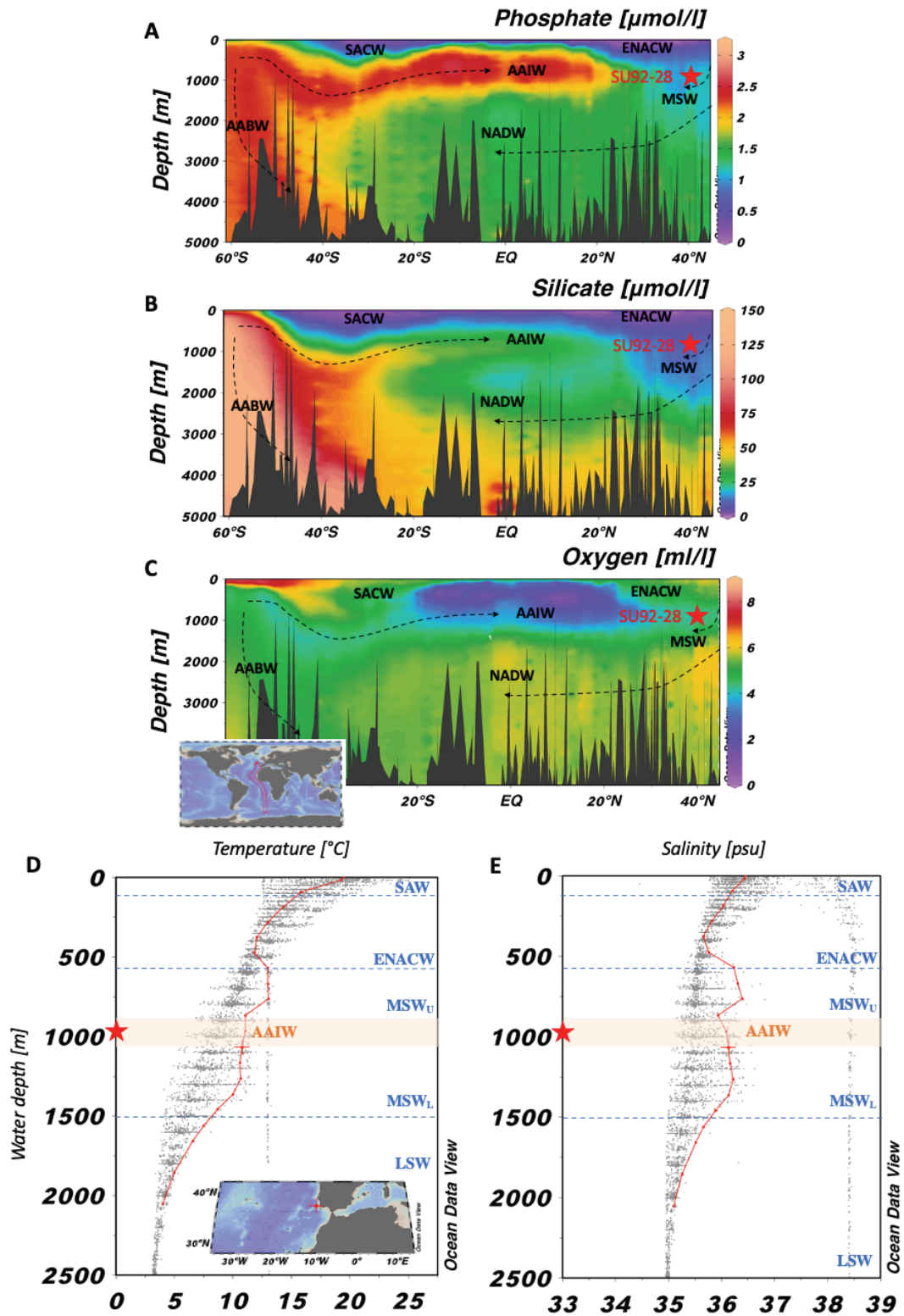


Figure 2. 2 : Ensemble de données Ocean View Data (Reid et Mantyla). Section le long d'une coupe transversale NE-SE de l'océan Atlantique a) des phosphates ($\mu\text{mol/L}$) b) des silicates ($\mu\text{mol/L}$) et c) de l'oxygène (mL/L). Profils verticaux de d) la température ($^{\circ}\text{C}$) et e) de la salinité (psu). La ligne rouge sur les deux profils verticaux de température et salinité représente l'ID de la Station : 3577 (37.15°N ; 9.67°W , 1070m). L'étoile rouge indique la localisation de la carotte SU92-28. SACW : Surface Atlantic Central Water ; SAW : Surface Atlantic Water ; ENACW : East North Atlantic Central Water ; MSW : Mediterranean Sea Water : upper : MSW_U et lower : MSW_L ; AAIW : Antarctic Intermediate Water ; LSW : Labrador Sea Water ; NADW : North Atlantic Deep Water ; AABW : Antarctic Bottom Water.

1.1.1.3. Productivité primaire actuelle

La zone d'étude est située à l'extrémité nord-est du gyre subtropical et influencée par une branche s'écoulant vers le sud du courant de l'Atlantique Nord. L'une des caractéristiques les plus importantes de la productivité primaire (**PP**) est associée à la forte saisonnalité de la circulation de surface en réponse à la position combinée de l'anticyclone des Açores et des systèmes de basse pression islandais (Ausín et al., 2020; Barton et al., 2001; Relvas et al., 2007).

En été, la dépression islandaise est affaiblie permettant la migration de l'anticyclone des Açores vers l'Atlantique central. L'exposition de la marge Ibérique aux alizés oblige la couche supérieure (150 à 200 m) à s'écouler vers l'équateur. Le transport Ekman offshore induit permet à des eaux souterraines plus froides, moins salées et riches en nutriments de remonter à la surface (Alvarez et al., 2011; Fiùza et al., 1982), permettant la **fertilisation de la surface de l'océan** et **valorise la PP** (Figueiras et al., 2002; Relvas et al., 2007). La saison d'upwelling dure généralement de la fin du printemps à l'été (mai à septembre) (Fiùza et al., 1982).

En automne et en hiver, la dépression islandaise est renforcée créant un déplacement vers le sud de l'anticyclone des Açores, favorisant ainsi le **downwelling côtier** (Peliz et al., 2005). L'anticyclone des Açores situé plus au sud force le régime des vents à devenir plus méridional, permettant au courant ibérique proche du littoral, qui amène des eaux plus chaudes et plus oligotrophes du courant des Açores vers les zones de plateau et de pente supérieure le long de la marge Ibérique (Fiùza et al., 1982; Peliz et al., 2005; Vitorino et al., 2002).

1.1.2. Le Banc de Porcupine

1.1.2.1. Contexte géomorphologique

Le **bassin de Porcupine** (Porcupine Seabight) se situe dans l'**Atlantique Nord-Est**, entre le Golfe de Gascogne au sud et le bassin de Rockall au nord ([Figure 2.3](#)). Il possède des dimensions d'environ 320 km sur 240 km et se compose d'une dépression bathymétrique orientée nord-est – sud-ouest en forme d'amphithéâtre. Cette dépression bathymétrique s'ouvre vers l'ouest sur la plaine abyssale de Porcupine. Le bassin de Porcupine repose sur des sédiments du Paléozoïque-Cénozoïque supérieur (jusqu'à 10km de sédiments). Il est **délimité par** trois plates-formes peu profondes à parois abruptes composées de roches métamorphiques du Précambrien et du Paléozoïque inférieur (McCann et al., 1995) : à l'est, le **plateau continental irlandais** ; au Nord, la crête de Slyne ; à l'ouest le **banc Porcupine** ; au sud-ouest, le **banc de Goban**. L'unique ouverture du bassin vers la plaine abyssale de Porcupine se situe entre le banc

de Porcupine et l'éperon de Goban. La profondeur de l'eau dans le bassin varie de 200 à 400 m sur les zones du plateau continental et à proximité de celles-ci, à environ 2 000 m au sud du bassin. Le bassin s'incline ensuite vers le sud-ouest jusqu'à la plaine abyssale de Porcupine où les profondeurs d'eau dépassent 4 000 m (Hassan, 2014; Peck, Hall, Zahn, & Scourse, 2007).

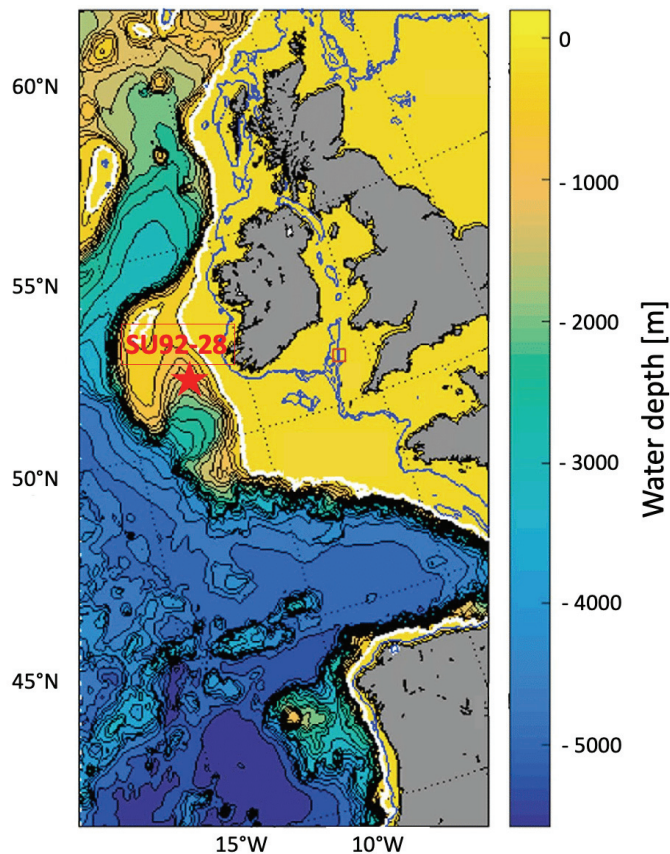


Figure 2. 3 : Carte bathymétrique de la marge celtique adaptée de adapté de Birchill et al. (2017) avec la localisation de la corotte SU92-28 au Nord du Banc de Porcupine.

1.1.2.2. Hydrologie actuelle

Au niveau du bassin de Porcupine, les eaux de l'Atlantique Nord-Est (**ENAW**, *East North Atlantic Water*) se trouvent jusqu'à une profondeur d'environ 750 m dans l'embouchure de la baie et le long du banc oriental, où elles recouvrent les MSW (Figure 2.4a). L'ENAW est un mélange d'eaux subpolaires et subtropicales. Une partie importante de l'ENAW est transportée vers le nord par les courants de bord (**SEC**, *Slope Edge Currents*), qui est une caractéristique importante de la circulation à mi-pente dans le Porcupine Seabight (Huthnance & Gould, 1989; Pingree & Le Cann, 1990; White, 2006). Cette masse d'eau regroupant plusieurs masses d'eau possède des températures d'environ 14,7°C (Figure 2.4b), de salinités d'environ 36,2 psu (Figure 2.4c) et de concentrations en oxygène d'environ 216.7 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$. Enfin, les

concentrations en phosphate et silicate sont d'environ 0,4 et 2,5 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$ (Liu & Tanhua, 2021).

Dans l'Atlantique Nord-Est, les **MSW** s'installent à des profondeurs intermédiaires et s'écoulent comme un courant de contour vers le Nord jusqu'au bassin de Porcupine (Hernández-Molina et al., 2014) où elles sont caractérisées par de fortes températures (>13 °C ; [Figure 2.4b](#)) et salinités (>37 psu ; [Figure 2.4c](#)), un minimum d'oxygène (171 à 184 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$) et à des concentrations en phosphate allant de 0.5 à 1,2 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$ et de silicate allant de 5 à 11 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$ à une profondeur d'environ ~700 à 1 400 m (Liu & Tanhua, 2021; Pollard et al., 1996).

En dessous des MSW, l'influence de l'eau de mer du Labrador (*Labrador Sea Water*, **LSW**) s'exprime par un minimum de salinité (~35.0 psu ; [Figure 2.4c](#)), de faibles températures (~3.2°C ; [Figure 2.4b](#)) et un maximum d'oxygène (~287.4 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$) à environ ~1400-1800m de profondeur. Ces concentrations en phosphates sont faibles (~1.0 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$) ainsi qu'en silicates (9.8 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$). Cette masse d'eau provient de la mer du Labrador et est transportée dans l'Atlantique NE par le courant profond de l'Atlantique Nord (Paillet et al., 1998).

Au sein de Porcupine, une pycnocline permanente se développe à l'interface de l'ENAW et du MSW. Elle forme une zone de transition diffusive (**TZ**) entre 700 et 900 m de profondeur d'eau (Dickson & McCave, 1986; Dullo et al., 2008; White & Dorschel, 2010). Les masses d'eau intermédiaires montrent donc un chevauchement important, ce qui permet à la fois le mélange diapycnal (mélange vertical à travers des couches de densités différentes) et isopycnal (mélange horizontal le long des surfaces d'isodensité).

Enfin, à partir de 1800m, les masses d'eau sont caractérisées par la présence d'eaux dérivées des **NEADW** faiblement influencées par les eaux de fond de l'Antarctique (Antarctic Bottom Water, AABW) (Hargreaves, 1984; Rice et al., 1991). Cette masse d'eau est caractérisée par de faibles températures (~3.1°C ; [Figure 2.4b](#)) et salinité (~35.1 psu ; [Figure 2.4c](#)) mais elle est relativement bien oxygénée (~278 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$). Ses concentrations en phosphate (~1.1 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$) et silicate (~12.2 $\mu\text{mol}/\text{kg}^{-1}$) sont faibles.

1.1.2.3. Productivité primaire actuelle

La **productivité primaire** en mer Celtique est essentiellement localisée dans les zones côtières, de la côte sud de l'Irlande (Hernvann et al., 2020). Plus particulièrement, la plaine abyssale de Porcupine (**PAP**, Porcupine Abyssal Plain) connaît des apports saisonniers soudains et substantiels de phytodétritus à la fin du printemps/début de l'été associés au mélange hivernal profond (~ 500 m) de la colonne d'eau supérieure (Rice et al., 1994). Des études antérieures ont montré que la productivité primaire dans la zone de la marge Celtique est de ~60 gC.m⁻².an⁻¹ (Berger et al., 1989). Des études plus récentes, ont montré des valeurs plus élevées à 190–200 gC.m⁻².an⁻¹ (Longhurst et al., 1995) et à 170 à 390 mgC.m⁻².j⁻¹ (Hickman et al., 2012). D'autres estimations de la production primaire annuelle moyenne dans la zone pour la période 1998-2003, calculées à l'aide du modèle de production (Behrenfeld & Falkowski, 1997) et des concentrations de chlorophylle phytoplanctonique (Corliss et al., 2006, 2009; Sun et al., 2006), se situent entre 275 et 300 gC.m⁻².an⁻¹. Ces données suggèrent qu'en général, la marge Celtique est une zone de productivité globale **faible à modérée** qui est affectée par des flux épisodiques/saisonniers de phytodétritus vers le fond marin (Smart, 2008).

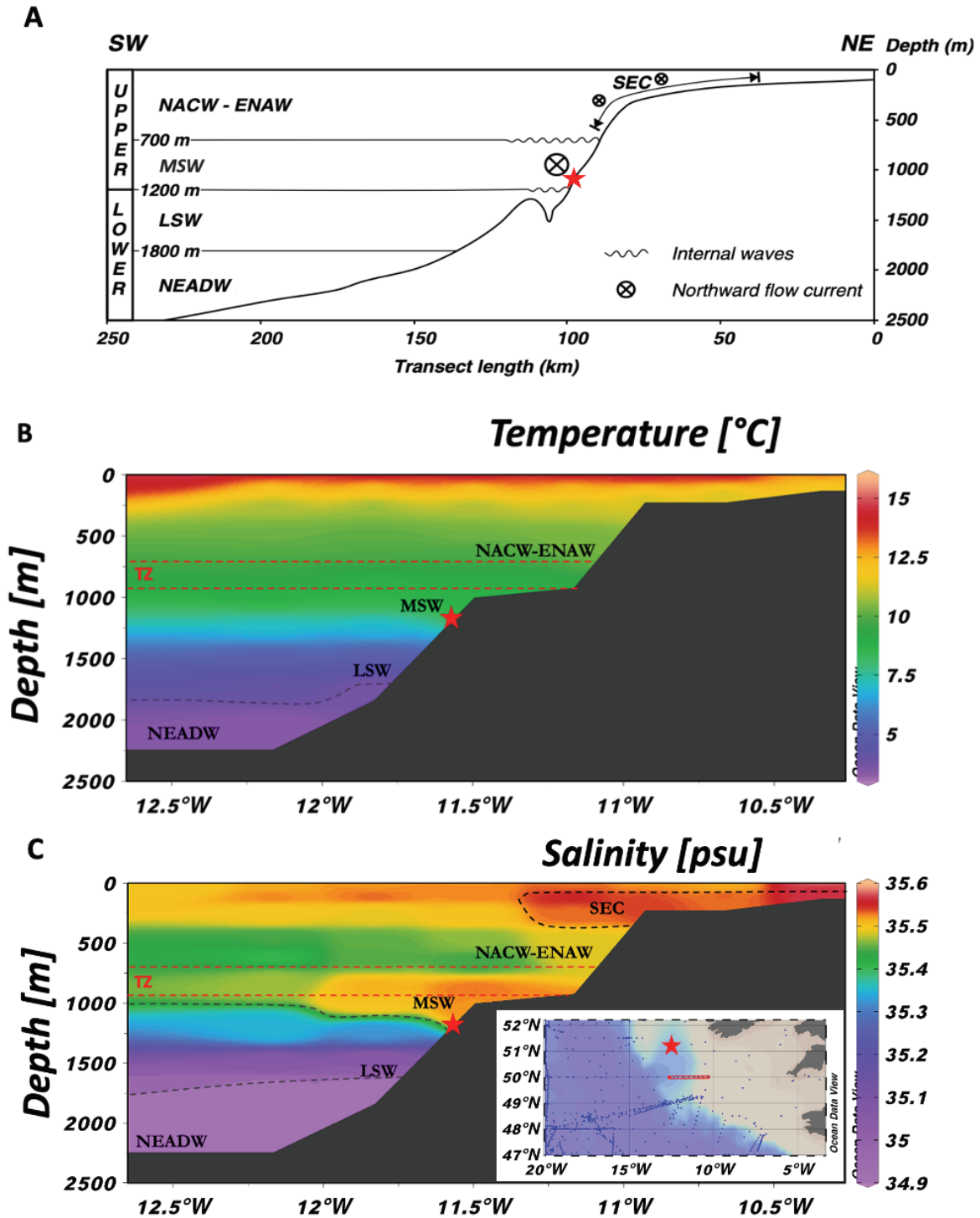


Figure 2. 4 : a) Compilation de la stratification de l'eau le long d'un transect bathymétrique NE-SW le long du Bassin de Porcupine, avec indication des principaux processus hydrodynamiques, d'après Hargreaves, (1984); Rice et al. (1991) et White, (2006). b) Profil de température (Ocean Data View ; données : GLODAPv2.2022 Bottle Data), c) Profil de salinité. La section longitudinale est indiquée par le trait continu rouge (Ocean Data View ; données : GLODAPv2.2022 Bottle Data). L'étoile rouge indique la localisation de la carotte SU92-28. SEC : Slope Edge Currents ; NACW : North Atlantic Central Water ; ENAW : East North Atlantic Water ; MSW : Mediterranean Sea Water ; LSW : Labrador Sea Water ; NEADW : North East Atlantic Deep Water.

2. Matériel

2.1. Marge Ibérique : carotte SU92-28

2.1.1. Modèle d'âge

La carotte **SU9228** (37°05.56'N, 9°28.38'W, 997m) a été prélevée sur la marge portugaise, au large du cap Saint-Vincent à 997 m de fond lors de la campagne PALEOCINAT II (N/O Le Suroît). La sédimentation hémipélagique est actuellement sous l'influence des courants de fond, liés à l'écoulement des eaux méditerranéennes. Le sédiment marin est composé de boues limono-argileuses homogènes plus ou moins carbonatées avec des faciès de contourite intercalés (Faugères et al., 1984; Stow et al., 1986). Cette carotte couvre les 40 derniers ka avec un premier modèle d'âge établi par Boelaert, (1998) à partir de 17 points de datation AMS 14C mesurés sur les foraminifères planctoniques (*Globigerina bulloides*) (Figure 2.5). Le modèle d'âge a été construit initialement en calibrant les âges radiocarbone et par interpolation linéaire entre les différents points de datation jusqu'à 30 ka. Dans le cadre de cette thèse, nous avons établi un nouveau modèle d'âge en utilisant le programme de calibration OxCal (Bronk Ramsey, 2009b, 2009a) selon INTCAL20 (Reimer et al., 2020). Les âges obtenus avant calibration ont été corrigé de 400 ans, pour tenir compte de l'âge réservoir des eaux de surface de l'Atlantique Nord (Bard, 1994; Bard et al., 1998) sauf pour la période de HS1 où une correction de 800 ans a été établie (Siani et al., 2001). Le **taux de sédimentation** de la carotte SU9228 est très variable, oscillant entre **9 et 30 cm/1000 ans**, car les sédiments ne se sont pas toujours déposés sous l'influence des eaux méditerranéennes lors de la Dernière Déglaciation, il existe donc une **variabilité hydrodynamique importante** (Faugères et al., 1984). Durant l'Holocène et entre 15 et 30 ka, le taux d'accumulation est relativement faible, entre 9 et 10 cm/1000 ans, puis, augmente lors de la Dernière Déglaciation, oscillant entre 20 à 30 cm/1000 ans. Compte tenu du pas d'échantillonnage (2 à 2,5 cm en moyenne), la résolution temporelle des enregistrements climatiques obtenus varie de 200 à 300 ans.

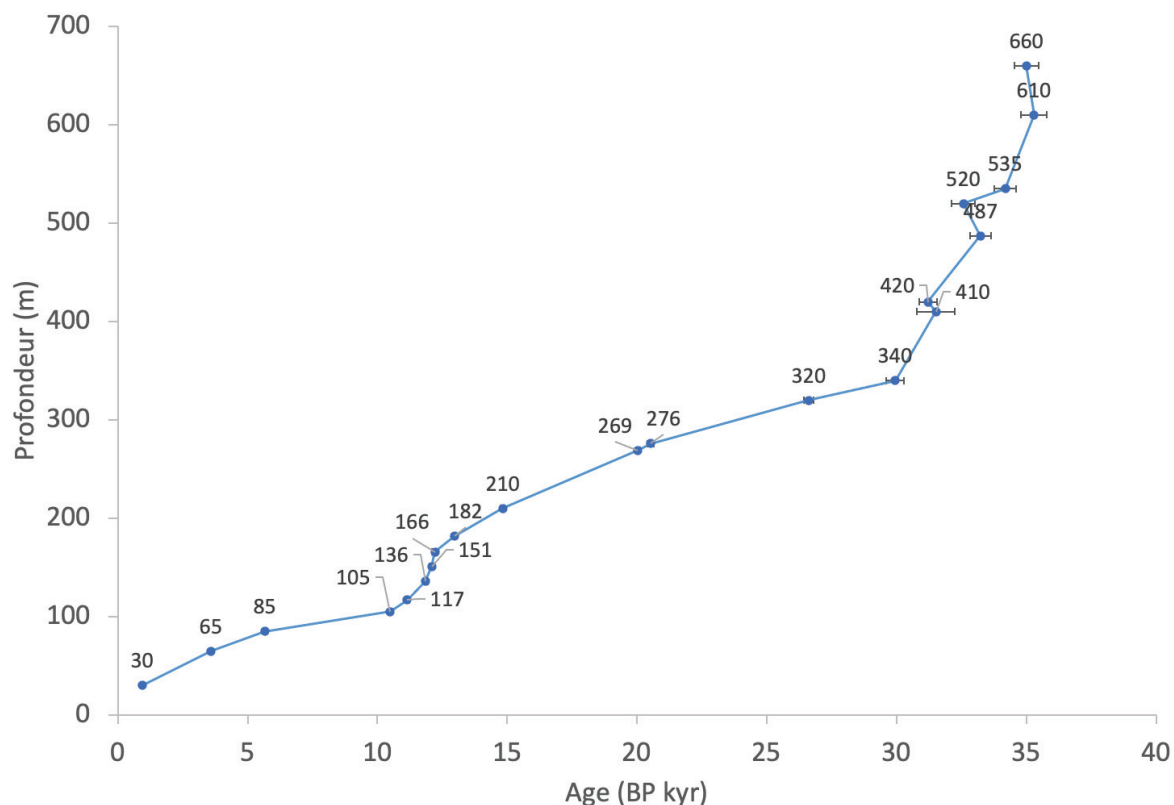


Figure 2. 5 : Modèle d'âge de la carotte SU92-28 modifié de (Boelaert, 1998).

2.1.2. Échantillonnage de la carotte SU92-28

Nous avons réalisé l'échantillonnage de la carotte SU92-28 à la carothèque de Gif-sur-Yvette, France. Les échantillons de foraminifères benthiques ont été préparés selon la procédure suivante : (1) Des tranches de sédiments de 1 à 2 cm d'épaisseur ont été échantillonnées et pesées humides tous les 2 à 2,5 cm. (2) Les échantillons ont été séchés à 50°C pendant 48 h puis pesés. (3) Les échantillons ont ensuite été tamisés sous l'eau dans les fractions < 150 µm et < 63 µm. (4) Les résidus des deux fractions (c'est-à-dire 63-150 µm et > 150 µm) ont été séchés au four à 50°C pendant 24 heures. (5) Enfin, les fractions sèches 63-150 µm et > 150 µm ont été pesées (voir [tableau 1 en annexe](#)).

2.2. Banc de Porcupine : carotte MD01-2461

La carotte de sédiments **MD01-2461** (51°44.53'N, 12°54.53'W, 1153m, 20.2m de long) a été récupérée sur le flanc nord-ouest de la baie de Porcupine à une profondeur d'eau de 1153 m. La carotte est riche en sédiments argilo-limoneux avec de fréquentes apparitions de « drop

stone ». Les études radiographiques sur la structure des sédiments ne présentent aucun signe de perturbation de la sédimentation ou de séquences de turbidite dans l'intervalle étudié (Peck et al., 2007). Le site est idéalement situé pour étudier les eaux remontant vers le Nord, étant donné qu'il représente un point de rencontre entre différentes masses d'eau (voir chapitre Hydrologie actuelle). La chronologie de la MD01-2461 est basée sur **25 dates AMS ^{14}C** sur la base de foraminifères planctoniques monospécifiques (*Globigerina bulloides*, ou *Neogloboquadrina pachyderma sinistral*) calibrées en années civiles avant le présent (années BP) en utilisant CALIB 5.0.1 (avec le jeu de données MARINE04) (Peck et al., 2006 ; Figure 2.6). Le réglage fin du modèle d'âge au radiocarbone et l'extension au-delà de la limite de détection du ^{14}C ont été obtenus grâce à la corrélation d'un enregistrement de température de surface de la mer (SST) basé sur l'abondance relative (%) de *N. pachyderma sinistral* au sein de l'assemblage planctonique, avec l'enregistrement de température atmosphérique $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ de GISPII incorporant une correction pour l'âge du réservoir marin (Stuiver et al., 2005). La corrélation entre les deux enregistrements est robuste sur toute leur longueur, avec un coefficient de corrélation $R = 0,70$ entre 8 à 55 ka BP augmentant à $R = 0,84$ entre 8 et 25 ka BP car la résolution temporelle des enregistrements augmente pendant le LGM et la Dernière Déglaciation (Peck et al., 2007). Les **taux de sédimentation** varient entre **12 et 60 cm/1000 ans** (Peck et al., 2006).

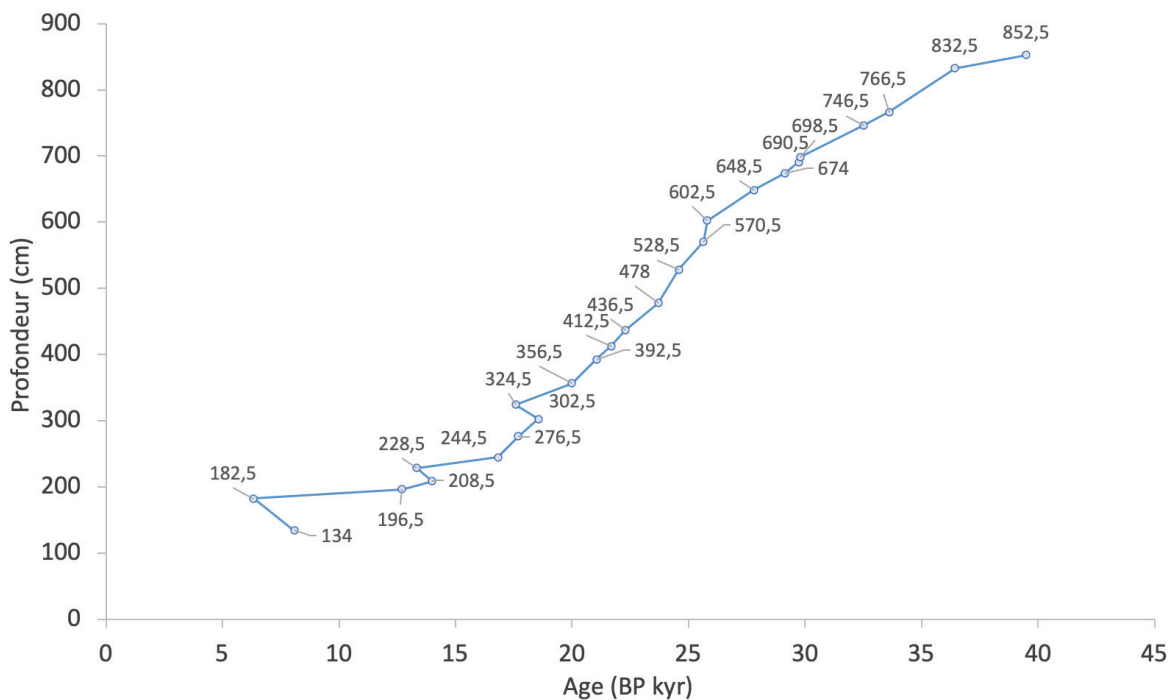


Figure 2. 6 : Modèle d'âge de la carotte MD01-2461 (Peck et al., 2007)

3. Méthodes

3.1. Généralités sur les foraminifères benthiques

Les foraminifères sont des micro-organismes unicellulaires hétérotrophes eucaryotes dont la cellule est entourée par une coquille, le test (Krabberød et al., 2011). Il existe deux types de foraminifères : les **foraminifères planctoniques** qui vivent dans la colonne d'eau et les **foraminifères benthiques** qui vivent sur et/ou dans le sédiment qui tapisse les fonds océaniques. Parmi les foraminifères benthiques à coquille, on distingue trois grands types : les tests **perforés** ou hyalins (test calcaire et troué de nombreux pores ; [Figure 2.7a](#)) ; les tests **porcelanés** (test calcaire imperforé, lisse ; [Figure 2.7b](#)) et les tests **agglutinés** (test formé par accumulation puis cohésion de particules en suspension ou dans le sédiment ; [Figure 2.7c](#)) (Murray, 1979; Griveaud, 2014).

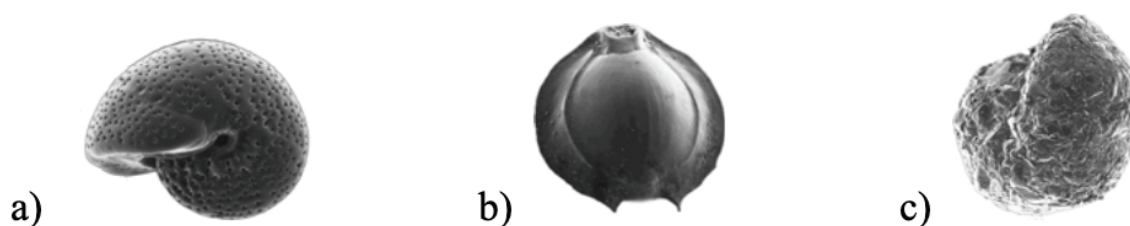


Figure 2. 7 : Illustration des trois types de tests des foraminifères. a) test perforé : *Melonis pompilioides* ; b) test porcelané : *Pyrgo murrhina*. c) test agglutiné : *Cribrostomoides subglobosus* d'après Griveaud, (2007).

Les foraminifères benthiques se caractérisent par la possibilité de former des prolongements réticulés appelés pseudopodes. Ces pseudopodes peuvent s'étendre jusqu'à 1 cm de longueur, ce qui leur permet de se déplacer, de se nourrir, de se protéger, de respirer et de se reproduire (Goldstein, 1999). Ils sont également utiles dans le cas des foraminifères agglutinés à capter des particules pour la bioconstruction de leur test. Les tests calcaires se forment par précipitation biochimique des ions carbonatés présents dans l'eau de mer (CO_2 dissous, HCO_3^- , CO_3^{2-}).

Du fait de leur durée de vie relativement courte (de 3 mois à 2 ans, Hallock et al., 1986 ; Murray, 1983), les **foraminifères (benthiques et planctoniques)** réagissent et s'adaptent rapidement aux changements de leur environnement. De plus, du fait de leur **ubiquité** et de leur **richesse** dans le milieu marin (des côtes aux plaines abyssales) ainsi que de leur potentiel de

fossilisation (on les trouve du Cambrien à l'actuel), ils sont aujourd'hui considérés comme de très bons **biomarqueurs** et **bioindicateurs environnementaux** (Jorissen et al., 2007).

En effet, les coquilles des foraminifères peuvent enregistrer les propriétés chimiques et physiques de l'océan à travers leurs isotopes (par exemple les isotopes stables de l'oxygène et du carbone ou encore les isotopes du néodyme) et la composition des éléments mineurs ou traces (par exemple, Mg/Ca, Sr/Ca, U/Ca, Li/Ca, B/Ca, Cd/Ca, Ba/Ca, B/Ca). Par conséquent, les foraminifères peuvent être utilisés pour reconstituer l'évolution paléocéologique et environnementale passée.

Nous avons notamment utilisé cinq espèces de foraminifères benthiques calciques couramment utilisées en paléocéanographie pour l'analyse géochimique au cours de ce travail de thèse ([Tableau 2.1](#)), grâce à leur abondance dans les carottes étudiées : *Cibicides pachyderma*, *Cibicidoides wuellerstorfi*, *Uvigerina peregrina*, *Melonis affinis* et *Globobulimina affinis*. Des espèces de foraminifères planctoniques ont également été utilisées pour compléter les âges ^{14}C et pour les analyses des isotopes du néodyme (voir chapitres dédiés). Nous verrons plus en détails la description des espèces benthiques sélectionnées dans la partie « 3.4.1.2. Choix des espèces pour les analyses géochimiques ».

Chapitre 2 : Matériel et méthodes

Tableau 2. 1 : Résumé des analyses effectuées sur les carottes SU92-28 et MD01-2461 (*Données non réalisées dans le cadre de cette thèse).

	SU92-28	MD01-2461
Isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$)	<i>Cibicides pachyderma</i> (65 échantillons) <i>Cibicoides wuellerstorfi</i> (15 échantillons) <i>Globobulimina affinis</i> (75 échantillons)	<i>Cibicides pachyderma</i> (16 échantillons) <i>Cibicoides wuellerstorfi</i> (1 échantillon)
Radiocarbone (^{14}C)	<i>Cibicides pachyderma</i> (7 échantillons) <i>Globigerina bulloides</i> (2 échantillons)	X
Néodyme (ϵNd)	Toutes espèces confondues de planctoniques (63 échantillons)	X
Rapports élémentaires	<i>Cibicides pachyderma</i> (49 échantillons) <i>Uvigerina peregrina/mediterranea</i> (48 échantillons) <i>Melonis affinis</i> (45 échantillons)	<i>Cibicides pachyderma</i> * (43 échantillons)
Assemblages de foraminifères benthiques	Toutes espèces confondues de benthiques (42 échantillons)	Toutes espèces confondues de benthiques (34 échantillons)

3.2. Contrôle écologique de la distribution des foraminifères dans l'océan moderne

La distribution géographique des foraminifères benthiques, ainsi que leur profondeur de vie dans le sédiment aussi appelé « micro- habitat » dépendent généralement de deux principaux facteurs environnementaux : l'apport et le type de **matière organique** (nutriments) et la **quantité d'oxygène dissous** dans l'eau (e.g., Jorissen et al., 1995; Levin & Gage, 1998; Van der Zwann et al., 1999). Ils se nourrissent donc en général d'une matière organique composée principalement d'agrégats de phytoplancton, qui tombe dans la colonne d'eau jusqu'au sédiment (Figure 2.8). En fonction de leurs mode et lieu de vie, les foraminifères peuvent être

suspensivores (ils captent des particules organiques en suspension au-dessus du sédiment), dépositivores (ils utilisent des particules déposées sur le sédiment et/ou introduit dans le sédiment par bioturbation) ou encore bactériivores (ils se nourrissent de bactéries présentes dans le sédiment) (Bernhard et al., 1997; Bernhard, 1989; Lee et al., 1979; Lee & Anderson, 1991). Le flux de matière organique qui arrive sur les sédiments et qui fournit de la nourriture aux foraminifères provient essentiellement de la **Productivité Primaire (PP)**, et du phytoplancton plus exactement puisqu'il constitue l'essentiel de la biomasse et est le point de départ de la chaîne alimentaire marine. La **PP** a lieu dans la **couche photique**, zone exposée à la lumière de la colonne d'eau. La matière organique peut se présenter sous deux formes : la matière organique **labile** aussi dite fraîche, facilement métabolisable, et la matière organique **réfractaire**, plus dégradée et moins facilement assimilable par les organismes. Durant la chute des particules le long de la colonne d'eau (**production exportée**), une grande partie de cette matière organique est dégradée. Il a ainsi été démontré que plus la profondeur d'eau augmente, plus la quantité de matière organique disponible pour nourrir les faunes benthiques diminue (par exemple Buzas et al., 1993; Jorissen et al., 1995, 2007). De même, la proportion de matière organique labile par rapport à la matière organique réfractaire diminue avec la profondeur (Berger & Wefer, 1990; Herguera, 1992). En milieu très profond, le flux organique est donc essentiellement composé de matière organique réfractaire. Enfin, comme la dégradation de la matière organique provoque la consommation de l'oxygène, les zones riches en matière organique sont souvent appauvries en oxygène, et à l'inverse des zones pauvres en matière organique sont souvent bien oxygénées (Jorissen et al., 2007).

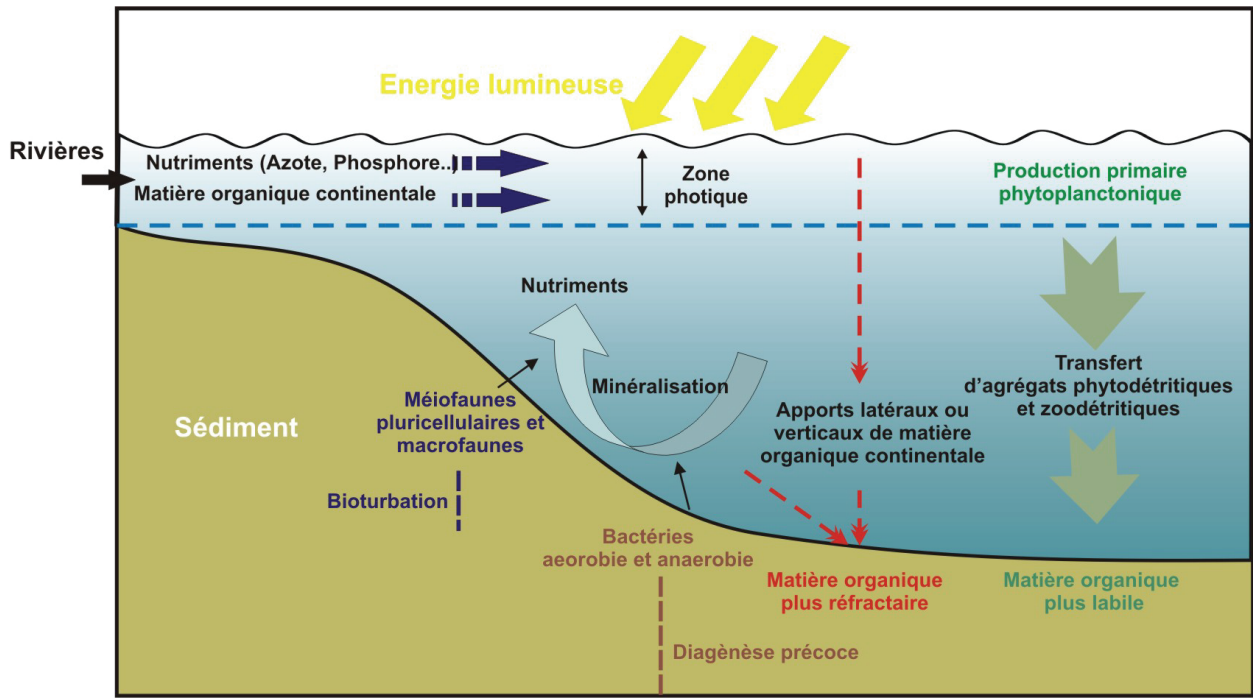


Figure 2. 8 : Schéma explicatif de l'origine du carbone organique et de son devenir dans la colonne d'eau et dans le sédiment marin (Mojtahid, 2008).

Dans ce manuscrit nous utiliserons les termes **oligotrophe**, **mésotrophe** et **eutrophe** pour définir le niveau trophique d'un milieu. Ces limites ont été déterminées d'après Griveaud (2007) (Figure 2.9) et décrites comme :

- Dans les **eaux de surface** (< 500m), le terme oligotrophe désignera une zone peu productive (moins de 100 gC/m²/an). Au contraire, une zone eutrophe désignera une zone très productive, riche en nutriments, avec une production primaire importante (supérieure à 200 gC/m²/an). Enfin, une zone mésotrophe présentera des conditions intermédiaires (entre 100 et 200 gC/m²/an).
- Dans les **eaux profondes** (> 500m), c'est le flux exporté qui détermine les conditions trophiques : le terme oligotrophe désignera un environnement pauvre en nutriments (flux exporté inférieur à 2 gC/m²/an), plutôt riche en oxygène. Le terme eutrophe indiquera un environnement riche en nutriments (flux exporté supérieur à 10 gC/m²/an) et pauvre ou dépourvu en oxygène. Le terme mésotrophe enfin, qualifiera un environnement intermédiaire (flux exporté compris entre à 2 et 10 gC/m²/an). Le flux exporté de C_{org} dépend donc de plusieurs paramètres : 1) la **production primaire** en surface, 2) du **facteur d'export**, et 3) de la **profondeur d'eau** (Figure 2.9)

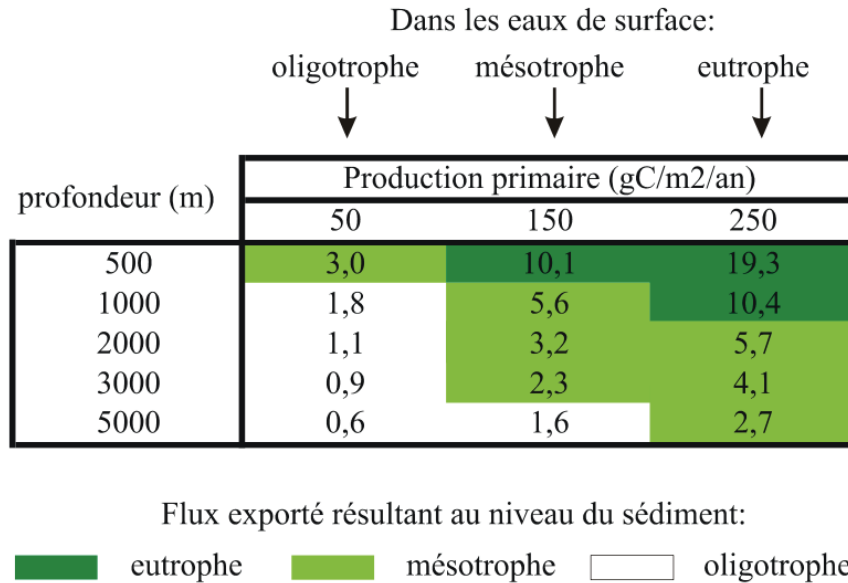


Figure 2. 9 : Schéma représentant les flux de matière organique exportée, en fonction de la profondeur de colonne d'eau et de la production primaire en surface, dans trois cas de figures : en milieu oligotrophe, en milieu mésotrophe, et en milieu eutrophe. Le flux calculé résultant donne les conditions trophiques en profondeur ; il est calculé selon la formule de Berger & Wefer, (1990) améliorée par Herguera (1992). D'après Griveaud (2007).

Dans ces trois milieux, les foraminifères benthiques se répartissent selon différents microhabitats : les **foraminifères épibenthiques** vivant sur la surface du sédiment et les **foraminifères endobenthiques** vivant dans le sédiment (plus ou moins profondément) (Figure 2.10). Cette répartition est directement liée au flux de matière organique et à l'oxygénation (e.g., Corliss & Emerson, 1990; Shirayama, 1984). Le **modèle TROX** (TRophic et OXYgen), permet de comprendre cette distribution (Jorissen et al., 1995). La profondeur de pénétration de l'**oxygène** contrôle la profondeur de vie des organismes, et en présence d'oxygène, la distribution des organismes est déterminée par la disponibilité en nourriture. En **milieu oligotrophe** (masse d'eau pauvre en matières nutritives), la matière organique labile est rapidement métabolisée en surface et le sédiment est **bien oxygéné** en profondeur. C'est la disponibilité des particules alimentaires métabolisables qui est le principal facteur limitant la survie. Ces milieux sont caractérisés par des **espèces épibenthiques** et endobenthiques superficielles alors que les espèces endobenthiques intermédiaires et profondes sont rares. À l'inverse, en **milieu eutrophe** (eaux riches en matières nutritives), beaucoup d'oxygène est consommé pour assurer la dégradation de la matière organique ; c'est la profondeur de pénétration de l'oxygène dans le sédiment qui va contrôler la profondeur de vie des foraminifères. Ainsi les faunes sont dominées en surface par des **espèces endobenthiques**

(intermédiaires et profondes) tolérantes à de très **faibles teneurs en oxygène**. De plus, lorsque l'apport en nourriture est important, leur microhabitat est souvent réduit à la surface, voire seulement réparti sur les premiers centimètres du sédiment. Enfin, les **milieux mésotrophes** se situent entre les conditions oligotrophes et eutrophes, ce qui correspond à une profondeur maximale de vie des foraminifères dans le sédiment. En effet, dans ces **conditions intermédiaires**, les espèces endobenthiques vont pouvoir se développer car ni la nourriture ni l'oxygène ne sont limitants. Dans ces systèmes mésotrophiques, les différents microhabitats sont donc occupés, et repartis sur une profondeur de plusieurs centimètres.

Ces différents flux de matière organique associés à la concentration en oxygène définissent donc des environnements propices au développement des différentes espèces de foraminifères benthiques. On peut ainsi définir la notion de **microhabitat** comme la répartition verticale d'un taxon vivant dans le sédiment (Figure 2.10). Cette répartition n'est pas statique, les espèces peuvent modifier leur profondeur de vie en fonction des conditions d'oxygénation et du flux organique (Jorissen et al., 1995). Elle comprend quatre types de niches écologiques : 1) **épifaunale** (ou épipélique), 2) **endofaunale peu profonde**, 3) **endofaunale intermédiaire**, et 4) **endofaunale profonde** (ou endopélique).

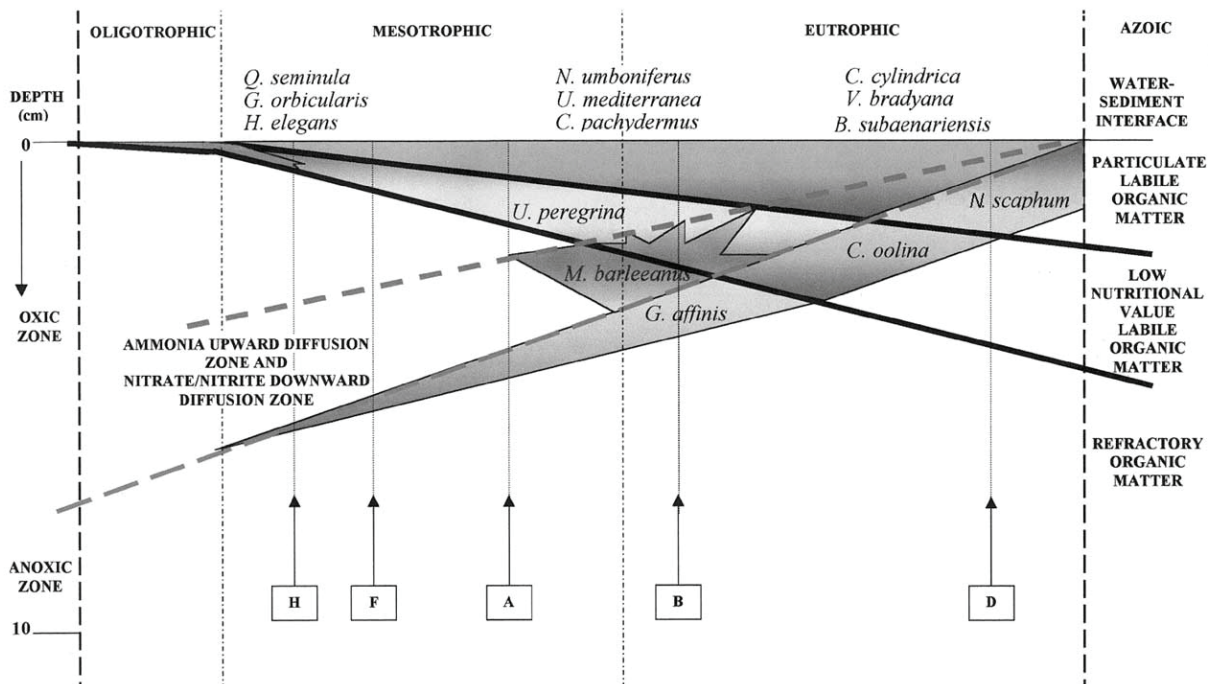


Figure 2. 10 : Répartition des microhabitats et composition spécifique des foraminifères le long du transect bathymétrique dans le golfe de Gascogne, figure de Fontanier et al., 2002.

Ces différents microhabitats sont caractérisés par des conditions environnementales variables à l'interface eau-sédiment et à l'intérieur du sédiment, elles-mêmes régies par la diagenèse précoce dans le sédiment (Froelich et al., 1979) (Figure 2.11). En effet, l'arrivée de matière organique sur le plancher océanique modifie les conditions physico-chimiques du sédiment superficiel et provoque de nombreux gradients chimiques au niveau de l'interface eau de fond-sédiment du fait de l'activité des bactéries et des organismes benthiques (épi- et endobenthiques). Dans cette zone superficielle ou « **zone oxiq**ue », variant de quelques millimètres à plusieurs centimètres selon l'intensité de la dégradation, l'oxygène est le premier oxydant à être utilisé. En effet, les microorganismes utilisent préférentiellement les oxydants qui produisent la plus grande quantité d'énergie libre indispensable à leur développement physiologique (croissance, reproduction, etc.) (Burdige & Komada, 2011; Canfield & Thamdrup, 2009; Froelich et al., 1979; Glud, 2008). La durée de l'action aérobie est conditionnée par les relations entre la **consommation d'oxygène** nécessaire à la dégradation de la matière organique, d'un côté, et de l'autre côté, la **capacité du réservoir interstitiel en oxygène dissous** et de son renouvellement (Tribovillard & Baudin, 2018). Néanmoins, souvent, la quantité d'oxygène est rapidement consommée avant que la totalité du carbone organique n'ait été oxydé. Ainsi, une fois l'oxygène libre (sous forme de O₂ dissous) consommé, les premières populations sont remplacées par d'autres, qui sont capables de faire intervenir l'oxygène lié à d'autres éléments : les **nitrate**s (NO₃⁻) dans un premier temps, puis les **sulfate**s (SO₄²⁻), les **oxydes et oxy-hydroxydes de fer ou manganèse** (Figure 2.11).

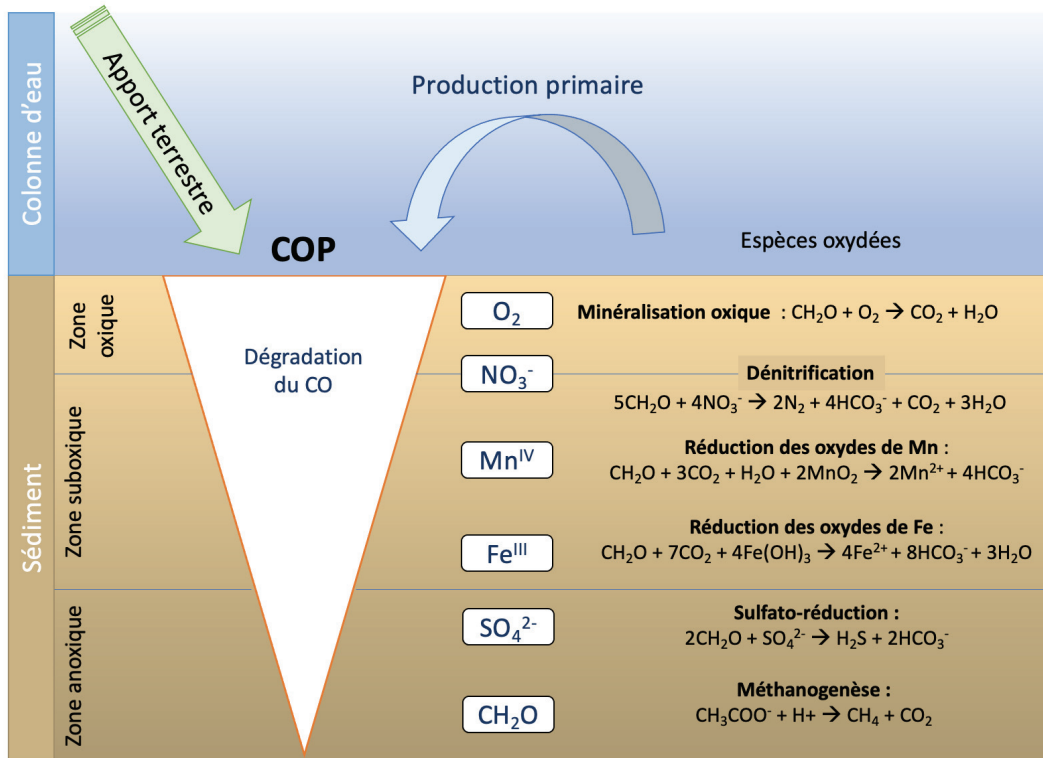


Figure 2. 11 : Principales réactions de dégradation de la matière organique dans le sédiment. (Inspiré de Froelich et al., 1979 et Fontanier, 2003).

Ces processus diagénétiques et les gradients chimiques générés vont influencer la répartition verticale des foraminifères dans le sédiment. La plupart des organismes vivent dans la zone aérobie (oxygène) du sédiment, mais certains taxons, comme *Globobulimina* spp., sont capables de vivre dans des conditions totalement dépourvues d'oxygène (anoxiques), grâce à une réserve interne de nitrates mobilisable pour subvenir à leurs besoins énergétiques (Risgaard-Petersen et al., 2006). De cette manière, chaque espèce possède son microhabitat préférentiel, dans lequel elle trouve les conditions optimales à sa survie.

Ces micro-organismes sont donc des marqueurs sensibles et des outils indispensables à la reconstruction à haute résolution de la variabilité temporelle et spatiale des concentrations en oxygène et en nutriments, puisqu'ils réagissent et s'adaptent rapidement aux variations environnementales et climatiques, notamment grâce à leur caractère opportuniste (Bernhard & Reimers, 1991; Cannariato et al., 1999).

3.3. Application à la paléocéanographie

Les foraminifères benthiques sont parmi les plus abondants dans les écosystèmes marins (Murray, 1991). Ils s'adaptent rapidement aux conditions physico-chimiques de leur environnement grâce à leur court cycle de vie (1 à 3 mois généralement pouvant aller jusqu'à 1 an ; Murray, 1991), leur grande biodiversité et leurs exigences écologiques spécifiques (Murray, 2006). Ils peuvent répondre rapidement au stress environnemental via les variations d'apport de matière organique ou d'oxygénation (e.g., Gooday, 1988; Kitazato et al., 2000) en augmentant ou diminuant leur densité (e.g., Fontanier et al., 2002; Kitazato et al., 2000), changeant ainsi la composition de la faune ou modifiant leur microhabitat (e.g., Jorissen et al., 1995; Linke & Lutze, 1993). La répartition des espèces au sein du sédiment permet donc de retracer les conditions trophiques du milieu. Aussi, leur coquille calcaire représente un excellent enregistrement fossile, lors de la bioconstruction du test les foraminifères utilisent les ions dissous de l'eau de mer leur permettant d'enregistrer les conditions physiques, chimiques et biologiques du milieu, ce qui permet de retracer les conditions environnementales passées du milieu (Alve, 1995). Ces caractéristiques font des foraminifères, plus particulièrement les foraminifères benthiques, d'excellents bio-indicateurs des changements environnementaux.

3.4. Utilisation des assemblages faunistiques pour les reconstitutions paléoenvironnementales

3.4.1. Application aux carottes SU92-28 et MD01-2461

3.4.1.1. Détermination des assemblages

Pour les deux carottes SU92-28 et MD01-2461, les foraminifères benthiques ont été étudiés dans la fraction grossière ($>150 \mu\text{m}$). Dans la carotte SU92-28, 42 échantillons ont été sélectionnés, la résolution d'échantillonnage varie entre 2 et 20 cm, ce qui représente une résolution temporelle allant d'environ 24 à 4000 ans avec une moyenne de 675 ± 775 ans. Dans la carotte MD01-2461, 34 échantillons ont été sélectionnés, la résolution d'échantillonnage varie entre 3 et 20 cm ce qui représente une résolution temporelle allant d'environ 200 à 1500 ans avec une moyenne de 408 ± 305 ans.

Pour chaque échantillon, un minimum de 300 spécimens de foraminifères benthiques a été collecté dans la mesure du possible. Cette limite inférieure est reconnue comme nécessaire pour produire un ensemble de données quantitatives statistiquement fiables (Buzas et al., 1993; Fatela & Taborda, 2002). Chaque spécimen a été compté et identifié au niveau de l'espèce grâce à des descriptions taxonomiques par divers auteurs (Holbourn et al., 2013a; Loeblich & Tappan, 1988). Nous avons pu calculer, grâce aux poids secs des échantillons, le « Benthic Foraminifera Number » (BFN) qui correspond au total de foraminifères par gramme de sédiments. Pour la carotte SU92-28 il varie entre environ 6 (à 26.0 kyr BP) et 329 (à 20.1 kyr BP) foraminifères par gramme de sédiment. Pour la carotte MD01-2461 seulement 15 données de poids secs sont référencées pour calculer le BFN. Il varie d'environ 15 (à 15.2 kyr BP) à 136 (à 8.6 kyr BP) foraminifères par gramme de sédiments.

Les comptages de recensement individuels ont ensuite été exprimés en pourcentage du total des foraminifères benthiques présents dans chaque échantillon. Pour décrire les principales variations fauniques, nous avons effectué une analyse en composantes principales (PCA) à l'aide du logiciel PAST (Version 3.0, Hammer et al., 2001). Pour les deux carottes, les espèces avec un pourcentage de présence $> 5 \%$ dans au moins 1 échantillon ont été utilisées pour l'analyse statistique et le calcul de la diversité.

3.4.1.2. Choix des espèces pour les analyses géochimiques

La détermination des assemblages sur les deux carottes au préalable a permis de reconnaître les espèces suffisamment abondantes pour les analyses géochimiques mais également pour lesquelles des données sont disponibles dans la littérature. Le choix des espèces décrites ci-après a donc été guidé à la fois par la disponibilité des spécimens dans les échantillons mais aussi par notre connaissance de leurs signatures géochimiques et de leur écologie. Leur intérêt pour les analyses géochimiques sera développé lors de la présentation des différents traceurs utilisés au cours de ce travail.

3.4.1.2.1. *Cibicides pachyderma* et *Cibicides wuellerstorfi*

Morphologie

Le test des espèces du genre *Cibicides* est présenté à la Figure 2.12. Il se caractérise par un test trochospiralé et planconvexe, 8 à 12 chambres sont visibles du côté dorsal (spirale), et seulement celles du dernier tour sur le côté ventral (ombilical). Il présente des sutures fortement arquées et une ouverture intériormarginale (Loeblich & Tappan, 1988). Les sutures sont courbées, déprimées, la périphérie est angulaire, éventuellement carénée (Loeblich & Tappan, 1988).

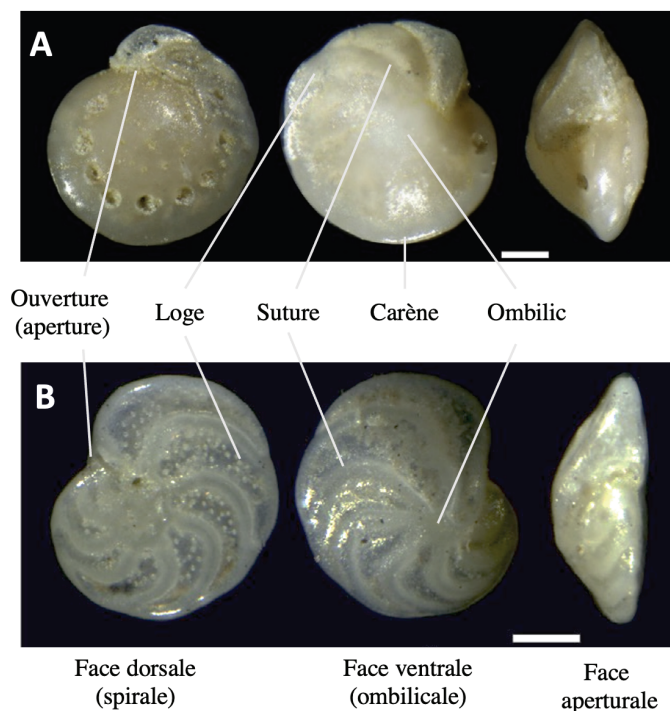


Figure 2. 12 : Terminologie utilisée pour décrire les *Cibicides* /*Cibicidoides*, a) *C. pachyderma* b) *C. wuellerstorfi* (échelle 100 μ m, planche provenant de Tikhonova et al., 2019).

Plus précisément, *Cibicides wuellerstorfi* possède des sutures très épaisses et très incurvées, voire sigmoïdales. Son test est très aplati, avec une face spiralée aplatie et une face ombilicale légèrement convexe, il possède 10 à 13 loges étroites, courbées, légèrement enflées ; le test est perforé de larges pores sur la face spirale, finement perforé sur la face ombilicale. *C. pachyderma* possède un test biconvexe. Une carène marquée borde la périphérie du test. Sur la face dorsale, les loges sont larges et basses (Griveaud, 2007).

Distribution et microhabitat

Dans la littérature, *C. wuellerstorfi* est décrit comme étant une espèce oligotrophe, vivant dans des zones profondes où les apports de matière organique sont faibles (Altenbach & Sarnthein, 1989; Wollenburg & Mackensen, 1998a, 1998b). *C. pachyderma* est généralement retrouvé en haut de pente (200-1000 m) et aurait besoin d'une quantité plus importante d'apports organiques que *C. wuellerstorfi* (Fontanier et al., 2002; Licari & Mackensen, 2005).

La distribution des deux taxons montre donc des préférences pour différents microhabitats et quantité de nourriture. Dans la littérature, *C. wuellerstorfi* est décrit comme vivant sur le sédiment ou en microhabitat surélevé (Linke & Lutze, 1993; Lutze & Thiel, 1989; Rathburn & Corliss, 1994), et est de ce fait considéré comme un suspensivore profitant de courants marins assez forts. Il a été considéré que les espèces vivant en microhabitats surélevés ingèrent des particules de nourriture plus fraîche que les espèces de l'endofaune. *C. pachyderma* n'est pas limité à un mode de vie épifaunique mais peut également vivre dans le premier centimètre du sédiment (ce qui doit être pris en compte lors de l'interprétation des données géochimiques), aussi, *C. pachyderma* est considéré comme épibenthique à endobenthique superficiel par Schmiedl et al. (2000).

En conclusion, *C. wuellerstorfi* est une espèce aimant les grands fonds **bien oxygénés** (espèce **oligotrophe**) et la **matière organique labile**. *C. pachyderma* est aussi un bon indicateur de zones de **faible productivité** et donc de faible flux organique même s'il nécessite plus d'apports nutritifs que *C. wuellerstorfi* (Altenbach & Sarnthein, 1989).

3.4.1.2.2. *Uvigerina mediterranea* et *Uvigerina peregrina*

Morphologie

Le test des deux espèces du genre *Uvigerina* est présenté à la [Figure 2.13](#). *Uvigerina* se caractérise par un test allongé, trisériel, arrondi en coupe transversale (Griveaud, 2007). Les loges sont globuleuses ; la paroi est calcaire et perforée ; la surface peut être lisse ou présenter des ornements (côtes, épines). L'ouverture est en forme de col au bout d'un prolongement de la dernière loge, à l'intérieur duquel peut se trouver une plaque dentaire (Griveaud, 2007; Loeblich & Tappan, 1988).

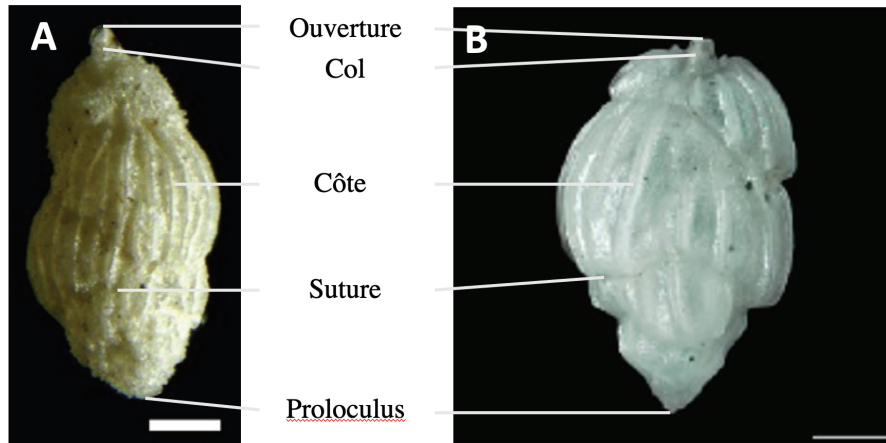


Figure 2. 13 : Terminologie utilisée pour décrire les Uvigerines, a) *U. peregrina* (échelle 100 μ m, Tikhonova et al., 2019) b) *U. mediterranea* (échelle 167 μ m, Holbourn et al., 2013).

Uvigerina peregrina et *Uvigerina mediterranea* sont relativement bien discernables morphologiquement. *U. peregrina* possède des loges enflées, avec des pores ronds et un col long, elle ne possède pas d'épines entre les côtes mais quelques-unes sur la dernière loge. À l'inverse, *U. mediterranea* possède un test comprimé avec des côtes très lisses et très larges, le col est court et situé dans une dépression (Griveaud, 2007; Loeblich & Tappan, 1988).

Distribution et microhabitat

Ces deux espèces font partie de l'endofaune peu profonde, leur distribution est fortement influencée par le flux de matière organique (Altenbach et al., 1999; Fontanier et al., 2002; Mackensen & Licari, 2004), nécessitant un flux organique labile exporté d'au moins 2,5 g C/m²/an (e.g., Corliss, 1991; Corliss & Emerson, 1990; Lutze & Coulbourn, 1984). *U. mediterranea* se nourrit préférentiellement de matière organique labile dans des microhabitats endofauniques peu profonds assez bien oxygénés. *U. peregrina* en revanche, se trouve systématiquement plus profondément que *U. mediterranea*. Cela pourrait être la conséquence d'une tolérance plus élevée à des conditions dysoxiques avec une matière organique de plus faible qualité (Altenbach & Sarnthein, 1989; Van der Zwann et al., 1999).

En conclusion, de nombreuses études écologiques ont révélé que la plupart des espèces du genre *Uvigerina* sont associées à des sédiments riches en matière organique dans des environnements **mésotrophes à eutrophes**, mais sont intolérantes aux zones anoxiques (Gooday, 1994; Hermelin & Shimmield, 1990; Lutze & Coulbourn, 1984; Schmiedl et al.,

1997). Elles sont donc généralement considérées comme de bons indicateurs de conditions de **forts flux organiques** et de **faible oxygénation**, sans anoxie (Lutze & Coulbourn, 1984; de Rijk et al., 2000; Schmiedl et al., 2000; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993).

3.4.1.2.3. *Melonis affinis*

Morphologie

L'espèce *Melonis affinis* est présentée à la Figure 2.14. Il présente un test planispiralé, symétrique et involute ; l'ombilic est profond, il est visible sur chaque face. Il possède une dizaine de loges, les sutures sont peu marquées. La paroi calcitique est perforée de larges pores, l'ouverture s'étend latéralement jusqu'à l'ombilic sur chaque face (Griveaud, 2007; Loeblich & Tappan, 1988).

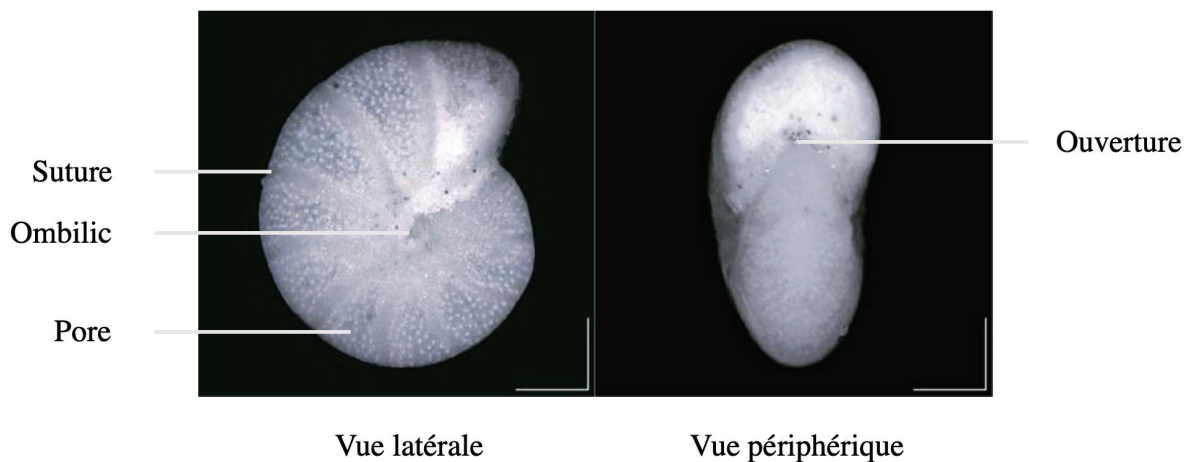


Figure 2. 14 : Terminologie utilisée pour décrire *Melonis affinis* (échelle 167 μ m, Holbourn et al., 2013).

Distribution et microhabitat

Melonis affinis fait partie du groupe d'espèces **endobenthiques intermédiaires** et **profondes**, il se nourrit de matière organique plus dégradée (plus réfractaire) dans les sédiments. Cette espèce est un des constituants dominants des faunes dans les **zones à haute productivité** où les flux de matière organique sont accrus, souvent combinés à des **conditions**

suboxiques ou dysoxiques dans les eaux interstitielles et de fond (Corliss, 1985; Jorissen et al., 1992; Mackensen & Douglas, 1989; Rathburn & Corliss, 1994; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993).

M. affinis présente une large gamme de distribution verticale dans les sédiments et semble très adaptable aux changements d'oxygénation, de disponibilité et de qualité de la nourriture (Linke & Lutze, 1993). Il a la capacité de migrer à l'intérieur du sédiment et de se nourrir à la fois de **matière organique fraîche et plus dégradée** (Caralp, 1989). Cette espèce a été décrite dans de nombreux écosystèmes océaniques **mésotrophes-eutrophes** (par exemple, Harloff & Mackensen, 1997) et est systématiquement présente dans la **partie inférieure de la zone oxique**. Les composants labiles étant consommés dans le centimètre supérieur bien oxygéné du sédiment n'arriveront pas à la profondeur où vit *M. affinis* (Griveaud, 2007).

En conclusion, cette espèce vit dans des environnements beaucoup plus eutrophes et moins oxygénés, elle est dépendante des stocks bactériens aérobies et anaérobies dégradant la **matière organique plus ou moins réfractaire**. Elle se nourrit soit directement des stocks bactériens (Kitazato, 1994; Lee et al., 1979; Thomsen & Altenbach, 1993), soit des produits de rupture. La quasi-absence de cette espèce, malgré ses capacités à migrer pour s'adapter, peut s'expliquer par la disponibilité d'importantes quantités de matière organique labile dans les niveaux subsuperficiels dysoxiques et anoxiques, qui sont colonisés par d'autres espèces qui semblent moins capables de subsister avec de la matière organique de mauvaise qualité.

3.4.1.2.4. *Globobulimina affinis*

Description

L'espèce *Globobulimina affinis* est présentée à la [Figure 2.15](#). Il possède un test ovale, des loges trisérié avec les 3 dernières loges qui recouvrent fortement les précédentes ; la paroi est fine, finement perforée avec une surface lisse ; l'ouverture est en arc, presque terminale, avec une plaque dentaire (Griveaud, 2007).

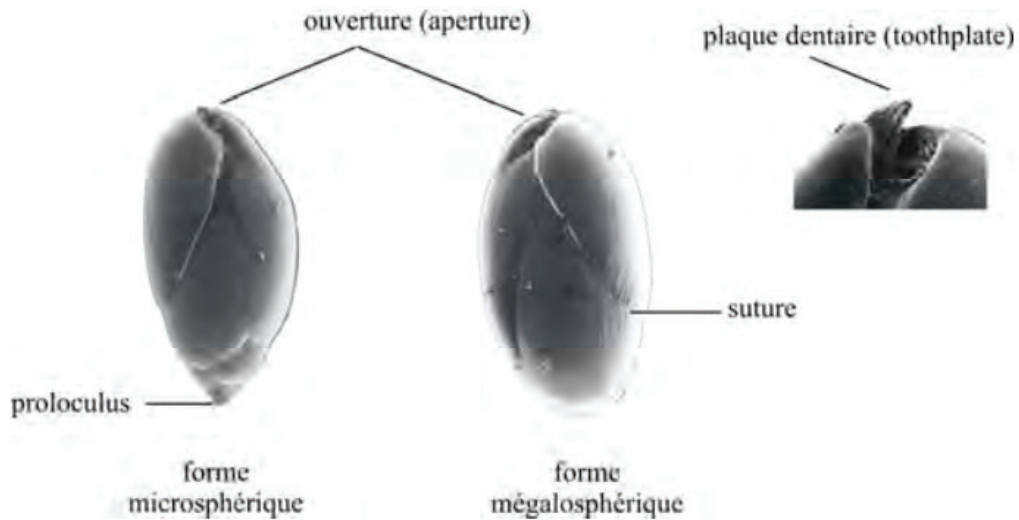


Figure 2. 15 : Terminologie utilisée pour décrire *Globobulimina affinis* (Griveaud, 2007).

Distribution et microhabitat

G. affinis occupe les habitats les plus profonds dans le sédiment. Cette espèce a été décrite comme vivant dans des écosystèmes océaniques mésotrophes à eutrophes (par exemple Harloff & Mackensen, 1997), dans des zones à **haute productivité** avec d'importants flux de matière organique, souvent combinés à des conditions anoxiques dans les eaux interstitielles et de fond (e.g., Corliss, 1985; Jorissen et al., 1992; Mackensen & Douglas, 1989; Rathburn & Corliss, 1994; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993). En effet, *G. affinis* se trouve dans la partie supérieure de la **zone totalement anoxique**, où il se nourrit soit directement des stocks bactériens, soit de produits de rupture (Kitazato, 1994; Lee et al., 1979; Thomsen & Altenbach, 1993).

En conclusion, cette espèce est très tolérante aux **faibles conditions d'oxygénation**, et est retrouvée abondamment dans des régions **sous oxygénées** (Bernhard & Sen Gupta, 1999; Gooday et al., 2000; Jannink et al., 1998; Mackensen & Douglas, 1989, 1989). Sans oxygène ni matière organique labile, elle utilise les nitrates pour sa respiration en utilisant une réserve intracellulaire (Risgaard-Petersen et al., 2006).

3.5. Les isotopes stables de l'Oxygène $\delta^{18}\text{O}$ et du Carbone $\delta^{13}\text{C}$ mesuré dans les tests des foraminifères benthiques

3.5.1. Généralités sur le $\delta^{18}\text{O}$

L'oxygène possède **3 isotopes** stables naturels en différentes proportions : ^{16}O (99.7630%), ^{17}O (0.0375%) et ^{18}O (0.1995%). Le ^{16}O est un isotope **léger** tandis que le ^{17}O et le ^{18}O sont des isotopes **lourds**. La composition isotopique de l'oxygène dans l'eau peut être déterminée grâce au rapport d'abondance entre le nombre d'isotopes lourds (^{18}O) et le nombre d'isotopes légers (^{16}O) mesurés dans un échantillon. La notation δ est utilisée étant donné les très petites variations isotopiques. Le $\delta^{18}\text{O}$ (exprimé en ‰) est donc une quantification du rapport entre les isotopes stables ^{16}O et ^{18}O de l'oxygène de l'échantillon par rapport au standard **PDB**, Pee Dee Belemnite (utilisé exclusivement pour les carbonates), selon l'équation suivante (Équation 2.1) :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (2.1)$$

La signature $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée par les tests de foraminifères benthiques peut être impactée par trois processus : 1) la température à laquelle la précipitation du test a lieu ; 2) les variations du volume des glaces et 3) de processus locaux influençant le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer tel que le bilan évaporation-précipitations.

Les isotopes de l'oxygène et le cycle de l'eau :

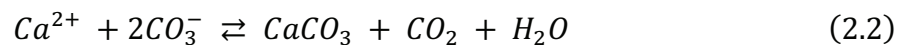
Les molécules H_2^{16}O , qui ont une pression de vapeur saturante plus élevée que les molécules H_2^{18}O , **s'évaporent** plus activement et enrichissent la vapeur d'eau atmosphérique en ^{16}O dans les zones équatoriales. Inversement ce sont les isotopes lourds (H_2^{18}O) qui enrichissent les eaux de pluie lors du fractionnement isotopique se produisant lors de la phase de **condensation**. Au fur et à mesure que les fronts pluvieux se déplacent vers l'intérieur des continents où vers les hautes latitudes, les eaux des précipitations sont de plus en plus appauvries en ^{18}O . Ainsi, si ces eaux sont piégées dans des glaciers continentaux, le déficit en

^{18}O de ces glaciers sera compensé par un enrichissement du ^{18}O global dans l'océan ($\delta^{18}\text{O} > 0$), proportionnel à la taille de ces **glaciers** ou calottes. Inversement les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles ($\delta^{18}\text{O} < 0$) sont enregistrées au cours des **périodes chaudes**. Les stades isotopiques ont été définis à partir de cette alternance des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ basses et élevées (Emiliani, 1955) les stades pairs correspondent à des périodes froides et les stades impairs aux périodes chaudes.

À une échelle plus locale, le **bilan évaporation-précipitation** va également **contrôler** le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau, avec des valeurs enrichies lors d'une augmentation de l'évaporation et appauvries lors de fortes précipitations.

Les isotopes enregistrés par le Carbonate de Calcium (CaCO_3) :

Le $\delta^{18}\text{O}$ du CaCO_3 synthétisé par des organismes marins, dépend de la température ainsi que de la composition isotopique de l'eau de mer ($\delta^{18}\text{O}$ de H_2O). En effet, les carbonates sont synthétisés à partir des ions bicarbonates HCO_3^- , qui sont en équilibre isotopique avec l'eau de mer (Équation 2.2). L'équation bilan est :



Le fractionnement isotopique lors de cette réaction amène à un enrichissement en ^{18}O des produits précipités par rapport au fluide d'origine, et ce de manière inversement proportionnelle à la température du milieu. Le $\delta^{18}\text{O}$ du CaCO_3 **dépend** donc non seulement de la **composition isotopique** de l'eau au sein de laquelle s'est effectuée la réaction mais également de la **température** de cette eau.

Le $\delta^{18}\text{O}$ enregistré par les foraminifères benthiques au cours du temps va donc **refléter** la somme de ces différents processus à savoir : i) les **variations du volume des glaces** et ii) les variations de la **température** de précipitation. En effet, les variations du **bilan évaporation-précipitation** ne sont pas enregistrées par les foraminifères benthiques, qui vivent à distance de la surface.

3.5.2. Généralités sur le $\delta^{13}\text{C}$

Il existe **plusieurs isotopes du carbone**, le ^{12}C (le plus abondant, 98.9 %) et le ^{13}C (1.1 %) qui sont stables ainsi que le ^{14}C (traces, 10^{-10} %) qui est radioactif. Le $\delta^{13}\text{C}$ représente le rapport entre les isotopes stables $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (Équation 2.3) et il est exprimé par rapport au standard (PDB) pour les mesures sur les carbonates selon l'équation :

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (2.3)$$

La composition isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du **CO₂ total dissous (ΣCO_2)** ou carbone inorganique dissous (**CID** = $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) dans l'eau de mer **dépend** de plusieurs facteurs : les fractionnements isotopiques liés à **l'activité biologique**, les **échanges océan-atmosphère** de gaz carbonique, et les **mélanges** liés à la circulation océanique (Tagliabue & Bopp, 2008).

Les fractionnements isotopiques liés à l'activité biologique

Les eaux de surface ont un $\delta^{13}\text{C}$ élevé, compris entre 1 et 2 ‰ par rapport à une moyenne de 0.49‰ pour l'océan global (Kroopnick, 1985). Cet enrichissement se produit au cours de la **photosynthèse**, car il y a un fractionnement isotopique provoquant un **enrichissement en ^{12}C** de la matière organique ainsi produite (i.e., $\delta^{13}\text{C} \ll 0$). En effet, le phytoplancton extrait préférentiellement le ^{12}C du CID des eaux de surface pour produire la matière organique. Le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone photosynthétique marin est ainsi d'environ -20‰ (Fontugne & Duplessy, 1986). Une faible proportion de la matière organique (enrichie en ^{12}C) peut être **exportée** vers le fond après la mort des organismes, et est **reminéralisée** au fur et à mesure de son cheminement. Ainsi le ^{12}C qu'elle contient est progressivement **restitué** aux **eaux intermédiaires et profondes** ce qui crée un gradient de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ entre l'eau de surface et de fond (Figure 2.16).

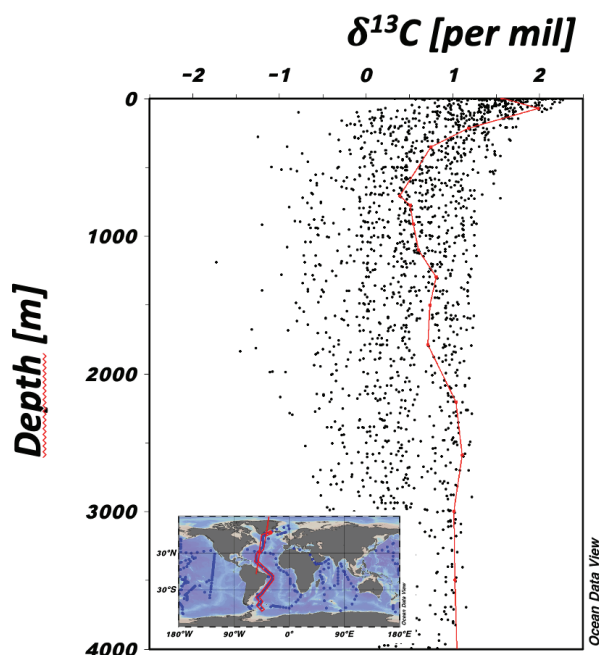


Figure 2. 16 : Ensemble de données Ocean Data View (GEOSECS). Profil vertical de $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan Atlantique. La ligne rouge sur le profil vertical représente l'ID de la Station : 35 (15°N ; 59°55.58'W).

Les échanges océan-atmosphère de gaz carbonique

En fonction des régions, productivité et échanges océan-atmosphère agissent conjointement, ou se compensent. Dans les **régions subtropicales**, une **augmentation** de la **productivité** favorise l'**augmentation** du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, tandis que les **échanges océan-atmosphère** tendront à **appauvrir en ^{13}C les eaux de surface**. Les échanges océan-atmosphère de CO_2 et des isotopes du carbone sont thermo-dépendants car la solubilité du CO_2 augmente à faible température. Par conséquent, l'écart isotopique entre le CO_2 atmosphérique et le DIC est de 10 ‰ pour une eau surface à 30° C et de 7 ‰ pour une eau à 0° C, la composition isotopique du gaz carbonique de l'atmosphère étant plus faible que celle du DIC. Par exemple, dans les basses latitudes, l'océan dégage beaucoup de CO_2 vers l'atmosphère. Inversement, dans les régions subpolaires les transferts atmosphère-océan de CO_2 sont favorisés par les températures basses et la productivité, ces deux mécanismes concourent donc à l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des eaux de surface (Broecker & Maier-Reimer, 1992; Lynch-Stieglitz et al., 1995).

Le $\delta^{13}\text{C}$ est un **traceur semi-quantitatif de la "ventilation"**, c'est-à-dire des échanges entre océan et atmosphère. Deux facteurs vont jouer un rôle prépondérant à cet égard : l'éloignement à la source et le temps de trajet depuis la source. Au niveau des gyres

subtropicaux, les eaux séjournent longtemps en surface, l'océan de surface tend vers l'équilibre avec l'atmosphère (Broecker & Maier-Reimer, 1992; Schmittner et al., 2013). Dans les zones à forts mélanges verticaux ou de formation d'eaux profondes (Atlantique Nord et Antarctique), la différence surface-fond en $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ peut s'estomper. Lorsque les échanges verticaux entre l'eau de surface et de fond sont réduits, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des eaux profondes devient de plus en plus faible au fur et à mesure que ces masses d'eau poursuivent leur cheminement et s'enrichissent en carbone issu de la minéralisation de la matière organique. La différence de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ entre la surface et le fond est classiquement de l'ordre de 1‰ (Kroopnick, 1985).

En conclusion, après sa formation, une masse d'eau intermédiaire ou profonde emporte la signature $\delta^{13}\text{C}$ des eaux de surface à partir desquelles elle s'est formée. À proximité de leur source, les masses d'eau sont généralement riches en oxygène et en ^{13}C . La signature $\delta^{13}\text{C}$ d'une masse d'eau est un paramètre non conservatif, car au cours de son trajet, la masse d'eau reçoit depuis la surface un flux de matière organique. La décomposition de cette matière organique dans la colonne d'eau consomme de l'oxygène et libère du CO_2 , enrichi en ^{12}C (Figure 2.17).

Les foraminifères benthiques enregistrent donc dans leur test la composition isotopique du carbone du CID de l'eau de fond dans laquelle ils se développent. L'analyse isotopique du carbone des foraminifères benthiques le long de carottes sédimentaires permet de reconstituer les variations dans le temps du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ des eaux de fond à la profondeur du site de carottage. Le $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères épibenthique, vivant à l'interface eau-sédiment, enregistre ainsi le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des eaux de fond, qui répond à l'intensité de la reminéralisation bactérienne et/ou de la ventilation des masses d'eau. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ est d'autant plus faible que la productivité primaire en surface est importante et/ou que la circulation océanique est lente (e.g., Duplessy et al., 1984).

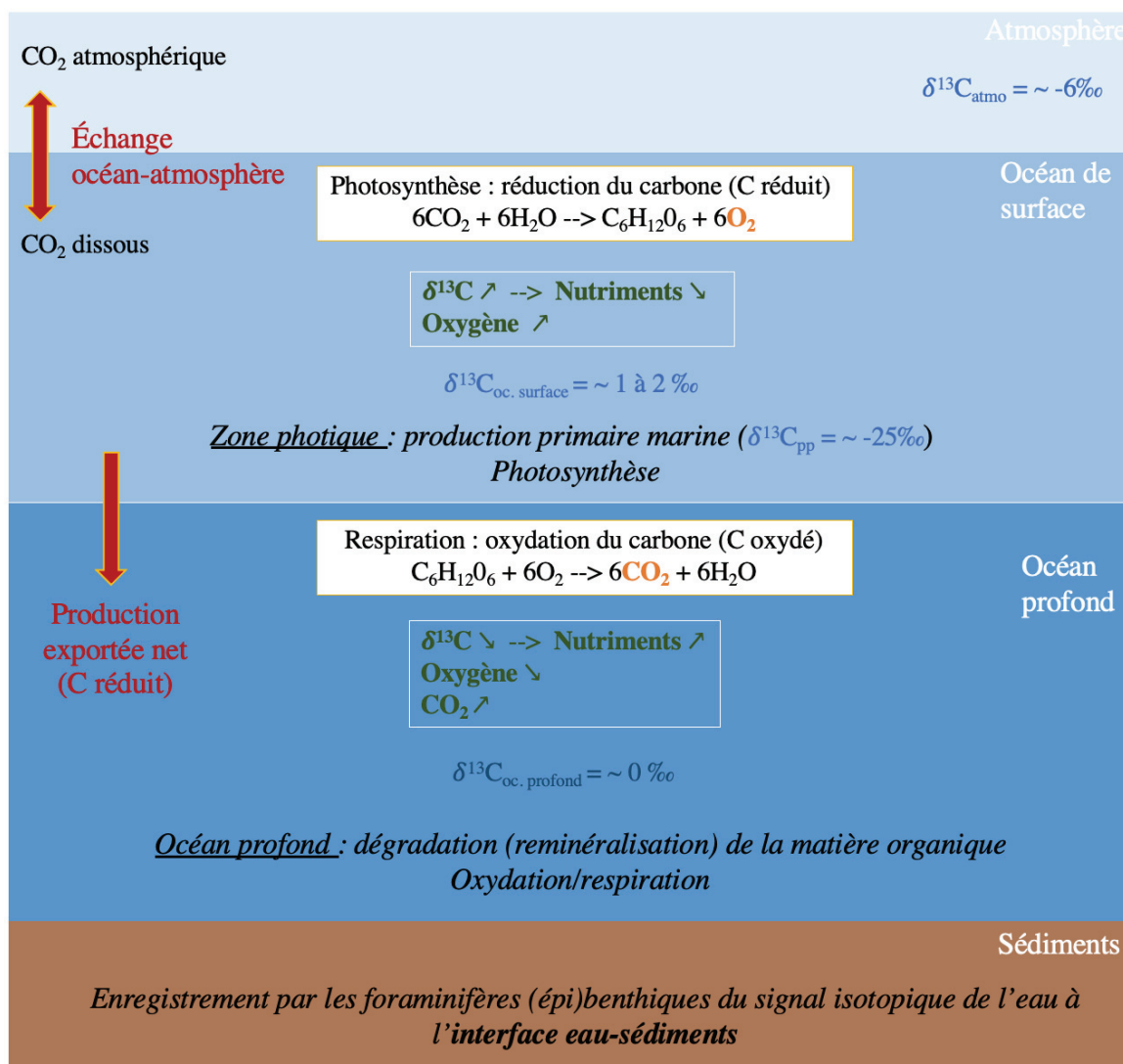


Figure 2. 17 : Schéma du cycle du carbone et des compositions isotopiques moyennes du $\delta^{13}\text{C}$ dans l'eau (inspiré par Boyle, 1992; Lynch-Stieglitz et al., 1995; Mackensen, 2008)

Signature des différentes masses d'eau

Les signatures $\delta^{13}\text{C}$ des masses d'eau sont présentées dans le [tableau 2.2](#).

Tableau 2.2 : Tableau des signatures $\delta^{13}\text{C}$ des différentes masses d'eau Atlantique.

Localisation	Niveau	Masse d'eau	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Références
Atlantique Nord	Surface	NCW	1 à 2	Boelaert, 2000
	Intermédiaire	MSW	1.1	Kroopnick, 1980
			1.3	Boelaert, 2000
	Profond	LSW	1.0 à 1.3	Poppelmeier et al., 2018
		ISOW	1.0 à 1.3	Poppelmeier et al., 2018
		DSOW	1.0 à 1.3	Poppelmeier et al., 2018
Atlantique Sud	Intermédiaire	AAIW	0.2 à 0.5	Curry et oppo 2005
			0.3 à 0.6	Kroopnick, 1980
	Abyssal	AABW	0.4 à 0.6	Rickaby et al., 2005
			0.5 à 0.9	Kroopnick, 1980
Mer méditerranée		LIW	0.9 à 1	Pierre et al., 1986
		MOW	0.7 à 0.9	Rickaby et al., 2005
			0.9 à 1.1	Kroopnick, 1980

3.5.3. Application aux carottes SU92-28 et MD01-2461

3.5.3.1. Stratégie globale

Pour la carotte **SU92-28**, les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été réalisées sur 140 échantillons d'espèces de foraminifères benthiques (65 sur *Cibicides pachyderma* et 75 sur *Globobulimina affinis*) couvrant une période de 26 cal kyr BP. La résolution temporelle moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ obtenue sur les foraminifères benthiques est d'environ 850 ans pour l'Holocène et d'environ 400 ans pour la période déglaciaire et le LGM. De plus, afin d'évaluer les différences de composition en isotopes stables entre *C. pachyderma* et *C. wuellerstorfi*, l'espèce la plus couramment utilisée en paléocéanographie, des analyses ont été réalisées sur 15 niveaux où les deux espèces coexistaient. 81 données précédemment obtenues sur des foraminifères benthiques du genre *Cibicides* sans détermination d'espèce et appelés *Cibicides*

sp (Boelaert, 1998) ont été utilisées pour compléter les enregistrements d'isotopes stables de *C. pachyderma* sur la même période.

Pour la carotte **MD01-2461**, les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été réalisées sur 17 échantillons d'espèces de foraminifères benthiques (16 sur *C. pachyderma* et 1 sur *C. wuellerstorfi*) couvrant une période de 23 cal kyr BP. La résolution temporelle moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ obtenue sur les foraminifères benthiques est d'environ 696 ans pour l'Holocène et d'environ 125 ans pour la période déglaciaire et le LGM. Des enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été précédemment analysés sur des foraminifères benthiques du genre *C. wuellerstorfi* (Peck et al., 2007). Nos données ont été utilisées pour compléter ces enregistrements d'isotopes stables ou pour vérifier certains résultats.

Pour chacune des carottes, environ 1 à 5 spécimens propres et bien conservés (> 200 μm) ont été sélectionnés par échantillon, puis délicatement nettoyés avec du méthanol avant d'être séchés et pesés. L'analyse a été réalisée sur un spectromètre de masse à rapport isotopique de type IRMS ISOPRIME 100 Dual Inlet au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE). La reproductibilité externe moyenne des étalons carbonates est de $\pm 0,08\text{‰}$ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de $\pm 0,05\text{‰}$ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs des isotopes stables ont été calibrées par rapport à Pee Dee Belemnite (PDB) à l'aide du National Bureau of Standards (IAEA 603⁶).

3.5.3.2. Comparaison des signatures $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ entre *Cibicidoides wuellerstorfi* et *Cibicides pachyderma*

Les *Cibicidoides wuellerstorfi* sont des « suspensivores » (Lutze & Thiel, 1989), cet habitat épibenthique « réel » fait de *C. wuellerstorfi* un enregistreur fidèle de l'eau de fond $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ et est utilisé comme référence dans plusieurs études paléocéanographiques (Belanger et al., 1981; Duplessy et al., 1984; Graham et al., 1981; Lutze & Thiel, 1989; Mackensen & Licari, 2004). *Cibicides pachyderma* est décrit comme préférant les conditions oligotrophes, similaires à *C. wuellerstorfi* (Fariduddin & Loubere, 1997) cependant, il peut supporter un apport beaucoup plus continu de carbone organique au fond marin (Eberwein & Mackensen, 2006). Comme *C. pachyderma* ne vit pas dans un habitat exclusivement épibenthique comme *C. wuellerstorfi*,

⁶ Le IAEA 603 est calibré par rapport au NBS19 qui est aujourd'hui épuisé.

tester leurs différences $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ permettra de mieux appréhender si des écarts interspécifiques entre ces deux espèces se produisent depuis le dernier maximum glaciaire.

3.5.3.3. Le $\Delta\delta^{13}\text{C}$ entre *Cibicidoides/Cibicides* et *Globobulimina affinis* : un traceur des concentrations en oxygène des eaux de fond

La distribution de la concentration en O_2 dans l'océan moderne est dépendante de différents facteurs. En surface, l' O_2 **dissous** est proche de sa concentration de saturation à l'équilibre avec l'atmosphère, **contrôlée** principalement par la **température**. La consommation d' O_2 dans l'océan se produit via la respiration microbienne de la matière organique qui provient de la surface de l'océan (Anderson & Sarmiento, 1994). Les eaux profondes (>2,5km) et intermédiaires (<2,5km) ont des concentrations en oxygène initialement fixées par leur source (eaux de surface) dans les zones convectives aux hautes latitudes (Arctique et Antarctique). Lorsqu'elles sont isolées de l'atmosphère, via la circulation globale, la **reminéralisation** accumulée de la matière organique et le mélange avec des eaux vieillissantes provoquent une **réduction des concentrations en oxygène** (Anderson & Sarmiento, 1994) (Tableau 2.3). Ainsi, les variations de l' O_2 sont en partie **corrélées** avec les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, et peuvent refléter les variations de la circulation océanique dans le passé.

Seuls 10% du carbone organique issu de la productivité primaire quitte l'océan de surface, pratiquement toute la matière organique est biodégradée et minéralisée au cours de son transfert vers l'océan profond et seulement 1% atteint les sédiments sous forme particulaire (COP) (Schulz & Zabel, 2006). Dans le sédiment, la respiration oxygène représente généralement la majeure partie de la reminéralisation de la matière organique (75 à 95 %) (McCorkle & Emerson, 1988). Les concentrations d'oxygène dans l'eau interstitielle des sédiments reflètent l'équilibre entre la diffusion et la consommation et s'appauvrissent généralement à la limite anoxique en profondeur (c'est-à-dire $[\text{O}_2] = 0$). La quantité de carbone organique reminéralisé entre l'interface sédiment/eau de mer et la limite anoxique est fonction de la concentration en oxygène de l'eau du fond (Gehlen et al., 1999; McCorkle & Emerson, 1988). Ainsi, le gradient de $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques c'est-à-dire le décalage entre le $\delta^{13}\text{C}$ des eaux de fond et le $\delta^{13}\text{C}$ des eaux interstitielles ($\Delta\delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{bw-ab_pw}}$) permet de **reconstruire** quantitativement les **concentrations d'oxygène** dans les eaux de fond (Hoogakker et al., 2015). Ainsi, le $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{bw-ab_pw}}$ peut donc être approximé par la différence de $\delta^{13}\text{C}$ entre l'eau de fond, représenté par *Cibicides pachyderma* et le $\delta^{13}\text{C}$ de la limite dysoxique/anoxique représenté par *Globobulimina*

affinis ($\delta^{13}\text{C}$ *C. pachyderma-G. affinis*) (McCorkle et al., 1990; Schmiedl & Mackensen, 2006). Cette méthode nous permet de reconstruire quantitativement les concentrations passées d'oxygène dissous dans une plage optimale de concentration (de 55 à 235 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) des eaux de fond des régions tropicales à tempérées, avec une erreur type totale estimée de 17 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (Hoogakker et al., 2018) selon l'équation suivante (Équation 2.4) :

$$\Delta\delta^{13}\text{C}_{bw-pw} = 0,00772 \times (\text{dissolved oxygen concentration}) + 0,41446 \quad (2.4)$$

Tableau 2. 3 : Tableau des concentrations en oxygène des différentes masses d'eau Atlantique tiré de Liu & Tanhua, 2021.

Niveau	Masse d'eau	Oxygène ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$)
Supérieur	ENACW (supérieure)	243.1
	ENACW (inférieure)	216.3
Intermédiaire	AAIW	300.7 ± 16.2
	MOW	186.2 ± 10.7
Profond	NADW (supérieure)	279.4 ± 8.0
	NADW (inférieure)	278.0 ± 4.6
	LSW	287.4 ± 8.5
	ISOW	277.2 ± 3.3
	DSOW	300.3 ± 3.6
Abyssal	AABW	239.0 ± 9.3

3.6. Le radiocarbonate (^{14}C)

3.6.1. Généralités sur le ^{14}C

Le **carbone 14** est un **cosmonucléide** continuellement généré dans la haute atmosphère, il est le produit de la collision entre des neutrons issus de rayonnements cosmiques et l'azote ^{14}N . Les atomes se lient instantanément avec l'oxygène pour former des molécules de dioxyde de carbone. Ce dernier a les mêmes propriétés que le dioxyde de carbone constitué par les isotopes stables 12 et 13, et est assimilé de la même façon par les océans, les plantes et autres organismes vivants.

L'atmosphère, les océans et la biosphère sont donc des réservoirs de radiocarbone. Le ^{14}C passe de l'atmosphère aux océans par dissolution et est assimilé par photosynthèse, entrant de fait dans la chaîne alimentaire et pénétrant la matière organique des organismes vivants. Par ailleurs, les organismes qui sécrètent un squelette en CaCO_3 (comme le test des foraminifères) **incorporent** également du ^{14}C dans la structure cristalline de la calcite ou de l'aragonite bioconstruite. Les organismes marins et ceux qui les consomment absorbent donc le carbone 14 dissous dans l'eau (sous forme de dioxyde de carbone), sachant que la concentration en ^{14}C n'est pas constante dans l'océan ; en effet, la concentration n'est pas la même entre 1) l'atmosphère et la surface de l'océan (pourtant en échange direct avec l'atmosphère) du fait du temps d'équilibrage entre l'air et l'eau et 2) entre l'océan de surface et l'océan profond du fait de la circulation océanique (Figure 2.18). Les foraminifères planctoniques (océan de surface) et benthiques (océan profond) n'enregistrent donc pas les mêmes signatures radiocarbone.

1) L'atmosphère et la surface de l'océan sont en perpétuel échange, cependant ces échanges ne sont pas instantanés. Les atomes de ^{14}C radioactifs se désintègrent en permanence au cours de ce processus. Ainsi, l'âge radiocarbone est différent entre les eaux de surface et l'atmosphère, et la différence d'âge moyenne appelé « effet réservoir » est d'environ 400 ans (Key et al., 2004).

2) Dans l'océan profond, les masses d'eau n'échangent plus avec l'atmosphère, le ^{14}C n'est plus renouvelé et la concentration en ^{14}C commence à diminuer par désintégration radioactive et de cette façon, les masses d'eau profondes, isolées de la surface « vieillissent ».

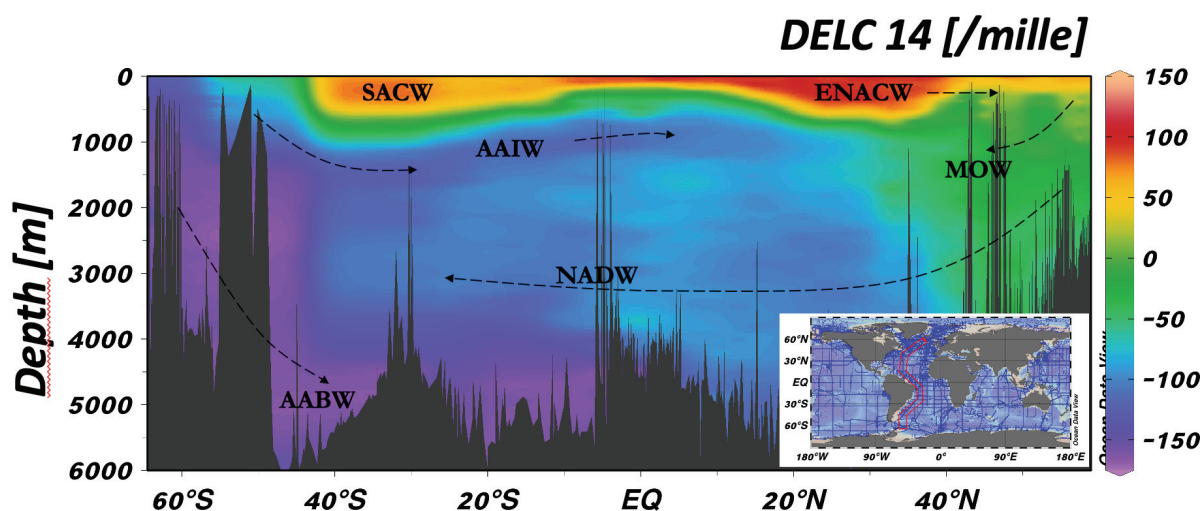


Figure 2. 18 : Carte moderne de la différence entre le ^{14}C des masses d'eau de surface et le ^{14}C des masses d'eau profonde corrigé de l'âge réservoir ($\Delta^{14}\text{C}$). L'âge réservoir est le décalage entre l'âge radiocarbone de l'eau de surface locale et l'atmosphère, considéré comme constant au cours du temps. Les distributions intermédiaires et profondes des masses d'eau en $\Delta^{14}\text{C}$ reflètent le vieillissement par désintégration radiogénique des eaux le long du trajet de la circulation à grande échelle. (Ocean Data View ; GLODAP)

3.6.2. Utilisation du ^{14}C comme traceur de la circulation océanique

Plusieurs études ont démontré que le ^{14}C des masses d'eau profonde dans différents océans sont en bon accord avec le schéma de circulation moderne (par exemple, Khatiwala et al., 2012; Matsumoto, 2007) ; [Figure 2.19](#)) Dans l'océan moderne, la formation des **NADW** trouve sa source dans les eaux de surface ayant échangé avec l'atmosphère tout au long de leur trajet depuis la gyre subtropical jusqu'aux hautes latitudes Nord. De ce fait, cette masse d'eau présente des **valeurs enrichies** (-65 ‰) en radiocarbone. De plus, du fait de sa faible température, elle représente un excellent puits de $^{14}\text{CO}_2$ atmosphérique. Au contraire, l'**AABW** montre des **valeurs** beaucoup plus **appauvries** en ^{14}C (-165 ‰) puisqu'elle se forme via l'eau intermédiaire du Pacifique qui est « vieillie » du fait de son temps de transport. Lors de la remontée des AABW pour former les **AAIW**, la masse d'eau n'échange pas suffisamment longtemps avec la surface pour se rééquilibrer avec l'atmosphère ainsi elle conserve sa signature **appauvrie**.

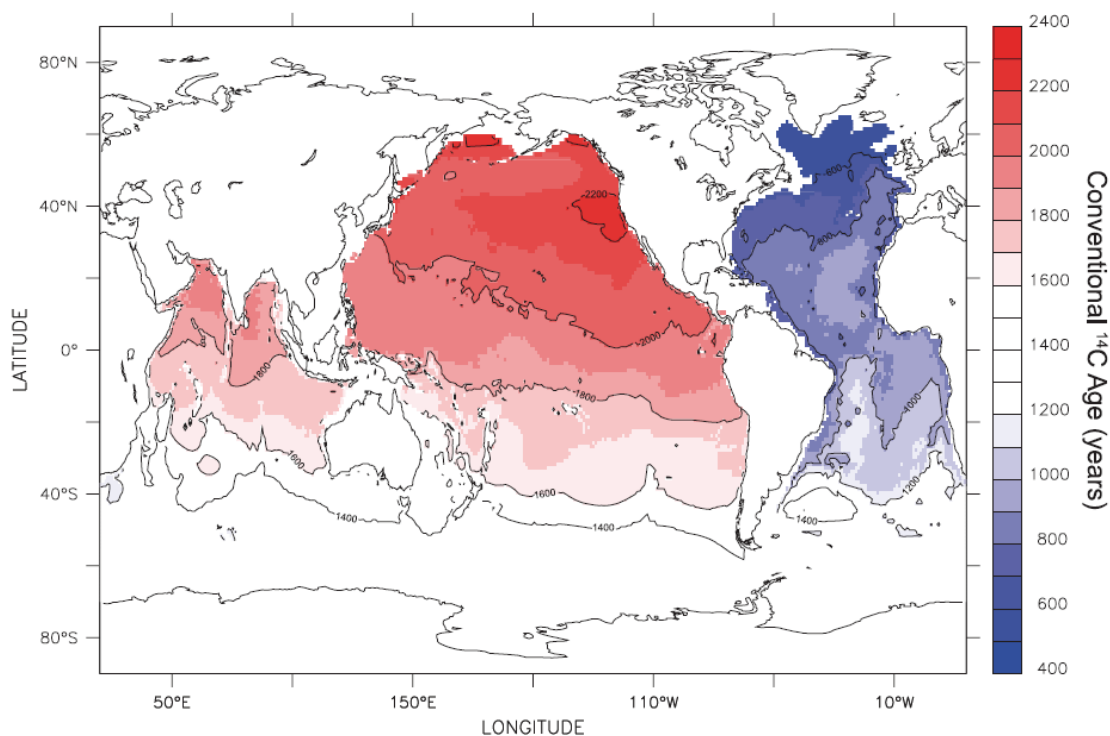


Figure 2. 19 : Représentation des âges ^{14}C conventionnel cartographié du radiocarbonate naturel en-dessous de 1500 m de l'océan. Figure de Matsumoto, 2007.

La différence de ^{14}C entre la surface et la profondeur permet ainsi de définir la ventilation des masses d'eau. Le ^{14}C enregistré dans les foraminifères benthiques **dépend** ainsi : 1) du **^{14}C des eaux de surface** liée au ^{14}C atmosphérique par les échanges gazeux air-mer et de l'équilibre entre l'atmosphère et les masses d'eau ; 2) du **temps écoulé** depuis que les masses d'eau sont **isolées** de l'atmosphère et ont atteint le site d'étude, et 3) des processus de **mélanges verticaux et horizontaux** impliquant des masses d'eau avec des signatures ^{14}C différentes. Afin de reconstituer les gradients de ^{14}C dans l'océan passé, la différence d'âge radiocarbonate ($\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$) entre les foraminifères benthiques, au contact des eaux de fond, et planctoniques, caractérisant la surface, est utilisée comme un **traceur** fiable de la **circulation océanique** et de la **ventilation** des masses d'eau au cours du temps (par exemple, Broecker et al., 1984 ; De Pol-Holz et al., 2010 ; Wan et Jian, 2014 ; Siani et al., 2013 ; Skinner et al., 2014, 2021). Cette approche ($\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$) a été utilisée avec succès par plusieurs études à travers tous les bassins océaniques (e.g., Ausín et al., 2021; Freeman et al., 2015; Ma et al., 2019; Skinner et al., 2014, 2021).

3.6.3. Application à la carotte SU92-28

Les mesures de ^{14}C ont été réalisées sur les foraminifères benthiques *C. pachyderma* et les foraminifères planctoniques *Globobulimina bulloides* (taille $> 150 \mu\text{m}$) de la carotte SU92-28. Des âges ^{14}C ont été précédemment obtenus sur des foraminifères planctoniques (Boelaert, 1998) et deux données supplémentaires ont été produites pour compléter l'enregistrement existant. Environ 500 à 1000 μg de tests de foraminifères ont été collectés puis lessivés avec de l'acide nitrique HNO_3 (10^{-2}N) et rincés avec de l'eau Milli-Q, avant d'être transformés par réaction avec de l'acide orthophosphorique (H_3PO_4) en CO_2 stocké dans des petits tubes en verre (Tisnérat-Laborde et al., 2001; Wacker et al., 2013). Les âges ^{14}C de 5 échantillons de foraminifères planctoniques et 7 de foraminifères benthiques ont été mesurés par le spectromètre de masse ECHoMICADAS au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE, France. Les mesures ont été prises à l'aide du système de traitement des gaz et du système de craqueur (Wacker et al., 2013). Les résultats et les incertitudes associées sont donnés sous forme d'âges ^{14}C conventionnels en années cal BP.

3.7. Les isotopes du Néodyme

3.7.1. Généralités

Le **néodyme** appartient à la famille chimique des **Terres Rares** (*Rare Earth Element*, **REE**), il est présent à la surface de la Terre dans l'enveloppe solide terrestre. Les sept isotopes du néodyme sont stables excepté l'isotope ^{143}Nd qui est radiogénique (éléments fils), produit par désintégration radioactive du ^{147}Sm (élément père), avec une demi-vie de $1,06 \times 10^{11}$ ans. Parmi les sept isotopes de cet élément, c'est le **rapport** entre l'isotope ^{143}Nd et ^{144}Nd noté ϵNd qui présente un intérêt comme traceur géochimique ([Équation 2.5](#)), il est exprimé comme l'écart par rapport à la **norme CHUR** ($\text{CHUR} = 0,512638$) et défini comme (Jacobsen & Wasserburg, 1980) :

$$\epsilon Nd = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Sample}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10\,000 \quad (2.5)$$

En effet, l' ϵ Nd d'une roche est fonction de son âge et de son histoire géologique. Le fractionnement isotopique principal a eu lieu lors de la discrimination chimique entre la croûte continentale et le manteau par différenciation des enveloppes terrestres il y a 3,5 Ga. Le Nd étant un élément plus incompatible que le Sm, il migre préférentiellement dans la phase liquide (i.e., le magma) lors de la fusion partielle, et les continents acquièrent ainsi un rapport Sm/Nd plus faible que le manteau. Par conséquent, la distribution de l' ϵ Nd dans les différentes formations géologiques est hétérogène et reflète principalement leur âge et les variations d'abondance relatives du Sm et Nd (Lacan, 2006).

Dans l'océan, le Nd est principalement sous forme dissoute (90 à 95%) (Jeandel et al., 1995). Les Terres Rares et plus particulièrement le Nd s'y trouvent à l'état de trace (environ 10^{-12} g/g d'eau de mer). Le Nd est apporté depuis les continents, sous forme dissoute ou particulaire, par les rivières ($2,6 \times 10^8$ et $3,4 \times 10^8$ g(Nd)/an ; Arsouze et al., 2009; Rempfer et al., 2012), les vents (1×10^8 et $2,6 \times 10^8$ g(Nd)/an ; Arsouze et al., 2009; Rempfer et al., 2012), l'hydrothermalisme (jugé négligeable dans le bilan du Nd de l'océan ; Goldstein & O'Nions, n.d.; Halliday et al., 1992; Piepgras & Wasserburg, 1985, 1987) ou les sédiments. À proximité des sources lithogéniques, l' ϵ Nd est utilisé comme traceur de flux de matières entre ces sources et l'océan tandis que dans l'océan ouvert, il se comporte comme un traceur conservatif et est utilisé pour tracer les trajectoires et les mélanges de masses d'eau (Jeandel et al., 1998; Lacan & Jeandel, 2001). En effet, le **temps de résidence** du Nd dans l'Océan est estimé entre **360 et 1000 ans** (Arsouze et al., 2009; Tachikawa et al., 1999, 2003) et est inférieur au temps de brassage global de l'Océan (1500 ans, Broecker, 1982). Ainsi, en l'absence d'apports lithogéniques, le Nd peut être **considéré comme conservatif**, c'est-à-dire que la composition isotopique du Nd pour une masse d'eau donnée ne sera modifiée que par mélange avec une masse d'eau de composition isotopique différente.

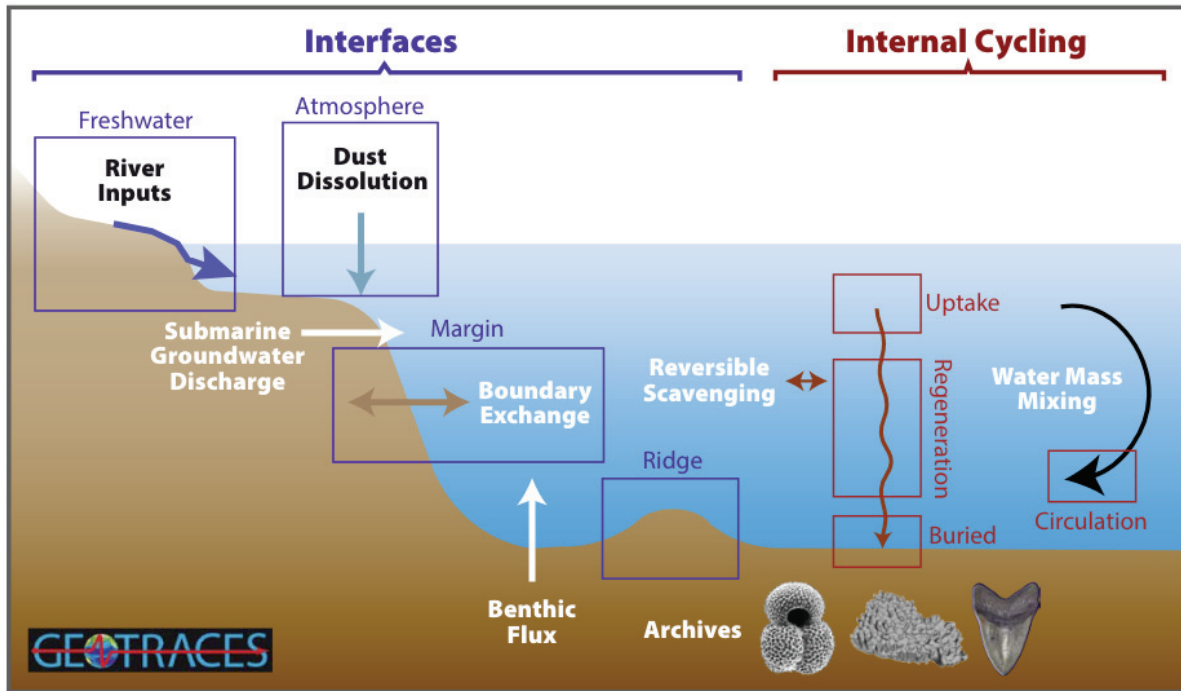


Figure 2. 20 : Sources et processus de néodyme affectant la concentration et la composition isotopique de Nd océaniques ainsi que les enregistrements sédimentaires marins possibles de la composition isotopique de Nd. Figure de Tachikawa et al., 2020.

La notion de « Boundary Exchange »

Les sources nettes de Nd dans l'océan comprennent la dissolution partielle des apports atmosphériques et des sédiments fluviaux ainsi que de l'eau des rivières après l'élimination du Nd dans les estuaires (Tachikawa et al., 2003 ; Figure 2.20). En réconciliant à la fois la concentration de Nd et la distribution isotopique, l'interaction eau-sédiment le long des marges continentales, appelée « **échange aux frontières** » (en anglais, **Boundary Exchange**), a été considérée comme la source de Nd la plus importante pour l'océan mais sans proposer une description claire ni des sources ni des processus déterminant ce mécanisme (Arsouze et al., 2009; Lacan & Jeandel, 2005; Rempfer et al., 2012). En effet, ces auteurs (dont Tachikawa et al., 2003 qui en a été le précurseur) ont proposé que l'échange se produisant le long des marges (même en profondeur) était le seul moyen d'expliquer le changement de composition isotopique du Nd sans modifier significativement sa concentration.

Les modélisations du cycle du Nd suggèrent aussi que le *Boundary Exchange* est la source majeure de Nd dans l'Océan (Arsouze et al., 2009; Rempfer et al., 2011). Le flux de Nd libéré par les marges est estimé entre $5,5 \times 10^9$ et $1,1 \times 10^{10}$ g(Nd)/an, soit 90-95% du flux total de Nd dans l'eau de mer (Arsouze et al., 2009; Rempfer et al., 2011). Bien qu'elles ne représentent

que 5 à 10% des apports de Nd à l'océan, les particules lithogéniques apportées par le vent et les rivières restent malgré tout, des contributeurs importants pour les 1000 premiers mètres de l'Océan (Arsouze et al., 2009; Rempfer et al., 2012; Rempfer et al., 2011).

Cependant, le mécanisme précis du *Boundary Exchange* n'a pas encore été entièrement identifié, et il peut inclure le déversement d'eaux souterraines sous-marines (Johannesson & Burdige, 2007) ainsi que le flux benthique (Abbott et al., 2019). En domaine ouvert, loin des apports continentaux, se produit un transport vertical des signatures isotopiques du Nd des masses d'eau les moins profondes vers les plus profondes par interaction dissoute/particulaire (Bertram & Elderfield, 1993 ; [Figure 2.19](#)). Même si ce processus est essentiel pour produire les profils de profondeur observés de concentration de Nd dans l'eau de mer, on estime que le principal contrôle sur les valeurs d' ϵNd de l'eau profonde en domaine ouvert est le mélange de masses d'eau caractérisées par des signatures isotopiques distinctes (Tachikawa et al., 2017; Van De Flierdt et al., 2016; Von Blanckenburg & Igel, 1999).

Intérêt en tant que traceur des masses d'eau

Les avantages d'utiliser la composition isotopique Nd de l'eau de mer, par rapport à d'autres traceurs de la circulation comme la composition isotopique carbone ($\delta^{13}\text{C}$) de l'eau de mer, est que le Nd subit un fractionnement biologique négligeable et que l' ϵNd n'est pas influencé par les échanges air-mer.

3.7.2. Signature isotopique du Nd dans les océans

Les premières mesures de la composition isotopique du Nd dans l'Océan ont montré des disparités importantes entre les différents bassins océaniques. Dans les eaux intermédiaires et profondes modernes (≥ 1000 m), les valeurs ϵNd les plus basses se trouvent dans **l'Atlantique Nord** ($\epsilon\text{Nd} = -10$ à -15) qui est entouré par un ancien craton non radiogénique en mer du Labrador (Tachikawa et al., 2020). À l'inverse, **le Pacifique** montre des valeurs beaucoup plus radiogéniques ($\epsilon\text{Nd} = 0$ à -5) en raison de l'abondance de matériel volcanique jeune sur le pourtour continental (Jeandel et al., 2007) tandis que **l'Océan Indien** est plutôt caractérisé par des valeurs intermédiaires entre celles de l'Atlantique Nord et des océans tropicaux et Pacifique Nord comprises entre **-7 et -10**, ce qui est cohérent avec le schéma de la circulation thermohaline globale ([Figure 2.21](#)). Ces données, qui semblent en liens étroits avec la distribution des valeurs ϵNd recensées sur les marges continentales, confirmerait l'origine lithogénique du Nd dans

l'Océan, permettant à l' ϵ_{Nd} d'être un réel traceur de la circulation océanique. Les travaux antérieurs montrent que les valeurs ϵ_{Nd} varient au sein de la colonne d'eau, permettant l'identification de différentes masses d'eau en fonction de la composition isotopique du Nd (e.g., Jeandel, 1993; Piepgras & Wasserburg, 1987; Von Blanckenburg & Igel, 1999).

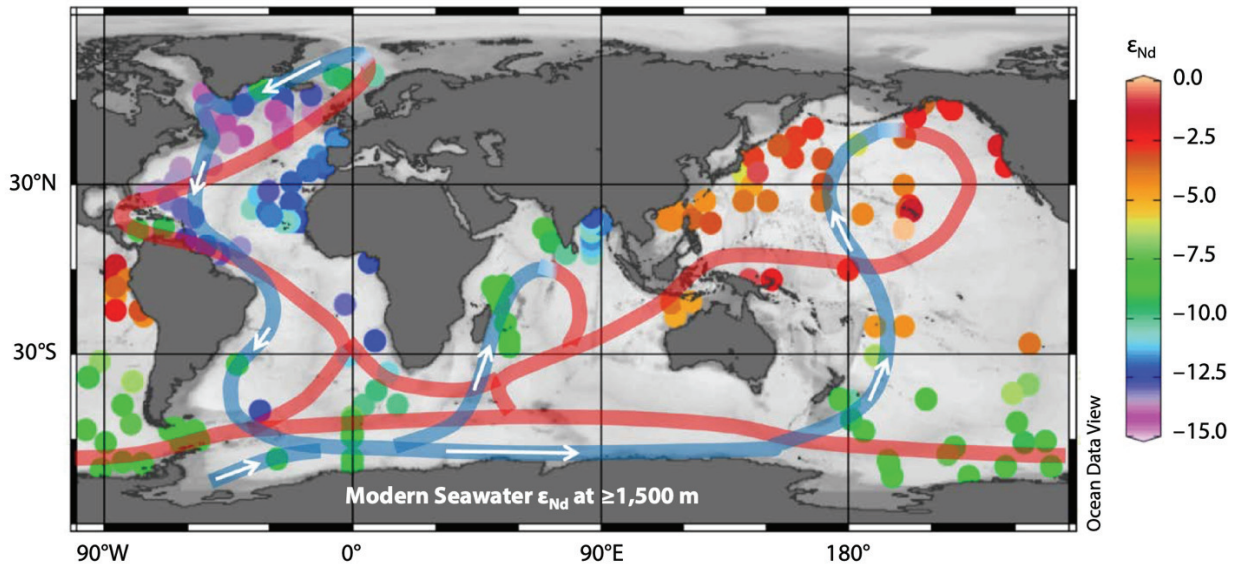


Figure 2. 21 : Répartition de la composition isotopique du Nd en eau profonde dans l'océan moderne (Kazuyo Tachikawa et al., 2017) et schématisation de la circulation thermohaline globale (Wallace S. Broecker, 1982). Les points colorés indiquent les valeurs ϵ_{Nd} à 1 500 m de profondeur dans la colonne d'eau ou à une profondeur d'eau la plus proche de 1 500 m et plus profonde que 1 500 m si les données ϵ_{Nd} ne sont pas disponibles. Les courbes bleue et rouge indiquent respectivement les écoulements en profondeur et en surface. La figure est tirée de Tachikawa et al., 2020.

3.7.3. Signature isotopique moderne du Nd des masses d'eau retrouvées dans les carottes SU92-28 et MD01-2461

Les signatures en Nd des masses d'eau sont présentées dans le [tableau 2.4](#).

Tableau 2. 4 : Tableau récapitulatif des compositions en Nd des différentes masses d'eau.

Localisation	Niveau	Masse d'eau	ϵNd	Références
Atlantique Nord	Supérieur	NACW	-9.4 ± 0.2 à -13.5 ± 0.1	Lambelet et al., 2016
		ENACW (côtes africaines)	-10 à -11	Spivack & Wasserburg, 1988 ; Stichel et al., 2015
		ENACW (côtes européennes)	-11.9 à -12.4	Piepgas & Wasserburg, 1983 ; Stichel et al., 2015
	Intermédiaire	MSW	-9.9 ± 0.4	Dubois-Dauphin et al., 2017
		LSW	-12.7 à -14.5 ± 0.4	Copard et al., 2011 ; Lacan & Jeandel, 2005
		Profond	ISOW	-8.2 ± 0.6
DSOW	-8.4 ± 0.4		Lacan and Jeandel, 2004a	
Atlantique Sud	Intermédiaire	AAIW	-7 à -9	Piepgas & Wasserburg, 1982 ; Jeandel, 1993 ; Rickli et al., 2009 ; Stichel et al., 2012
	Abyssal	AABW	-9	Piepgas & Wasserburg, 1982 ; Jeandel, 1993 ; Rickli et al., 2009 ; Stichel et al., 2012
Mer méditerranée		LIW	-9.6	Tachikawa et al., 2004
		MOW	-9.4	Tachikawa et al., 2004

3.7.4. Application à la carotte SU92-28

L'analyse des isotopes du néodyme a été réalisée sur un mélange d'espèces de foraminifères planctoniques de la carotte SU92-28 qui ont été préparés suivant le protocole décrit par le groupe de Cambridge (Piotrowski et al., 2012; Roberts et al., 2010, 2012). Environ 25 mg pour chaque échantillon ont été prélevés à partir de la fraction $> 150 \mu\text{m}$ puis ils ont été doucement écrasés entre des lames de verre sous une loupe binoculaire de sorte que toutes les chambres soient ouvertes pour faciliter les différentes étapes de nettoyage. Les échantillons ont ensuite subi un lessivage des argiles à l'aide d'eau ultra-pure et d'ultrasons (permettant de mettre les

argiles en suspension). Le surnageant a soigneusement été éliminé jusqu'à ce que la solution soit claire et exempte de particules. Ils ont ensuite été dissous dans de l'acide nitrique (1N HNO₃) et enfin centrifugés pour s'assurer que toutes les particules résiduelles ont été éliminées (Roberts et al., 2010). Le Nd a finalement été séparé de la matrice de carbonate en utilisant les résines Eichrom TRU et LN en suivant la procédure analytique rapportée dans Copard et al. (2010).

Les rapports ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de toutes les fractions de Nd purifiées ont été analysés à l'aide du spectromètre de masse à plasma à couplage inductif ThermoScientific NeptunePlus (MC-ICP-MS) au LSCE. Une loi exponentielle standard a été utilisée pour corriger la discrimination de masse instrumentale avec une normalisation interne à ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219. Au cours de chaque session d'analyse, la solution JNdi⁻¹ caractérisée par des valeurs certifiées de 0,512115 ± 0,000006 (Tanaka et al., 2000) a été utilisée tous les deux échantillons comme étalon de « bracketing » pour surveiller et corriger le fractionnement de masse instrumental. Les solutions étalons de JNdi⁻¹ ont été analysées à des concentrations comprises entre 10 et 15 ppb, c'est-à-dire similaires à celles de nos échantillons. La reproductibilité externe (2σ) pour la mesure résolue dans le temps, déduite des mesures répétées du JNdi⁻¹, varie de 0,2 à 0,4 unités epsilon pour les différentes sessions analytiques. L'erreur analytique de chaque échantillon est la combinaison de l'erreur de mesure de l'échantillon et de l'erreur externe des standards de la session (JNdi-1).

3.8. Les rapports élémentaires

L'**eau de mer** est **constituée** de minéraux selon trois classes : les **éléments majeurs** (Mg, Ca, Sr) qui existent à des concentrations supérieures à 50 μmol.L⁻¹ ; les **éléments mineurs** (Li et Ba) dont les concentrations vont de 50 nmol.L⁻¹ à 50 μmol.L⁻¹ ; et les **éléments traces** (U, Cd) dont les concentrations vont des quelques picomoles (pmol.L⁻¹) à quelques micromoles (μmol.L⁻¹) par litre (<https://archimer.ifremer.fr/doc/00711/82303/87126.pdf>). Les métaux dissous dans les océans sont donc présents à de faibles concentrations, mais nombre d'entre eux sont **essentiels à la vie** en tant qu'oligo-éléments, tandis que d'autres sont de précieux traceurs des processus océaniques (Bruland et al., 2014). La composition chimique du carbonate de Calcium des foraminifères retrouvés dans les sédiments profonds a été largement utilisée pour **reconstruire les propriétés physicochimiques des eaux de mer** à partir desquelles les coquilles précipitent (e.g., Boyle & Keigwin, 1985; Boyle, 1992; Elderfield et al., 2006; Yu & Elderfield, 2008).

3.8.1. Le Mg/Ca

Au cours des deux dernières décennies, le rapport Mg/Ca des foraminifères benthiques a été développé comme **indicateur de la température** de l'eau de mer à partir de laquelle les foraminifères ont calcifiés (e.g., Elderfield et al., 2006; Hasenfratz et al., 2017; Martin & Lea, 2002; Skinner et al., 2003; Yu & Elderfield, 2008a). Les premières études sur le Mg / Ca dans les foraminifères benthiques ont en effet démontré une forte corrélation avec la température de l'eau de mer (Chave, 1954; Izuka, 1988; Rathburn & DeDecker, 1997) (Figure 2.22). L'incorporation de Mg dans les coquilles des foraminifères est probablement liée à la température par des processus thermodynamiques et physiologiques (Bentov & Erez, 2006; Erez, 2003; Lea et al., 1999; Rosenthal et al., 1997). La thermodynamique de la substitution en solution solide du Mg au Ca dans la calcite prédit que le Mg/Ca devrait augmenter de $\pm 3\%$ par $^{\circ}\text{C}$ d'augmentation de la température (Lea et al., 1999). Cependant, des différences interspécifiques dans l'incorporation de Mg ont été observées chez les foraminifères benthiques (Elderfield et al., 2006; Lear et al., 2002; Rosenthal et al., 1997) ce qui suggère que les processus physiologiques et les « effets vitaux » ont probablement un contrôle important sur le rapport final Mg/Ca de la coquille.

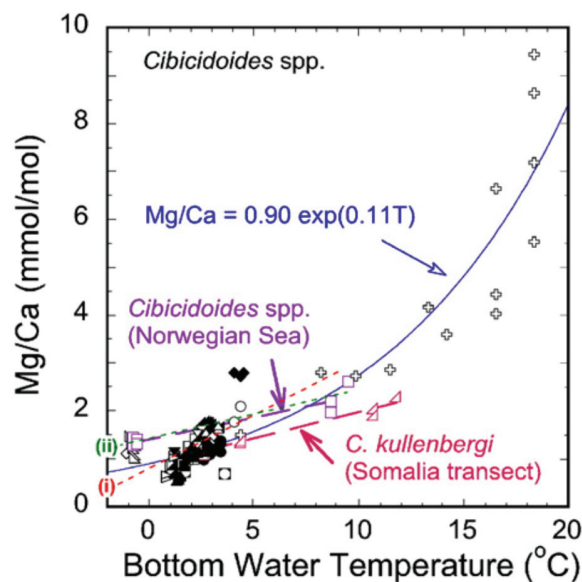


Figure 2. 22 : Mg/Ca de *Cibicidoides spp* en fonction de la température de l'eau au fond. L'ajustement exponentiel à travers toutes les données est affiché. Les calibrations linéaires révisées pour *C. pachyderma* du Little Bahama Bank, « i » (Marchitto & deMenocal, 2003), et du détroit de Floride, « ii » (Marchitto et al., 2007), sont également présentées avec les données de *C. kullenbergi* du profil somalien et de *Cibicidoides spp.* de la mer de Norvège (Elderfield et al., 2006). Figure de (Elderfield et al., 2006).

Des études antérieures suggèrent une sensibilité d'environ 6 à 15 % de l'augmentation de Mg/Ca par °C (Bryan & Marchitto, 2008; Elderfield et al., 2006), avec, en particulier, une réponse exponentielle de la température d'environ 11 % par °C pour *C. pachyderma* et une sensibilité plus faible pour *U. spp.* (~6 % par °C) (Lear et al., 2002; Rosenthal et al., 1997). Au cours des dernières années, des étalonnages ont été présentés pour plusieurs espèces de foraminifères benthiques (Bryan & Marchitto, 2008; Elderfield et al., 2006; Kristjansdottir et al., 2007; Rathmann et al., 2004; Rosenthal et al., 2006) ; néanmoins, des questions persistent sur l'utilisation des relations linéaires et exponentielles et les différences de sensibilité à la (Elderfield et al., 2006) température entre les espèces. L'impact de ces différents calculs sur la température reconstituée sera discuté dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

Le Mg/Ca dans les foraminifères benthiques peut également être influencé par des variables autres que la température et les « effets vitaux » des foraminifères benthiques, et notamment l'état de saturation en ions carbonates (Elderfield et al., 2006; Martin & Lea, 2002; Rosenthal et al., 2006) (Figure 2.23).

L'état de saturation par rapport à la calcite est représenté par le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ (McCorkle et al., 1995) (Équation 2.6) :

$$\Delta\text{CO}_3^{2-} = [\text{CO}_3^{2-}]_{in\ situ} - [\text{CO}_3^{2-}]_{saturation} \quad (2.6)$$

qui correspond à la **différence entre la concentration en $[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau et la concentration $[\text{CO}_3^{2-}]$ à saturation** définie comme (Équation 2.7) :

$$[\text{CO}_3^{2-}]_{saturation} = \frac{[\text{CO}_3^{2-}]_{in\ situ}}{\Omega} \quad (2.7)$$

où Ω est le **degré de saturation** défini par le rapport (Équation 2.8) :

$$\Omega = \frac{[\text{CO}_3^{2-}][\text{Ca}^{2+}]}{K_{sp}} \quad (2.8)$$

où K_{sp} est le produit de solubilité de l'aragonite ou de la calcite (se référer au Chapitre 1).

Les différentes études ont conclu que Mg/Ca est réduit à faible saturation en ions carbonate ($\Delta\text{CO}_3^{2-} = [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{in situ}} - [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{saturation}}$) (Marchitto et al., 2005; Marchitto et al., 2000; McCorkle et al., 1995). Il a même été proposé que le Mg/Ca puisse être supprimé lors de la calcification en raison du faible ΔCO_3^{2-} (Elderfield et al., 2006; Martin & Lea, 2002; Rosenthal et al., 2006). D'autres études, ont montré une diminution de Mg/Ca avec l'augmentation du pH, de la concentration en ions carbonate et/ou de l'alcalinité (e.g., Hintz et al., 2006). En conclusion, la sensibilité du Mg/Ca à la température diminuerait à des températures plus élevées, contrairement à l'augmentation attendue de la sensibilité dans une relation exponentielle (e.g., Bryan & Marchitto, 2008) mais aussi à des température inférieures à $\sim 3^\circ\text{C}$ (e.g., Elderfield et al., 2006). La diminution de la sensibilité peut être liée à la suppression du Mg/Ca à un ΔCO_3^{2-} trop élevé ou trop faible et à d'autres facteurs indéterminés. Ceci impliquerait que l'influence de la température sur Mg/Ca est assez faible pour les foraminifères benthiques. Néanmoins, Elderfield et al. (2006) ont montré que pour *Uvigerina spp.* le ΔCO_3^{2-} ne semble pas avoir une influence significative sur Mg/Ca.

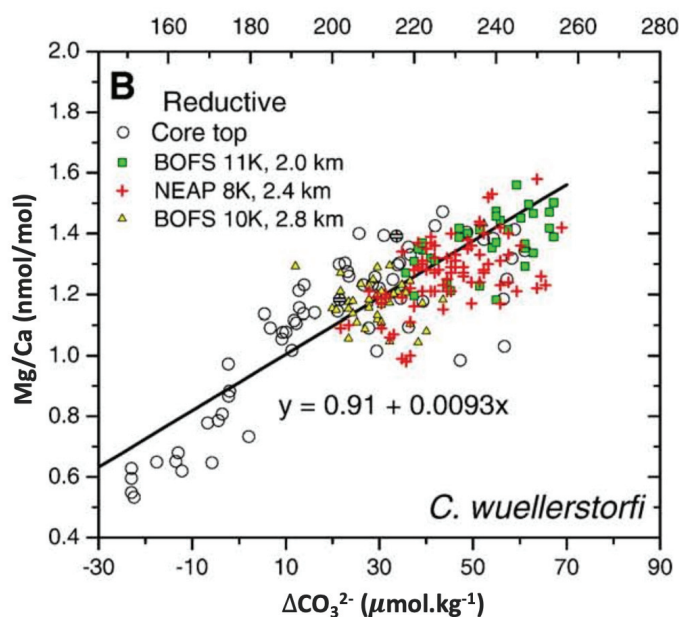


Figure 2. 23 : Mg/Ca de *C. wuellerstorfi* versus $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau profonde. Figure de Yu & Elderfield, 2008.

À l'heure actuelle, il existe des divergences pour déterminer si l'effet des ions carbonate est mineur, domine sur la température pour certaines espèces (Yu & Elderfield, 2008) ou est limité à certaines conditions physicochimiques (Bryan & Marchitto, 2008; Elderfield et al., 2006). Afin de mieux documenter la relation Mg/Ca-Température, d'une part, de nouveaux traceurs de

la température ont été explorés en complément du Mg/Ca et, d'autre part, le couplage avec des reconstitutions du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ permet de mieux contraindre son effet sur ce traceur.

3.8.2. Li/Ca

À la suite des travaux ayant démontré que le Mg/Ca dans les foraminifères benthiques pouvait être influencé par une autre variable que la température (Elderfield et al., 2006; Rosenthal et al., 2006), plusieurs études ont exploré le potentiel du Li/Ca comme paléothermomètre (Hall & Chan, 2004; Lear et al., 2010; Marchitto et al., 2018). En effet, son comportement est proche du Mg car le Li est présent dans l'eau de mer sous forme de cation monovalent avec une distribution conservatrice et un long temps de résidence (~1,5 Ma) (Huh et al., 1998). Son coefficient de distribution dans la calcite inorganique est comparable à celui du Mg (Marriott et al., 2004). Le Li/Ca des foraminifères benthiques reflète les changements de l'état de saturation et de la température de l'eau de mer (Hall & Chan, 2004; Lear & Rosenthal, 2006; Marriott et al., 2004). Des mesures dans l'océan moderne ont montré que le Li/Ca pour toutes les espèces est corrélé négativement avec la température et le ΔCO_3^{2-} (Bryan & Marchitto, 2008) (Figure 2.24 a et b). Le Li/Ca diminue donc aux sites à haute teneur en ΔCO_3^{2-} . Bryan & Marchitto (2008) ont émis l'hypothèse que Li/Ca et Mg/Ca aient des réponses différentes à bas et à hauts états de saturation. Si tel est le cas, le Li/Ca pourrait être utile pour corriger la suppression du Mg/Ca à saturation faible et élevée, ou même dans d'autres conditions environnementales ou physiologiques qui peuvent affecter la composition du pool de calcification. Ainsi, nous pouvons directement utiliser le rapport Mg/Li qui montre une corrélation avec la température du fond corrigée de l'effet du ΔCO_3^{2-} (Figure 2.24 c et d).

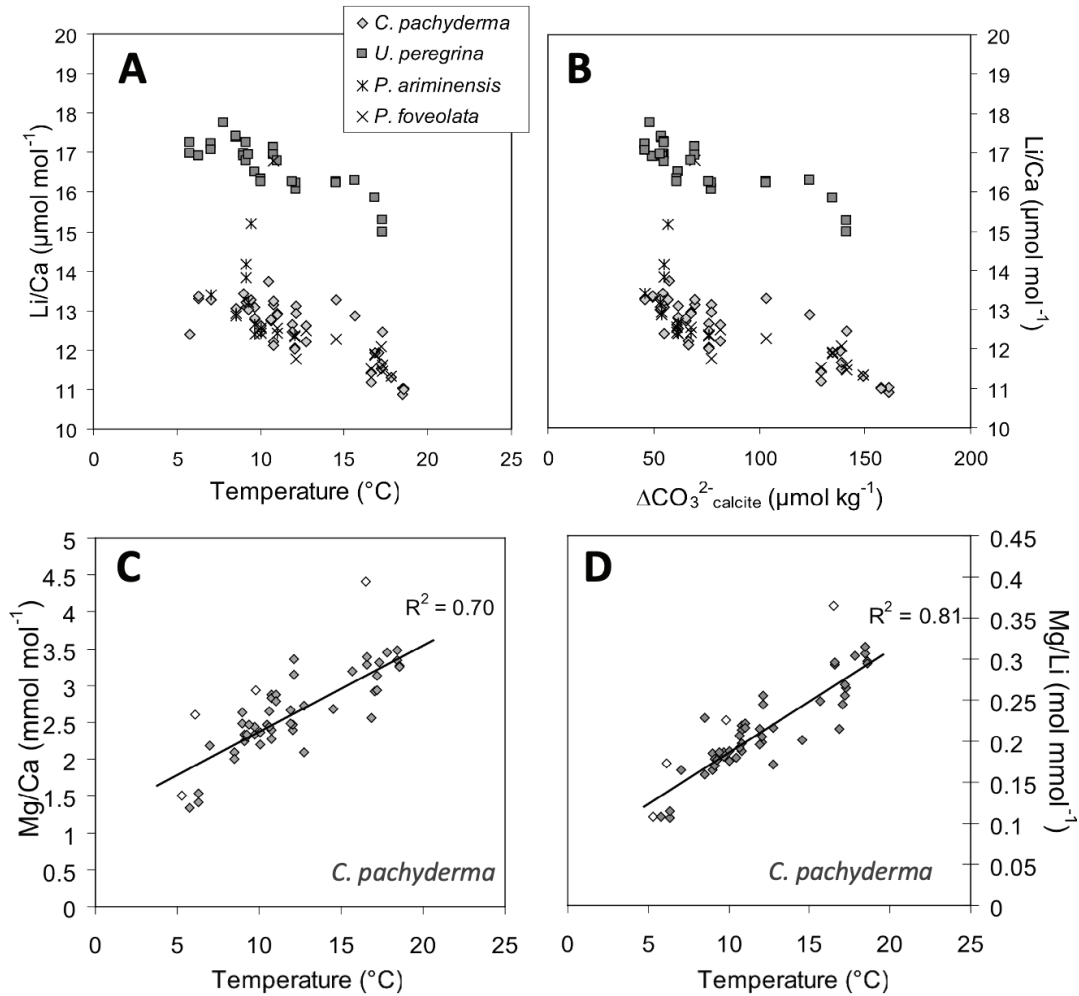


Figure 2. 24 : Mg/Ca, Mg/Li et Li/Ca des foraminifères benthiques de l'épifaune et de l'endofaune peu profonde (*Cibicides pachyderma*, *Uvigerina peregrina*, *Planulina ariminensis* et *Planulina foveolata*). Li/Ca en fonction a) de la température et b) du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ des eaux de fond ; c) Mg/Ca de *C. pachyderma* en fonction de la température et d) Mg/Li de *C. pachyderma* en fonction de la température. Selon Bryan & Marchitto. (2008).

Nous avons donc vu que les paléothermomètres pouvaient être influencés par le ΔCO_3^{2-} . Outre son impact potentiel sur les reconstitutions de températures, les variations du ΔCO_3^{2-} sont également fondamentales pour mieux comprendre les changements du cycle de Carbone à l'échelle globale (voir chapitre 5). C'est pourquoi nous avons aussi reconstitué les variations de ce paramètre, à l'aide de plusieurs traceurs présentés ci-après.

3.8.3. Sr/Ca

Des données récentes ont montré des **corrélations positives** significatives entre le **Sr/Ca des foraminifères benthiques et le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$** (Yu et al., 2014 ; Ma et al., 2020) (Figure 2.25), tout comme cela avait été démontré dans les expériences de précipitations inorganiques (Lorens, 1981; Morse & Bender, 1990; Tang et al., 2008). Cet effet est également observé sur les foraminifères benthiques cultivés (Dissard et al., 2010; Raitzsch et al., 2010).

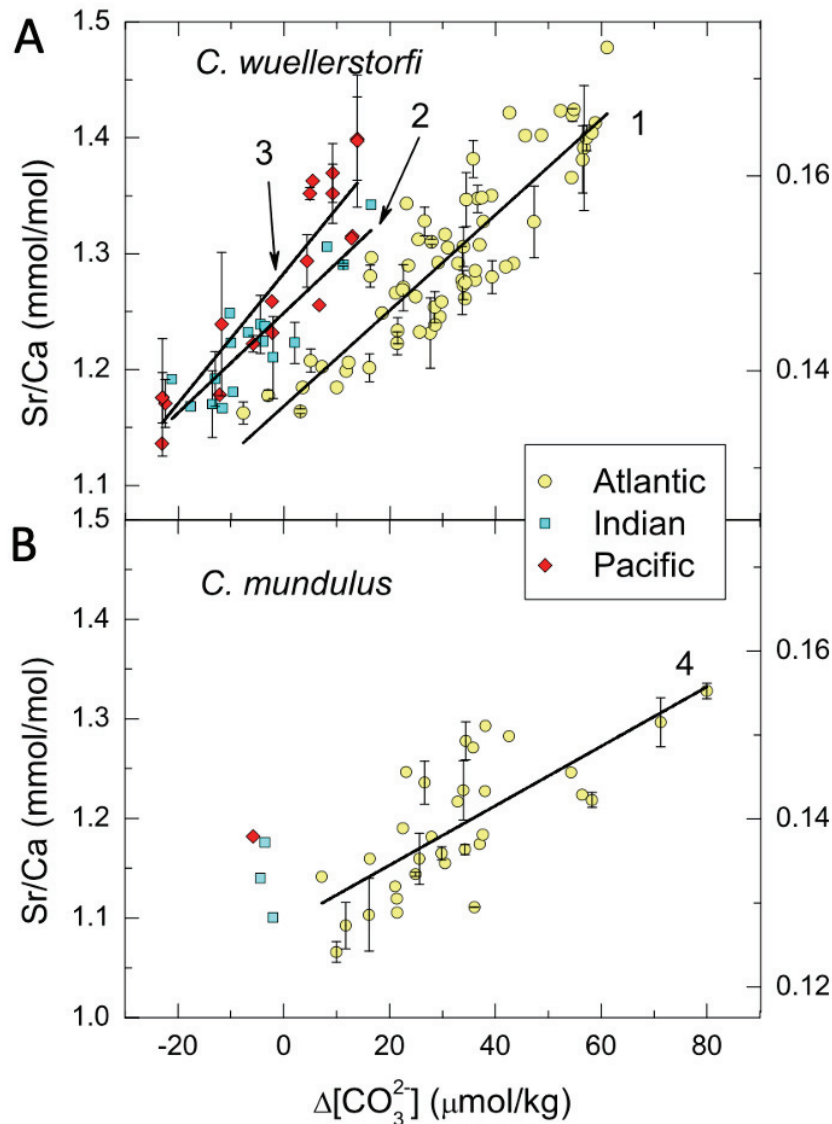


Figure 2. 25 : Sr/Ca des foraminifères benthiques de l'épifaune et de l'endofaune peu profonde. a) Sr/Ca de *C. wuellerstorfi* en fonction du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ des eaux profondes ; b) Sr/Ca de *C. mundulus* en fonction du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ des eaux profondes. Adapté de Yu et al. (2014).

Les longs temps de séjour du Sr ($\geq 5\text{Ma}$) (Broecker & Peng, 1982), suggèrent qu'il devrait y avoir une variabilité très limitée de l'eau de mer Sr/Ca sur les échelles de temps relativement courtes de l'ère glaciaire-interglaciaire. De plus, le Sr n'est que très peu impacté par le cycle biologique dans les océans et il existe également une variation hydrographique très limitée du Sr/Ca de l'eau de mer dans l'océan moderne (Brass & Turekian, 1974; de Villiers, 1999). Enfin, plusieurs études sur des foraminifères benthiques ont montré qu'il n'y avait aucune corrélation du Sr/Ca avec la température ou la salinité des eaux profondes (Figure 2.26) (e.g., Rosenthal et al., 1997; Yu et al., 2014).

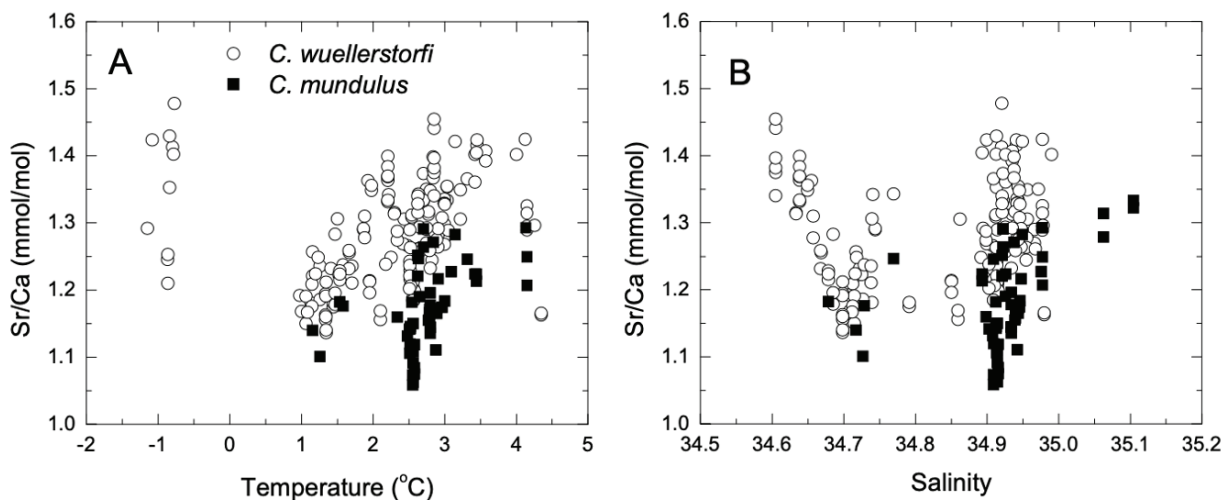


Figure 2. 26 : Relations entre le Sr/Ca des foraminifères benthiques de l'épifaune et de l'endofaune peu profonde avec a) la température ; b) la salinité. Figures adaptées de Yu et al. (2014).

En revanche, les résultats de Yu et al. (2014) révèlent des décalages interspécifiques clairs entre les foraminifères benthiques (Figure 2.25) via les effets biologiques (reflétés par des différences Sr/Ca entre les genres *Cibicidoides* par exemple) et minéralogiques (reflétés par des différences Sr/Ca entre les espèces calciques et aragonitiques) (Rosenthal et al., 1997), nécessitant de travailler avec les courbes d'étalonnage appropriées à chaque espèce.

3.8.4. Cd/Ca

Le Cd/Ca des foraminifères benthiques a régulièrement été utilisé comme indicateur des concentrations de cadmium dans l'eau de mer dans le but de reconstruire les changements passés de la circulation intermédiaire et profonde (Duplessy et al., 1984; Rosenthal et al., 1997). Les **concentrations de cadmium dans l'eau de mer** (Cd_w) sont en effet étroitement corrélées aux concentrations de phosphates (Figure 2.27). Des travaux antérieurs ont démontré que les foraminifères benthiques incorporent le Cd en fonction du Cd de l'eau (Cd_w) suivant un coefficient de partage que l'on peut déterminer dans l'océan moderne (Boyle, 1992). Par conséquent, la teneur en Cd des tests permet de reconstruire la **concentration en nutriments**, et notamment en **Phosphates** PO_4^{2-} des masses d'eau dans le passé (Boyle, 1988, 1992) (Tableau 2.5).

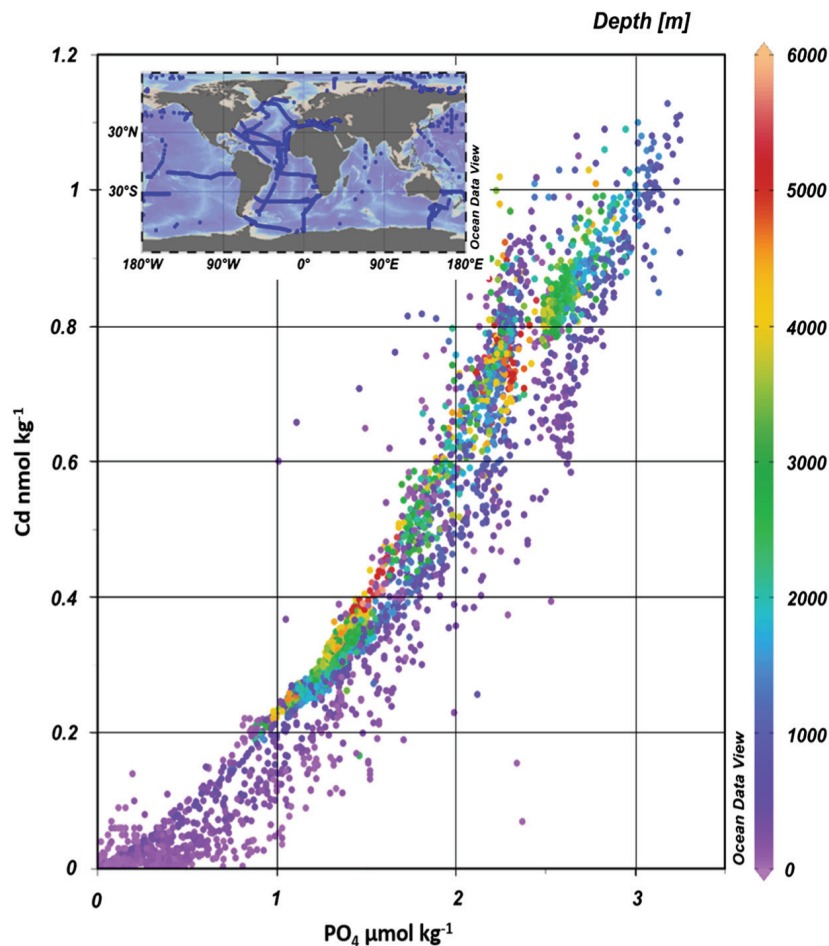


Figure 2. 27 : Concentrations de Cd dissous (nmol.kg⁻¹) versus PO₄²⁻ dissous (μmol.kg⁻¹) (GEOTRACES 2017 Intermediate Data). Figure de Middag et al. (2018).

Middag et al., 2018 ont en effet démontré que la relation Cd- PO_4^{2-} dans l'océan Atlantique est régie par une combinaison de facteurs hydrologiques et biogéochimiques. La répartition du Cd et du PO_4^{2-} résulterait de l'interaction des processus de mélange horizontal et vertical, de l'exportation et de la reminéralisation des particules biogéniques, chacun de ces facteurs étant susceptible de varier dans le temps (De Baar et al., 1994). Diverses études ont d'ailleurs démontré la fiabilité des rapports Cd/Ca des foraminifères benthiques pour reconstituer les masses d'eau profondes et intermédiaires dans le passé notamment en montrant les fortes corrélations négatives entre le $\delta^{13}\text{C}$ et le Cd_w de l'eau (Came et al., 2003, 2008; Poggemann et al., 2017; Rickaby & Elderfield, 2005) (Figure 2.28).

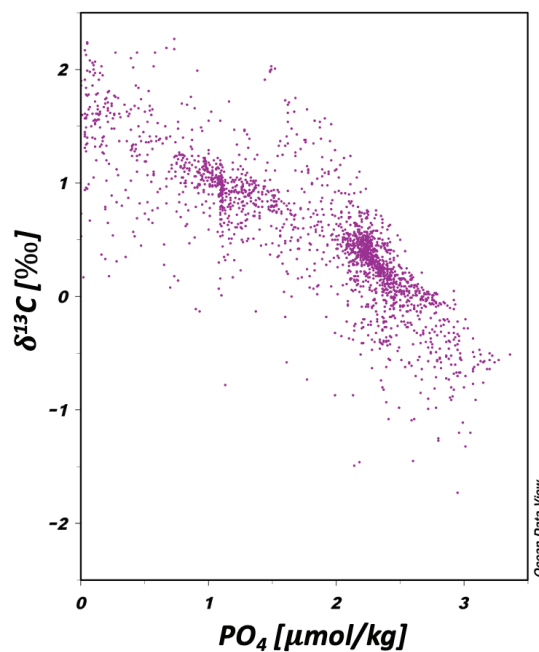


Figure 2. 28 : Corrélation négative entre de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) versus PO_4 dissous ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$) (Ocean View Data, GEOSECS).

3.8.5. Ba/Ca

Le Ba/Ca est **un traceur des paléonutriments** dans les foraminifères benthiques tout comme le $\delta^{13}\text{C}$ et Cd/Ca (e.g., Boyle & Keigwin, 1987; deMenocal et al., 1992; Lea & Boyle, 1991; Oppo & Fairbanks, 1987; Sarnthein et al., 1994, 1994; Venz et al., 1999; Zahn & Stüber, 2002). Plusieurs études ont utilisé le rapport Ba/Ca des foraminifères benthiques comme indicateur nutritif pour reconstruire les changements dans la ventilation ou de la circulation des masses d'eau (par exemple Hall & Chan, 2004). Plus particulièrement, la distribution du baryum dans l'océan mondial a une corrélation positive avec l'alcalinité et la silice dans la mesure où il est en grande partie appauvri dans les eaux de surface et régénéré en profondeur, ce qui en fait un traceur pour les nutriments réfractaires (Lea & Boyle, 1989) (Figure 2.29).

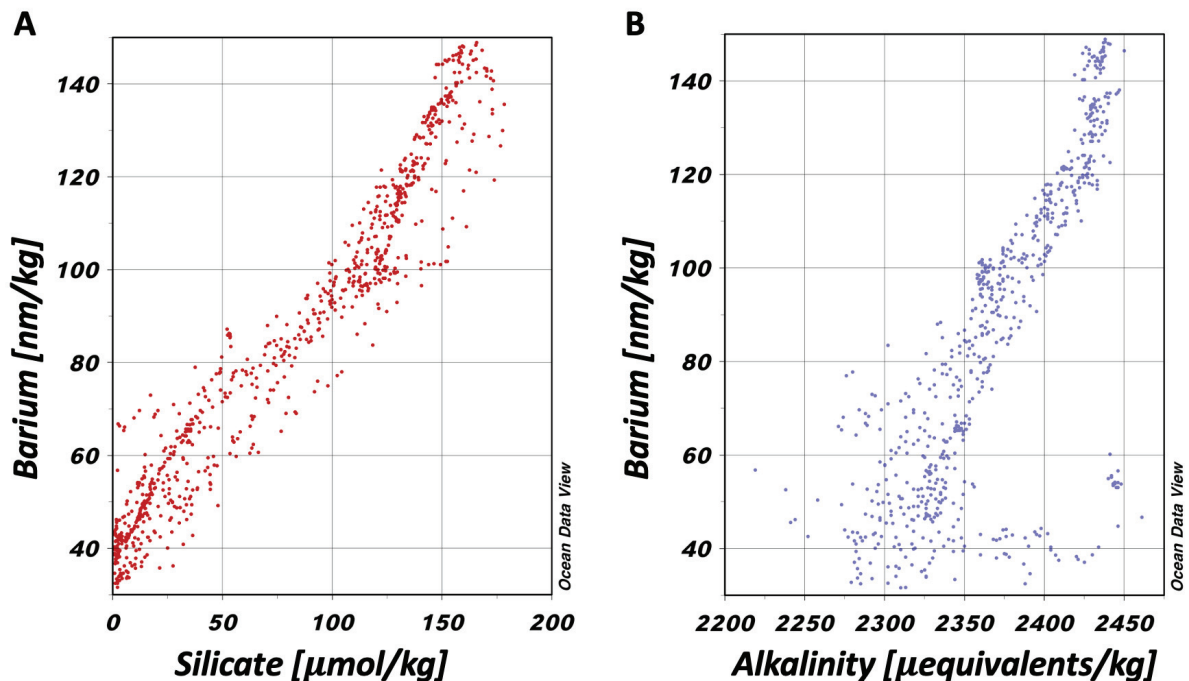


Figure 2. 29 : a) La concentrations de baryum (nmol.kg^{-1}) versus la concentration de silicate ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$) et b) La concentrations de baryum (nmol.kg^{-1}) versus l'alcalinité ($\mu\text{equivalents.kg}^{-1}$) (Ocean Data View ; GEOTRACES).

La distribution du Ba dans l'océan suit la même répartition que d'autres éléments nutritifs, avec de faibles concentrations en surface et une augmentation vers la profondeur (Figure Atlantique). L'appauvrissement du Ba de l'eau de surface est attribué à la précipitation de barytine (BaSO_4), bien que les processus biologiques impliqués ne soient pas entièrement compris (e.g., Paytan &

Kastner, 1996). Les masses d'eau peuvent être distinguées les unes des autres en fonction de leur teneur en éléments nutritifs (Tableau 2.5). La teneur en Ba est également dépendante de la source et du temps de circulation des masses d'eau, tout comme les autres éléments nutritifs (Tableau), avec un enrichissement observé dans les masses d'eau riches en éléments nutritifs provenant du sud, et un appauvrissement dans les masses d'eau pauvres en éléments nutritifs provenant du nord (Tableau 2.5), comme le montre la distribution du Ba et des silicates dans une section nord-sud de l'océan Atlantique occidental actuel (Figure 2.30).

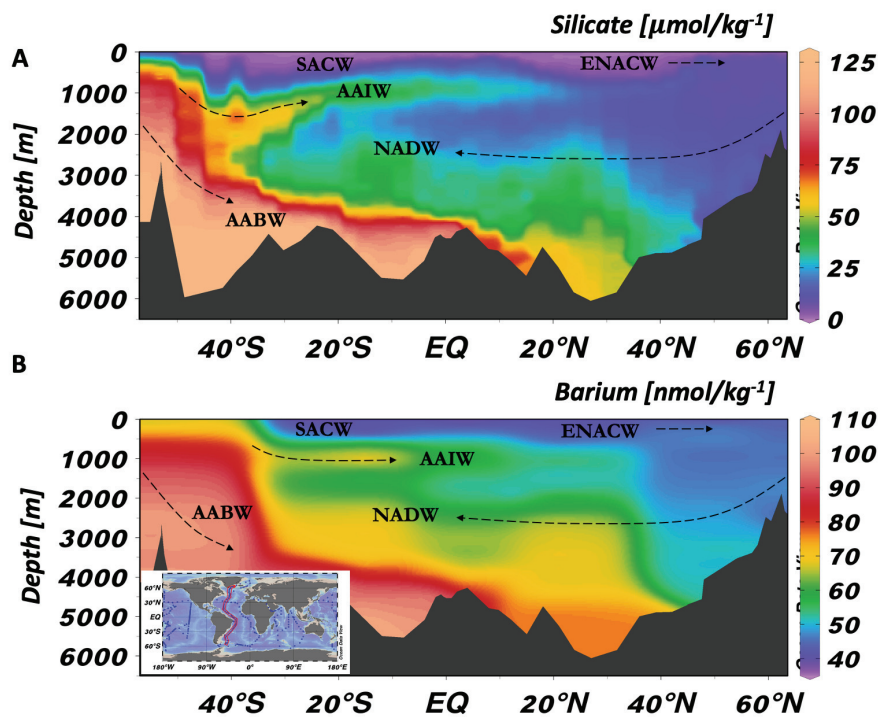


Figure 2. 30 : Section verticale de la concentration a) de silicate ($\mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$) et b) de barium ($\text{nmol}.\text{kg}^{-1}$) le long du profil nord-sud de l'Atlantique-Ouest (Ocean Data View ; GEOTRACES).

Comme le temps de résidence du Ba dans l'océan, estimé à environ 10 ka (Chan et al., 1976), est sur la même échelle de temps que la dernière transition glaciaire, il est possible que les variations observées de Ba/Ca des foraminifères représentent des changements dans l'inventaire du Ba de l'océan global. Lea & Boyle (1990, 1991) ont montré grâce à des données acquises sur des foraminifères planctoniques et benthiques et à des résultats de modélisation que les changements temporels dans l'inventaire de Ba entre l'Holocène et le Dernier Maximum Glaciaire diffèreraient de manière non significative par rapport aux changements liés à la circulation océanique. Par conséquent, les changements dans l'inventaire de Ba semblent être

faibles et ne sont pas considérés comme ayant influencé le Ba/Ca des foraminifères sur l'échelle de temps considéré dans cette thèse.

Tableau 2. 5 : Tableau des concentrations en silicates, phosphates et nitrates ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$) des masses d'eau de l'Atlantique tiré de Liu & Tanhua, 2021, montrant la différence de signature chimique entre les eaux de l'Atlantique Nord et Sud.

Niveau	Masse d'eau	Silicate ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$)	Phosphate ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$)	Nitrate ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$)
Supérieur	ENACW (supérieure)	2.49	0.41	7.03
	ENACW (inférieure)	5.33	0.75	12.14
Intermédiaire	AAIW	21.09 ± 4.66	1.95 ± 0.11	27.33 ± 1.92
	MOW	7.17 ± 1.75	0.74 ± 0.11	12.71 ± 1.96
Profond	NADW (supérieure)	11.35 ± 0.78	1.11 ± 0.04	16.99 ± 0.49
	NADW (inférieure)	13.16 ± 1.42	1.10 ± 0.05	16.80 ± 0.48
	LSW	9.79 ± 0.85	1.08 ± 0.06	16.30 ± 0.58
	ISOW	12.21 ± 1.18	1.10 ± 0.05	16.58 ± 0.48
	DSOW	8.66 ± 0.77	0.95 ± 0.05	13.93 ± 0.44
Abyssal	AABW	124.87 ± 2.36	2.27 ± 0.03	32.82 ± 0.45

3.8.6. U/Ca

Dans l'eau de mer, l'uranium existe sous la forme de multiples complexes de carbonates de l'uranyle UO_2^{2+} qui en se combinant avec les ions carbonate CO_3^{2-} peut être incorporé dans le CaCO_3 des foraminifères (Russell et al., 2004). Des études antérieures (Raitzsch et al., 2011; Russell et al., 2004) ont montré une corrélation négative entre l'U/Ca des foraminifères benthiques et la concentration en ions carbonate $[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau de mer. Plus spécifiquement, Raitzsch et al. (2011b) ont montré une **forte corrélation négative entre l'U/Ca et le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$** dans les foraminifères *C. wuellerstorfi* et *C. mundulus* d'une carotte de l'Atlantique Sud (Figure 2.31).

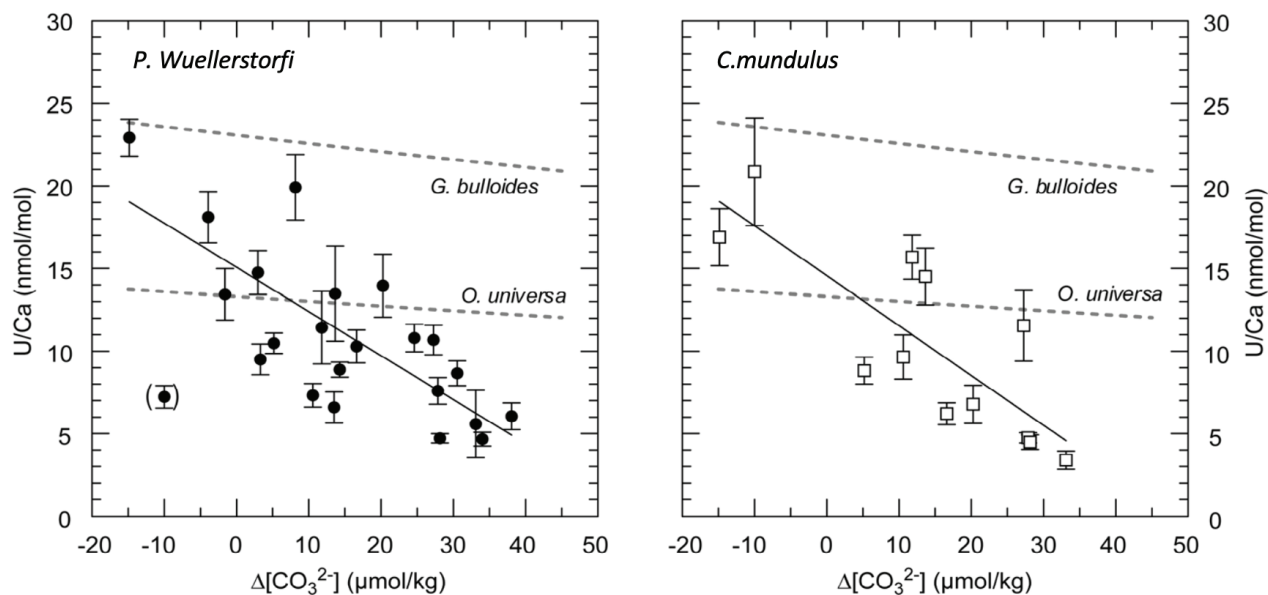


Figure 2. 31 : Relation entre l'U/Ca des foraminifères benthiques *P. wuellerstorfi* (à gauche) et *C. mundulus* (à droite) et planctoniques (lignes pointillées, Russell et al. 2004) et le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ d'après (Raitzsch et al., 2011). Les lignes pleines sont des ajustements linéaires à travers les données. La valeur aberrante entre parenthèses a été exclue de la régression.

Chen et al. (2017) ont exploré les influences potentielles de la température et de la concentration en oxygène $[\text{O}_2]$ sur l'U/Ca benthique dans la colonne d'eau. L'U/Ca benthique ne semble présenter aucune corrélation significative avec la température ou les concentrations en oxygène $[\text{O}_2]$ des eaux profondes (Figure 2.32). Ils ont ainsi suggéré que ces deux paramètres imposent peu d'influences sur l'U/Ca benthique.

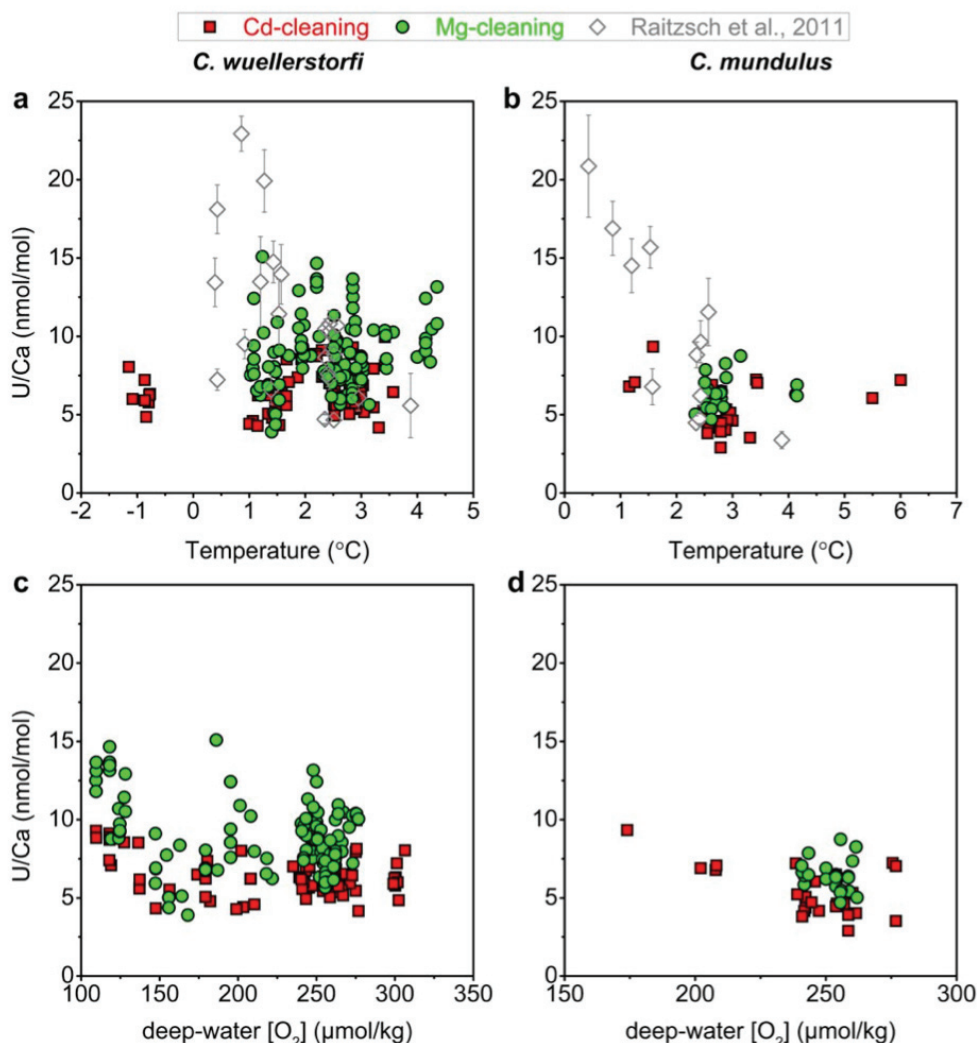


Figure 2. 32 : U/Ca benthique en fonction de a et b) la température et c et d) la [O₂] des eaux profondes. Les données de l'Atlantique Sud (diamants gris) proviennent de Raitzsch et al. (2011). Figure de Chen et al. (2017).

Raitzsch et al., 2011 ont suggéré une influence potentielle de l'eau interstitielle sur U/Ca. Par conséquent, la coquille U/Ca des espèces *U.spp* devraient enregistrer l'eau interstitielle plutôt que les conditions de l'eau du fond en raison de gradients abrupts de pH, [CO₃²⁻] et [O₂]. *C. pachyderma* est une espèce épibenthique qui peut néanmoins migrer dans le premier centimètre du sédiment (Schmiedl et al., 2000). Pour *C.pachyderma*, l'influence plus ou moins importante de ses paramètres reste encore à définir. Cependant, Raitzsch et al., 2011 ont observé des relations similaires entre l'U/Ca et le Δ[CO₃²⁻] pour une espèce épibenthique et une espèce endobenthique peu profonde. Le rapport U/Ca des foraminifères épibenthiques tel que Cibicidoides, qui est en corrélation avec les paramètres du système carbonaté tels que le

pH et le $[\text{CO}_3^{2-}]$ (Raitzsch et al., 2011; Russell et al., 2004), pourrait donc être une alternative potentielle au rapport B/Ca pour reconstruire le $[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau de mer.

3.8.7. Méthode analytique

Procédure de nettoyage des coquilles de foraminifères benthiques

La procédure de nettoyage des foraminifères benthiques a suivi des méthodes publiées (Barker et al., 2003; Boyle & Keigwin, 1985). Chaque échantillon est constitué par 2 à 34 foraminifères benthiques bien conservés (propres, intacts et sans dissolution) prélevés dans la fraction $>150\mu\text{m}$ afin d'atteindre un poids minimum de 250 μg . Les tests de foraminifères benthiques ont été soigneusement écrasés entre deux plaques de verre sous une loupe binoculaire afin d'ouvrir toutes les chambres. Après transfert dans des microtubes, l'élimination des argiles consiste en plusieurs nettoyages aux ultrasons dans l'eau Milli-QTM (5 fois) puis dans le méthanol (2 fois), avec pipetage du surnageant entre chaque nettoyage, en vérifiant que les fragments de CaCO_3 restent au fond du tube et que le liquide résiduel est transparent pour le dernier passage. Les coquilles ont ensuite été traitées avec deux procédures de nettoyage réducteur et oxydatif (Barker et al., 2003; Boyle & Keigwin, 1985) afin d'éliminer respectivement les (hydr)oxydes et la matière organique.

Pour l'étape « réductrice », 100 μl d'une solution réductrice (acide citrique hydrazine/ NH_4OH à 0.12 M) a été ajoutée à chaque échantillon, puis les échantillons ont ensuite été chauffés dans un bain d'eau pendant 30 minutes, avec passage aux ultrasons pendant 10 secondes toutes les 5 à 10 minutes. Après 3 rinçages à l'eau Milli-QTM, les échantillons ont été chauffés au bain-marie pendant 10 minutes (avec bain à ultrasons de 10s toutes les 2,5 minutes) dans 250 μl de solution « oxydante » (1% H_2O_2 /0,1M NaOH). Par la suite, les échantillons ont été transférés dans un nouveau microtube et lessivés avec un acide faible 0,001N (HNO_3). Après rinçage, les échantillons ont été stockés et dissous au plus près de l'analyse avec de l' HNO_3 0,075N et dilués avec de l' HNO_3 0,1N qui sert également de blanc pour correction des valeurs (voir ci-après).

Protocoles analytiques des rapports élémentaires

Nous avons analysé les rapports élémentaires multiples (Mg/Ca, Sr/Ca, U/Ca, Cd/Ca, Ba/Ca, Li/Ca, Fe/Ca, Mn/Ca et Al/Ca) dans les foraminifères benthiques de la carotte SU92-28 (marge ibérique). J'ai effectué des mesures sur trois espèces de foraminifères benthiques calcitiques : *C. pachyderma*, *Uvigerina spp* et *M. affinis*. La sensibilité de l'instrument a été optimisée quotidiennement à l'aide de solutions standard Tune de 100 ppt. Compte tenu de la taille limitée de l'échantillon de foraminifères (2mL), nous avons utilisé un nébuliseur PFA MicroFlow à haute efficacité (ES-2000-3503-080), produisant un taux d'absorption de 50 µl/min pour la carotte SU92-28 et 100 µl/min pour la carotte MD01-2461.

Les analyses ont été réalisées en deux temps selon deux séries de mesures.

Dans un premier temps, nous avons préparé des solutions étalons mères pour les analyses des rapports élémentaires. Les six premières solutions standard sont des mélanges de Al, Fe, Mn, Sr et Mg avec une concentration de Ca linéaire (0,25-2 ppm, soit une gamme autour de 1ppm) pour obtenir des dilutions de concentration de Ca plus précises pour la deuxième série analyse. S'en est suivi la première série d'analyses des échantillons dilués à environ 1 ppm de Ca (calcul basé sur le poids en foraminifères benthiques de chacun des échantillons). Cette première analyse permet non seulement de connaître la concentration réelle en Ca des échantillons mais aussi de contrôler les contaminations potentielles grâce à Al, Fe et Mn. Sr et Mg étant des éléments mineurs, ils peuvent être mesurés à de très faibles concentrations c'est pourquoi nous les analysons en première et en seconde série.

Une fois les concentrations réelles en Ca obtenus pour chaque échantillon, sept solutions étalons mères multi-éléments (J0-J6) ont été préparées par gravimétrie en dopant un étalon Ca de 1000 µg/ml avec des quantités appropriées de Mg, Sr, Cd, Li, Ba et U mono-élémentaire 1000 µg/ml (solutions mères certifiées ICP-MS). Les ratios des solutions mères ont été espacés linéairement pour contenir les plages de ratios naturels attendus dans les échantillons de foraminifère benthique. Les étalons mères de travail ont été fabriqués en diluant les solutions étalons mères avec du HNO₃ 0,1 N pour obtenir des concentrations de calcium d'environ 5 ppm et 40 ppm séparément. Lors de la seconde analyse, les solutions des échantillons et standards sont donc systématiquement ajustées entre 5 et 40 ppm de Ca (gamme de concentrations en calcium contenue dans nos échantillons) par dilution à l'aide de HNO₃ 0,1N. Un blanc constitué du même HNO₃ 0,1N utilisé pour diluer les standards et les échantillons est également analysé. Les courbes standard linéaires sont utilisées pour calculer les rapports élément/Ca, les

coefficients de détermination (r^2) sont toujours strictement supérieurs à 0,612 pour tous les rapports élémentaires.

3.9. Intérêt du choix des espèces pour les analyses géochimiques

Les deux espèces *Cibicides/Cibicidoides* sont très souvent utilisées comme marqueurs bathymétriques (e.g., van Hinsbergen et al., 2005; Van der Zwan et al., 1999) et comme indicateurs de zones de faible productivité et donc de faible flux organique (Altenbach & Sarnthein, 1989). Le microhabitat des *Cibicides/Cibicidoides* est supposé épibenthique (e.g., Corliss, 1985), et des études isotopiques ont en effet montré que les *Cibicides/Cibicidoides* calcifient leur test avec des valeurs isotopiques et d'éléments traces très proches de celles de l'eau de fond (Graham et al., 1981; Lear et al., 2002; Woodruff et al., 1980; Zahn et al., 1986). Ils sont de ce fait utilisés comme indicateurs de la composition de l'eau de fond dans le passé.

U. peregrina et *U. mediterranea* sont des espèces endobenthiques ce qui signifie qu'elles sont immergées dans les eaux interstitielles ; néanmoins, la diffusion de l'eau de mer dans les sédiments établit un lien entre les genres *Uvigerina* et la masse d'eau de fond sus-jacente ce qui fait d'*Uvigerina* une archive adaptée pour enregistrer certaines des propriétés physiques des masses d'eau profonde (Elderfield et al., 2010). Par exemple, de nombreux étalonnages de température Mg/Ca ont été effectués sur des espèces épifauniques tels que les *Cibicides/Cibicidoides* (Lear et al., 2002; Marchitto et al., 2007), mais la sensibilité du Mg/Ca à la température a récemment été remise en question en raison de l'effet de saturation en ions carbonate ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$) (Elderfield et al., 2006; Yu & Elderfield, 2008). Comme il a été démontré que la $[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau interstitielle s'équilibre avec le CaCO_3 à faible profondeur dans le sédiment (Martin & Sayles, 2006), il a été suggéré que le signal géochimique des foraminifères benthiques de l'endofaune serait moins sensible aux variations du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ que les espèces de l'épifaune (Elderfield et al., 2006; 2010).

Les espèces du genre cosmopolite *Melonis* sont souvent l'un des foraminifères infauniques dominants, dans les mers nordiques (Belanger & Streeter, 1980; Mackensen et al., 1985), l'Atlantique Nord (Thornalley et al., 2010) et l'océan Austral (Mackensen et al., 1993, 1995). Ainsi, de la même manière que le genre *Uvigerina*, *M. affinis* pourrait représenter une archive particulièrement bonne pour les signaux de température.

Enfin, l'espèce de foraminifère benthique endofaunique profonde *Globobulimina affinis* possède un habitat spécifiquement adapté aux conditions trophiques à la frontière dysoxique/anoxique (Fontanier et al., 2002) et migre activement dans les sédiments pour atteindre cet habitat privilégié (Geslin et al., 2004). Fontanier *et al.* (2006) ont suggéré que la différence de $\delta^{13}\text{C}$ entre *Globobulimina* et des espèces plus superficielles (e.g., *Cibicides pachyderma*) puisse être un proxy de paléoproduktivité et donc de paléoxygénation. En effet, le $\Delta\delta^{13}\text{C}$ entre l'eau de fond et l'eau interstitielle à la limite anoxique dans les sédiments est lié à la concentration en oxygène des eaux de fond sus-jacentes (McCorkle & Emerson, 1988). Cette méthode nous permet ainsi de reconstruire quantitativement les concentrations passées d'oxygène dissous (dans la plage de 55 à 235 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) (Hoogakker et al., 2015).

Chapitre 3

Changes in the sources and dynamics of intermediate water masses in the Northeastern Atlantic Ocean over the past 25ka from foraminiferal geochemical and assemblage records

Solène POURTOUT¹, Sophie SEPULCRE¹, Laëtizia LICARI², Giuseppe SIANI¹, Élisabeth MICHEL³, Patricia RICHARD³, Nadine TISNERAT-LABORDE³, Arnaud DAPOIGNY³,
Christophe COLIN¹.

1. Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS 91400 Orsay, France
2. Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Geosciences de l'Environnement (CEREGE), Technopôle de l'Arbois-Méditerranée, BP80, 13145 Aix-en-Provence, France
3. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Ormes de Merisiers, bât 714, 91190 Saint-Aubin, France

Dans ce chapitre, nous parlerons des changements passés de la circulation des eaux intermédiaires au site de la marge Ibérique (carotte SU92-28). Le couplage des traceurs $\delta^{13}\text{C}$ et ϵNd nous permettrons de comprendre les variations de source des masses d'eau grâce à leurs signatures caractéristiques tandis que les assemblages de foraminifères benthiques combinés au $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ et à l'oxygénation du milieu ($\Delta\delta^{13}\text{C}$) nous permettrons de comprendre les changements dans la dynamique et la ventilation des masses d'eau.

Manuscript to be submitted at Paleooceanography and Paleoclimatology

Abstract

The Intermediate Water Circulation is a key player in global ocean circulation and contributes to the variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). However, the ocean dynamics at intermediate depths since the Last Glacial Maximum (LGM) remains controversial and still needs to be constrained, especially to better understand the relationships between the Atlantic and the Southern Oceans at glacial-interglacial timescale as well as during shorter climate events. In this study, past changes in the circulation of intermediate waters of the Northeastern Atlantic have been established over the past 35 ka from benthic foraminiferal assemblages and geochemical proxies ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and ^{14}C), as well as with the authigenic neodymium isotopic composition (ϵNd) of planktonic foraminifera from marine sediment core SU92-28 located at the Northwestern of Cap Saint-Vincent, southern Portugal. During the LGM, the high relative abundance of epifaunal species associated with the high values of the calculated oxygen concentrations reflect a well-ventilated environment therefore oligotrophic to mesotrophic conditions, consistent with enriched benthic $\delta^{13}\text{C}$ values as well low $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ values (the difference between planktonic and benthic foraminifera ^{14}C ages). These results, associated to the ϵNd record, suggest that there was little or no penetration of southern-sourced water mass (such as Antarctic Intermediate Water, AAIW) into the northeastern Atlantic during the LGM and point towards an exclusively northern component water mass (such as the Glacial North Atlantic Intermediate Water, GNAIW) with no contribution from Mediterranean Sea Water (MSW). By contrast, the Holocene period is characterized by the presence of shallow to intermediate infaunal species, as well as slightly lower benthic $\delta^{13}\text{C}$ values and lower oxygen concentrations than at the LGM, reflecting thus mesotrophic conditions. The combination of the $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd records indicates the presence of a small proportion of AAIW in the Northeastern Atlantic, mixed with MOW and Northern Atlantic waters. Finally, during the Last Deglaciation, changes in the $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd coinciding with strong $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ age shifts are recorded during the two HS1 (Heinrich Stadial 1) and YD (Younger Dryas) cold events, providing strong evidence for an increased contribution of AAIW at the studied site. In addition, the high relative abundance of intermediate to deep infaunal species and very low oxygen concentrations reflect mesotrophic to eutrophic deep-water conditions, indicating high nutrient input from the AAIW. Our data therefore reveal an abrupt and increased northward advection of the AAIW during periods of reduced North Atlantic overturning circulation during the Last Deglaciation.

1. Introduction

The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) that forms in the high latitudes of the North Atlantic ocean (Talley, 2013) plays a fundamental role in the redistribution of heat, carbon and nutrients in the global ocean, thus exerting a major influence on climate regulation (Zhang and Delworth, 2005). In particular, the Antarctic Intermediate Waters (AAIW) are one of the major water masses contributing to the AMOC (Broecker and Takahashi, 1981), also providing an important source of nutrients and carbon to the North Atlantic (Palter and Lozier, 2008). Variations in its northward extent in the Atlantic is thus directly associated to the strength of the AMOC (Came et al., 2008; Oppo and Curry, 2012; Xie et al., 2012). Also, several studies suggested that the variations in the thermohaline circulation of the Mediterranean Sea, and in consequence the intensity of the Mediterranean Overflow Water (MOW), could play a significant role in the modulation of the AMOC through the injection of saline Mediterranean waters into the intermediate North Atlantic (Rogerson et al., 2006; Voelker et al., 2006; Khélifi et al., 2009; Swingedouw et al., 2019). Most of the paleoceanographic studies of the last decades have provided information on the variations in the production of North Atlantic Deep Water (NADW), highlighting in particular significant changes in the mode of circulation during the Last Glacial Maximum (LGM) (Duplessy et al., 1980; Lippold et al., 2012; Lynch-Stieglitz et al., 2007) but also during the abrupt events that punctuated the last deglaciation (Böhm et al., 2015; Boyle & Keigwin, 1987; McManus et al., 2004; Piotrowski et al., 2005). In particular, it was pointed out a reduction in convection depth of the AMOC which was limited to the upper 2 km of the water column during the LGM (Curry & Oppo, 2005; Howe et al., 2016; Keigwin, 2004; Marchitto & Broecker, 2006) or even its total shutdown during the cold climate event of the last deglaciation (HS1), associated to episodes of discharges of icebergs (e.g. McManus et al., 2004; Ng et al., 2018). During the YD, Arctic meltwater discharges would have weakened the AMOC by >30% and thus triggered Younger Dryas cooling (Condron & Winsor, 2012) in the Northern hemisphere. The observed decrease in the AMOC strength has been especially associated to a weaker production of the NADW (Broecker, 1994; Broecker and Denton, 1990; McManus et al., 2004). However, these variations must be compensated by significant changes in the intermediate and deep-water fluxes of other Atlantic water masses (Böhm et al., 2015; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Roberts et al., 2010).

During the HS1 and the YD, previous studies have suggested that radiocarbon-poor, nutrient-rich Southern water masses have replaced radiocarbon-rich and nutrient-poor

Northern-sourced waters below 2 km (Boyle and Keigwin, 1987; Keigwin, 2004; Lynch-Stieglitz et al., 2007; McManus et al., 2004; Marchitto et al., 1998; Marchitto and Broecker, 2006; Sarnthein et al., 1994), while above 2 km, Glacial North Atlantic Intermediate Water (GNAIW) filled the North Atlantic (Keigwin, 2004; Marchitto et al., 1998; Sarnthein et al., 1994). The relationships between climate changes during the Last Deglaciation and the AMOC are supported by changes in the position of the polar front in the North Atlantic (Ruddiman and McIntyre, 1981) associated to the Southern Ocean (SO) warming and sea ice retreat (Toggweiler and Lea, 2010). Amplified by the synchronous strengthening and southward displacement of the trade winds and the westerly wind belt, the upwelling of intermediate to deep nutrient-rich water masses in the Southern Ocean increased during the YD and the HS1 (Anderson et al., 2009; Roberts et al., 2016).

Changes in the circulation dynamic have also been observed through sedimentary radionuclide ($^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$) records (Gherardi et al., 2009; McManus et al., 2004), suggesting that the strength of the AMOC was similar during the LGM and the Holocene, but weaker during the HS1 and the YD (McManus et al., 2004). Thus, abrupt changes in the northward flow of the AAIW associated with reduced AMOC suggest a potential link between the Southern Ocean and high latitude North Atlantic climate change (Came et al., 2007; Marchitto et al., 1998; Pahnke et al., 2008; Rickaby and Elderfield, 2005). However, the respective roles of these water masses are still highly controversial and thus remain to be documented. Existing studies in the Pacific (e.g. Bostock et al., 2010; Mix et al., 1991; Pahnke and Zahn, 2005, Haddam et al., 2020) and Indian ocean (Ma et al., 2019; Yu et al., 2018, 2022) already document past changes in the source and dynamics of Intermediate Waters but are still sparse compared to our knowledge about deep water circulation. Past records based on nutrient proxies (Cd/Ca and $\delta^{13}\text{C}$) or ϵNd suggest that the distribution of the Atlantic intermediate water masses varied over glacial-interglacial and at shorter time scale (Boyle & Keigwin, 1987; Came et al., 2008; Dubois-Dauphin et al., 2016; Duplessy et al., 1988; Gu et al., 2017; Howe et al., 2016; Xie et al., 2012). Some studies also suggest continued or even increased advection of northern waters at intermediate depth (Came et al., 2003, 2008; Xie et al., 2012) which may have resulted in a reduced northward advection of AAIW during HS1 and the Younger Dryas (Came et al., 2003; Howe et al., 2016; Huang et al., 2014; Xie et al., 2012) or even the absence of AAIW during these periods (Howe et al., 2016; Huang et al., 2014). By contrast, other studies have suggested that a weakened southward flow of Northern-sourced waters resulted in the increased extension of the AAIW into the northwest Atlantic (Hendry et al., 2012; Pahnke et al., 2008) or even

further north (Rickaby and Elderfield, 2005), as well as across other ocean basins (Thornalley et al., 2011; Zahn and Stüber, 2002) during the cold events of the Last Deglaciation (Cao et al., 2007; Dubois-Dauphin et al., 2016; Pahnke et al., 2008; Pahnke and Zahn, 2005). Thus, identifying the sources and reconstructing the dynamic of the intermediate water mass in the North Atlantic will help to better understand the relationships between the Atlantic and the Southern Oceans.

To achieve this goal, we selected marine sediment core SU92-28 (37°05.56'N, 9°28.38'W, 997 m) collected off the NW Cap Saint-Vincent, a key area to reconstruct the past hydrology of the North Atlantic since it is the point of convergence between the northern and southern intermediate waters (Louarn & Morin, 2011). We thus reconstruct the variability of the intermediate water circulation in the NW Cap Saint-Vincent using a multi-proxy approach, allowing to both discuss the source and the dynamic of the circulation since the LGM. We performed stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) analyses and faunal reconstruction on the benthic foraminifera assemblage. In addition, we analyzed Nd isotopes (ϵNd) on planktonic foraminifera and we measured radiocarbon (^{14}C) age difference of pairs of planktonic and benthic foraminifera over the last 25 ka. We compare the obtained records with other published proxies from intermediate waters of the Atlantic Ocean to investigate the variability of intermediate circulation since the LGM, and its relationships with the global climate system.

2. Modern hydrological settings

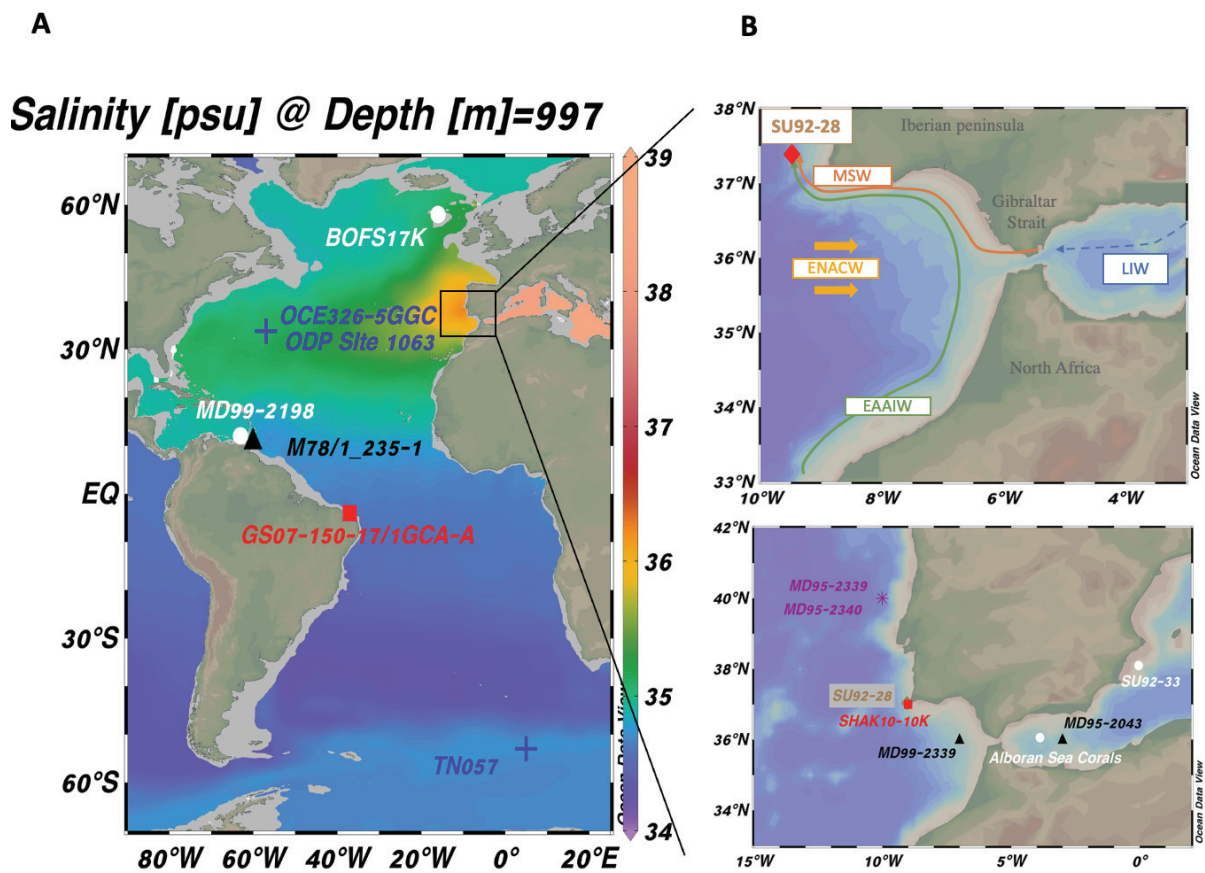


Figure 3. 1 : (a) Salinity (psu) contour map of the Atlantic Ocean at 997m water depth (Ocean Data View; WOCE Global Hydrographic Climatology data set). (b) Simplified distribution of intermediate water masses circulation and zoom on core location along the Iberian Margin and in the Mediterranean Sea. Symbols indicate core locations discussed in this article: brown diamond: core SU92-28, 37°05.56'N, 9°28.38'W, 997 m (this study); blue crosses: **Pa/Th** data of ODP Site 1063, 33°41'N, 57°37'W, 4584m (Böhm et al., 2015), core OCE326-5GGC, 33°42'N, 57°35'W, 4550m (McManus et al., 2004), core TN057, 53°10.22'S, 05°07.39E, 2848m (Anderson et al., 2009); white circles: **Nd** data of core MD99-2198, 12°09'N, 61°23'W, 1330m (Pahnke et al., 2008), Alboran Sea Corals (see Fink et al., 2013 for more details), BOFS17K (58°0'N, 16°30'W, 1150m Roberts & Piotrowski, 2015) and core SU92-33 (38°25.38'N, 0°33.86'E, 662m, Dubois-Dauphin et al., 2017); red squares: ¹⁴C data of core SHAK10-10K, 37°50.00'N, 09°30.65'W, 1127m (Skinner et al., 2021) and core GS07-150-17/IGCA-A, 04°12.98'S, 37°04.52'W, 1000 m (Freeman et al., 2015); black triangles: $\delta^{13}\text{C}$ data of core MD99-2339, 35.88°N, 7.53°W, 1170m (Voelker et al., 2006) and core MD95-2043, 36°08.36N, 2°37.16'W, 1841m (Cacho et al., 2006); purple star : **Primary Productivity** data of core MD95-2039, 40°58'N, 10°35'W, 3381m and core MD95-2040, 40°58'N, 9°86'W, 2465m (Salgueiro et al., 2014). EAAIW: East Antarctic Intermediate Water; ENACW: East North Atlantic Central Water; LIW: Levantine Intermediate Water; MOW: Mediterranean Overflow Water; MSW: Mediterranean Sea Water.

At the NW Cap Saint-Vincent, the surface waters are occupied by the Atlantic surface waters (SAW) characterized by a high salinity ($S > 36,4$ psu; Figures 3.1 and 3.2c), warm temperatures ($\theta > 16^{\circ}\text{C}$; Figure 3.2b) (Criado-Aldeanueva et al., 2006) and high oxygen concentration ($\text{O}_2 > 200 \mu\text{mol.kg}^{-1}$) (Liu & Tanhua, 2021). These waters correspond to the upper 100m of the water column and have a ϵNd value of $-9,5$ to $-10,1 \pm 0,2$ (Figure 3.2d) (Piepgras and Wasserburg, 1983).

Below the SAW, the Eastern North Atlantic Central Water (ENACW; Figure 3.1b) flows from the west to the east at depths between 100 and 600 m. This water mass is characterized by lower salinities ($S = 35,3-36,6$ psu; Figure 3.2c), potential temperatures ranging from 11°C to 16°C (Figure 3.2b), and oxygen concentration of about $230 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Liu & Tanhua, 2021). The ϵNd values decrease from $-10,2 \pm 0,2$ at 200m to $-12,2 \pm 0,3$ at 600m (Figure 3.2d) (Copard et al., 2011; Criado-Aldeanueva et al., 2006; Dubois-Dauphin et al., 2017; Louarn & Morin, 2011; Piepgras & Wasserburg, 1983).

From 600 to 1500 m, the circulation is mainly influenced by the Mediterranean Overflow Water (MOW; Figure 3.1b), which is salty ($S \sim 36,9$ psu; Figure 3.2c), warm ($\theta \sim 13^{\circ}\text{C}$; Figure 3.2b) (Ambar et al., 1978; Ambar and Howe, 1979; Tachikawa et al., 2004) and low in oxygen ($172 \mu\text{mol.kg}^{-1}$) (Cabeçadas et al., 2002). The ϵNd value show a value of $-9,4 \pm 0,2$ (Figure 3.2d) (Dubois-Dauphin et al., 2016; Piepgras and Wasserburg, 1983; Tachikawa et al., 2004). It is formed in the Mediterranean Sea by a mixture of 90% of Levantine Intermediate Water (LIW) with a small part of Western Mediterranean Deep Water (WMDW) (Bryden and Stommel, 1984).

The physical properties of the MOW during the process of descending the Strait of Gibraltar change due to the entrainment of the ENACW. The resulting water mass is called Mediterranean Sea water (MSW; $\theta = 12,6^{\circ}\text{C}$, $S \sim 36,5$ psu; van Aken, 2000a, 2000b, $[\text{O}_2] = 186,2 \mu\text{mol.kg}^{-1}$, (Cabeçadas et al., 2002), $\epsilon\text{Nd} =$ from $-9,9 \pm 0,4$ to $-10,6 \pm 0,3$; Piepgras and Wasserburg, 1983; Figures 3.2b, 3.2c, 3.2d). The MSW moves from SE to NW along the South-Iberian slope (Figures 3.1b and 3.2a). Towards the west, the temperature, salinity and velocity of the MSW decrease. It then separated into an upper (MSW_U) and lower (MSW_L) core layer at 600–950 m and 1000–1500 m depth, respectively (Fusco et al., 2008; J. Schönfeld and Zahn, 2000).

The MSW_U is the narrowest branch of the MSW, representing the less dense current that flows northwestward parallel to the continental slope at depths between 600 and 950 m. It has

a mean potential temperature of 13,7°C (Figure 3.2b), a high salinity of ~ 37,07 psu (Figure 3.2c) (Ambar et al., 1978; Ambar and Howe, 1979) and higher oxygen concentrations than the lower layer (177-184 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$) (Cabeçadas et al., 2002). The MSW_L is the main flow of the MSW, it flows parallel to the continental slope between 1000 m and 1500 m water depth. The MSW_L is characterized by a potential temperature of 13,6° C (Figure 3.2b), also a high salinity of ~ 37,42 psu (Figure 3.2c) (Ambar, 1983; Ambar et al., 2002; Ambar and Howe, 1979; Howe et al., 1974; Reid, 1978; Zenk, 1975) and oxygen concentrations ranging from 171 à 178 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Cabeçadas et al., 2002). To the North of the Gulf of Cadiz, the two core layers (MSW_U and MSW_L) display a similar ϵNd value of $-9,9 \pm 0,4$ (Piepgras & Wasserburg, 1983) compared to $-10,6 \pm 0,3$ in the South (Figure 3.2d) (Dubois-Dauphin et al., 2017).

The East Antarctic Intermediate Waters (EAAIW) enter in the Gulf of Cadiz in the southwestern part of the basin at intermediate water depths of about 1000m, along the continental shelf. Once at the Strait of Gibraltar, the AAIW circulate offshore, pushed by the presence of the MOW to eventually emerge in the northwestern part over the lower core (MSW_L). The Nd isotopic composition of the AAIW is a mixture between radiogenic Pacific water ($\epsilon\text{Nd}=-4$) and non-radiogenic Atlantic water ($\epsilon\text{Nd}=-13,5$) in the Southern Ocean, leading to ϵNd values between -7 and -9 (Jeandel, 1993; Stichel et al., 2012). However, in the modern ocean, the EAAIW are modified during its northward penetration into the North Atlantic and characterized by low temperature ($\theta=9,6-10^\circ\text{C}$; Figure 3.2b) and salinity values ($S \sim 35,65$ psu; Figure 3.2c), and non-radiogenic ϵNd values of $-11,5 \pm 0,3$ (Figure 3.2d) (Cabeçadas et al., 2002; Jeandel, 1993; Rickli et al., 2009; Stichel et al., 2012, 2015; Tachikawa et al., 1999). These oxygen concentrations are of the order of 300.7 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (in south Atlantic) (Liu & Tanhua, 2021)

Finally, according to Louarn and Morin (2011), the MSW_L contains today a mixture of different water masses such as the MOW (outflowing vein of the Strait of Gibraltar, 40,6%), the ENACW (42,6%) and, in a lesser proportion, the EAAIW (12,9%) and the Labrador Sea Water (LSW) (3,9%)(Figure 3.1b).

Deeper, the LSW and the Northeastern Atlantic Deep Water (NEADW) are found from 1500 to 2500 m and below 2500m, respectively (Figure 3.2a). The LSW are characterized by cold temperature ($\theta \sim 4,5^\circ\text{C}$), low salinity ($S \sim 35,2$ psu) and oxygen concentration of 287.4 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$, like the NEADW ($\theta = 2,6-2,7^\circ\text{C}$; $S \sim 34,9$ psu ; $[\text{O}_2] = 278.7 \mu\text{mol.kg}^{-1}$) (van Aken & de Jong, 2012; H.M. van Aken & Becker, 1996; Liu & Tanhua, 2021). Previous studies indicate less radiogenic ϵNd values for water masses derived from the LSW ($\epsilon\text{Nd} \sim -13$ to - 14.5)

compared to NEADW ($\epsilon\text{Nd} \sim -12.5$ to -13) (Dubois-Dauphin et al., 2017; Lacan & Jeandel, 2004; Lacan & Jeandel, 2005a; Lambelet et al., 2016; Piepgras & Wasserburg, 1987).

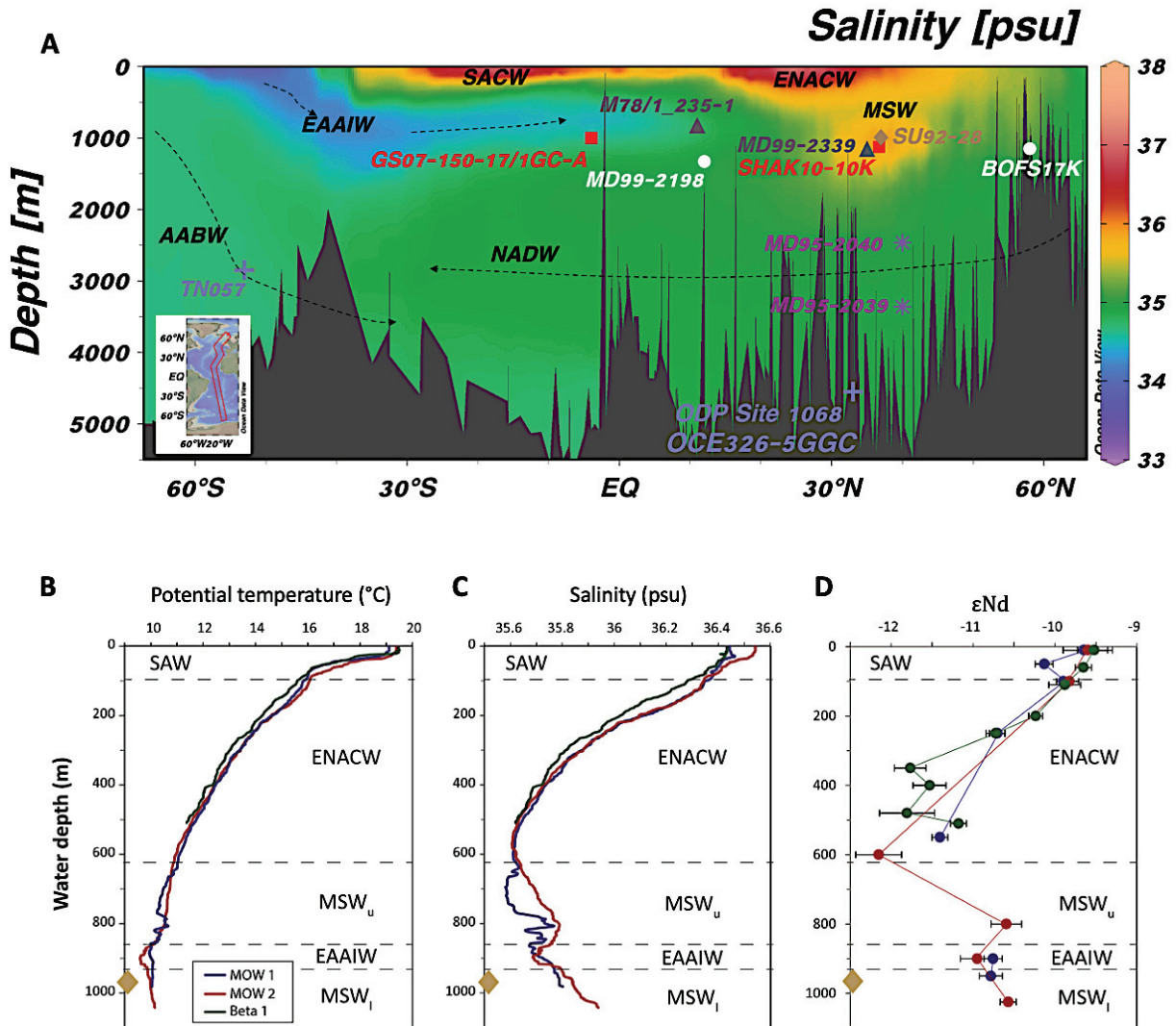


Figure 3. 2 : (a) Salinity section (psu) along a N-S cross-section of the Atlantic Ocean (Ocean View Data; Reid and Mantyla data set) with labeled water masses (black) and the locations of reference sites (see details in the caption of Figure 1) and of core SU92-28 (brown diamond, this study). Vertical profiles of (b) potential temperatures, (c) salinity and (d) ϵNd (adapted from Dubois-Dauphin et al., 2017) with the location of core SU92-28 (brown diamond). SACW: Southern Atlantic Central Water; SAW: Surface Atlantic Water; ENACW: East North Atlantic Central Water; MSW: Mediterranean Sea Water: Upper: MSW_u and Lower: MSW_l; EAAIW: East Antarctic Intermediate Water; NADW: North Atlantic Deep Water and AABW: Antarctic Bottom Water.

3. Material and methods

3.1. Sediment core and age model

Core SU9228 (37°05.56'N, 9°28.38'W, Figure 1) was taken on the Portuguese margin, off Cape Saint-Vincent at a depth of 997 m during *the PALEOCINAT II cruise aboard R/V (N/O Le Suroît)*. Hemipelagic sedimentation is currently under the influence of bottom currents, linked to the flow of Mediterranean waters. The marine sediment is composed of more or less carbonated homogeneous silty-clayey muds with intercalated contourite facies (Faugères et al., 1984; Stow et al., 1986). This core covers the last 40 ka with a first age model established by Boelaert (1998) from 17 AMS 14C dating points measured on planktonic foraminifera (*Globigerina bulloides*). The age model was built initially by calibrating the radiocarbon ages and by linear interpolation between the different dating points up to 30 ka. As part of this thesis, we have established a new age model using the OxCal calibration program (Bronk Ramsey, 2009b, 2009a) according to INTCAL20 (Reimer et al., 2020). The ages obtained before calibration have been corrected by 400 years, to take account of the reservoir age of the surface waters of the North Atlantic (Bard et al., 1994) except for the period of HS1 where a correction of 800 years was been established (Siani et al., 2001).

Core SU9228 sedimentation rate is highly variable, fluctuating between 9 and 30 cm/1000 years, because the sediments were not always deposited under the influence of Mediterranean waters during the Last Deglaciation, so there is significant hydrodynamic variability (Faugères et al., 1984). During the Holocene and between 15 and 30 ka, the accumulation rate is relatively low, between 9 and 10 cm/1000 years. Then, it raised during the Last Deglaciation, oscillating between 20 to 30 cm/1000 years (Boelaert, 1998). Given the sampling interval (2 to 2.5 cm on average), the temporal resolution of climate records varies from 200 to 300 years

3.2. Methods

3.2.1. Stable isotopes

The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ measurements were performed on 140 samples of 2 benthic foraminifera species (65 on *Cibicides pachyderma* and 75 on *Globobulimina affinis*) covering a period of 26 cal kyr BP. The average temporal resolution is about 850 years for the Holocene and about 400 years for the Last Deglaciation and the LGM. In order to assess the differences

in the stable isotope composition between *C. pachyderma* and *Cibicidoides wuellerstorfi*, analyses were performed on 15 samples where both species coexisted. Approximately 1 to 5 clean and well-preserved specimens (>200 μm) were selected per sample and then gently cleaned with methanol before being dried and weighed. Previous $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ results (70 $\delta^{18}\text{O}$ data and 70 $\delta^{13}\text{C}$ data) were obtained by Boelaert (2000) on benthic foraminifera from the genus *Cibicides* without the species determination and called *Cibicides sp.* and are used to complete the records.

We use the carbon isotope gradient of benthic foraminifera ($\Delta\delta^{13}\text{C}$) to quantitatively reconstruct oxygen concentrations in bottom waters (Hoogakker et al., 2015). The $\Delta\delta^{13}\text{C}$ between bottom water and pore water at the anoxic limit in sediments is related to the oxygen concentration of the overlying bottom waters (McCorkle & Emerson, 1988). The $\Delta\delta^{13}\text{C}$ is reproduced by the difference between the $\delta^{13}\text{C}$ of epibenthic foraminifera representing bottom waters (*Cibicidoides pachyderma*) and the $\delta^{13}\text{C}$ of endobenthic foraminifera at the anoxic limit (*Globobulimina spp.*) (Hoogakker et al., 2015). This method allows us to quantitatively reconstruct past concentrations of dissolved oxygen in the range of 55 to 235 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ in bottom waters from tropical to temperate regions, with an estimated total standard error of 17 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (Hoogakker et al., 2015) (see part 5.3 for calculation and more details).

The analyses were carried out on an IRMS ISOPRIME 100 Dual Inlet type isotope ratio mass spectrometer at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE). The IAEA 603 carbonate standard calibrated against the National Bureau of Standards 19 (NBS19) was used. The average external reproducibility of carbonate standards is $\pm 0,08\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 0,05\text{‰}$ for $\delta^{13}\text{C}$. Stable isotopes values were calibrated against the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) using the NBS18 and NBS19.

3.2.2. Nd isotopes analysis

The neodymium isotope analyses were performed on a mixture of planktonic foraminifera species. Approximately 25 mg for each sample collected from the >150 μm size fraction were gently crushed between glass slides under a binocular lens so that all the chambers were open to facilitate the various cleaning steps. The samples then underwent clay leaching using ultra-pure water and ultrasonication steps, carefully removing the supernatant until the

solution was clear and free of clay. They were then dissolved in nitric acid (1N HNO₃) and finally centrifuged to ensure that all residual particles were removed (Roberts et al., 2010). The Nd was finally separated from the carbonate matrix using Eichrom TRU and LN resins following the analytical procedure reported in Copard et al. (2010).

The ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios of all purified Nd fractions were analyzed using the ThermoScientific NeptunePlus Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (MC-ICP-MS) hosted at the LSCE. A standard exponential law was used to correct the instrumental mass discrimination with an internal normalization to ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. During each analytical session, the JNdi-1 solution characterized by certified values of 0.512115±0.000006 (Tanaka et al., 2000) was used every two samples as a bracketing standard to monitor and correct for the instrumental mass fractionation. The JNdi-1 standard solutions were analyzed at concentrations between 10 and 15 ppb, i.e., like those of the SU92-28 samples. The external reproducibility (2σ) for time resolved measurement, deduced from repeated measurements of the JNdi-1, ranged from 0.2 to 0.4 Epsilon units for the different analytical sessions. The analytical error associated with each sample analysis is taken as the external reproducibility of the La Jolla standard for each session. Nd isotopic compositions are expressed as $\epsilon_{Nd}(0) = [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{sample}}/({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10000$, with the present-day (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR} of 0.512638 (Jacobsen & Wasserburg, 1980).

3.2.3. Radiocarbon dating of foraminifera

Radiocarbon analysis were performed on benthic foraminifera *C. pachyderma* and planktonic foraminifera *G. bulloides* (size > 150 μm). 17 ¹⁴C ages have been previously obtained on planktonic foraminifera (Boelaert, 1998) and 12 supplementary measurements (7 benthic and 5 planktonic foraminifera ¹⁴C ages respectively) were produced to complete the record. Approximately 500 to 1000 μg of foraminifera shells were collected. They were leached with HNO₃ (10⁻²N), rinsed with Milli-Q water, converted to CO₂ by reaction with orthophosphoric acid (H₃PO₄) (Tisnérat-Laborde et al., 2001) and collected in small glass tubes (Wacker et al., 2013). The 12 samples ¹⁴C ages were analyzed with ECHoMICADAS at the LSCE. Measurements were taken using the gas treatment system and the cracker system (Wacker et al., 2013). Radiocarbon results are reported as conventional ¹⁴C ages in cal years BP and the Δ¹⁴C_{B-P} corresponds to the difference between benthic and planktonic foraminifera ¹⁴C age.

3.2.4. Assemblages

Benthic foraminifera samples were prepared according to the following procedure: (1) Sediment slices of 1-2 cm thickness were sampled and wet-weighed every 2-2.5 cm. (2) The samples were dried at 50°C for 48 h and then weighed. (3) The samples were then wet sieved at 150 μm and 63 μm . (4) Residues from both fractions (i.e., 63-150 μm and > 150 μm) were oven-dried at 50°C for 24 hours. (5) Finally, the dry fractions 63-150 μm and > 150 μm were weighed. Benthic foraminifera were studied in the coarse fraction (>150 μm) at a sampling resolution of approximately 2 to 20 cm, which represents an average temporal resolution of 1000 years. For each sample, a minimum of 300 specimens of benthic foraminifera were collected whenever possible. This lower limit is recognized as necessary to produce a statistically reliable quantitative data set (Buzas et al., 1993; Fatela and Taborda, 2002). Each specimen was counted and identified to species level through taxonomic descriptions by various authors (Holbourn et al., 2013; Loeblich and Tappan, 1988).

4. Results

4.1. Stable isotopes

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ results obtained on *C. pachyderma*, *C. wuellerstorfi* and *G. affinis* are exhibited on Figure 3.3 and Table S3.1. As *C. pachyderma* does not live in an exclusively epibenthic habitat like *C. wuellerstorfi*, for stable isotope analysis, we tested the difference between both species by carrying out 15 pairs of measurements for levels where the two species coexisted (Table 3.1). The $\delta^{18}\text{O}$ values between both species do not show clear differences considering the error bars over the entire record, with an average difference of $0.14 \pm 0.12\text{‰}$. The benthic $\delta^{13}\text{C}$ values show no significant shift for samples younger than 20 kyr ($0.09\text{‰} \pm 0.06$), however, increased *C. wuellerstorfi* $\delta^{13}\text{C}$ values of about $0.34\text{‰} \pm 0.08$ are observed during the LGM. These variations between both species have already been described in Gottschalk et al. (2016), and result from the change in the microhabitat of *C. pachyderma* during glacial periods. However, this does not change the global trend observed in the SU92-28 $\delta^{13}\text{C}$ records as described below. As it seems difficult to choose the time-period during which the $\delta^{13}\text{C}$ values of *C. pachyderma* should be maybe corrected, we prefer to keep the original record from *C. pachyderma* knowing that the reconstructed $\delta^{13}\text{C}$ values of intermediate waters older than 20 kyr can be shifted towards even higher values than observed from *C. pachyderma*.

Finally, as we see no clear difference between the *C. pachyderma* values obtained in this study and the benthic records from Boelaert (2000), we combine all results to produce the most complete $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records labelled “*Cibicidoides spp.* “ in the following (Figure 3.3c).

Tableau 3. 1 : Stable isotope data (per mil versus PDB) from the Core SU92-28 of *Cibicidoides pachyderma* and *Cibicidoides wuellerstorfi* in the same levels to assess the vital effect and microhabitat effect for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, respectively. The offset is obtained by subtracting *C. pachyderma* to *C. wuellerstorfi*.

Depth (cm)	Age (ka BP)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ versus PDB)			$\delta^{13}\text{C}$ (‰ versus PDB)		
		<i>Cibicidoides wuellerstorfi</i>	<i>Cibicides pachyderma</i>	Offset (‰)	<i>Cibicidoides wuellerstorfi</i>	<i>Cibicides pachyderma</i>	Offset (‰)
131	13,51	2,17	2,28	0,11	0,70	0,80	0,10
131	13,51	2,28	2,28	-0,01	0,87	0,80	-0,07
136,5	13,68	2,17	2,13	-0,04	0,83	0,82	-0,01
136,5	13,68	2,23	2,13	-0,10	0,69	0,82	0,14
141,5	13,81	2,36	2,25	-0,12	0,73	0,71	-0,02
146	13,88	2,21	2,40	0,18	0,61	0,79	0,18
151,5	13,97	2,14	2,31	0,16	0,81	0,82	0,01
156	14,05	2,05	2,30	0,25	0,68	0,76	0,08
161	14,12	2,19	2,32	0,13	0,82	0,71	-0,11
166,5	14,25	2,20	2,27	0,07	0,69	0,84	0,15
235	20,55	3,49	3,01	-0,48	1,60	1,15	-0,45
257	22,89	3,38	3,36	-0,02	1,60	1,28	-0,32
257	22,89	3,40	3,36	-0,03	1,65	1,28	-0,37
283	25,59	3,27	3,36	0,09	1,53	1,23	-0,30
283	25,59	3,11	3,36	0,24	1,46	1,23	-0,23

The benthic $\delta^{18}\text{O}$ values of *Cibicidoides spp.* vary between 1.33‰ and 3.62‰ during the glacial-interglacial transition (Figure 3.3). The most enriched *Cibicidoides spp.* $\delta^{18}\text{O}$ values (3.62‰) occurred during the transition between LGM and HS1 at 17.6 cal kyr BP and the most depleted (1.33‰) in the recent Holocene at 5.2 cal kyr BP. During the Last Deglaciation, the *Cibicidoides spp.* shows two-steps trend towards depleted $\delta^{18}\text{O}$ values by going from 3.62‰ at 17.6 cal kyr BP to 2,38‰ at 14.5 cal kyr BP during the HS1 followed by a further lighter shift ranging from 2.31‰ at 12.8 cal kyr BP to 1.92‰ at 12.2 cal kyr BP during the YD. Less enriched $\delta^{18}\text{O}$ values are recorded during the Holocene and vary between 2.27‰ (11.4 cal kyr BP) and 1.33‰ (5.2 cal kyr BP).

The benthic $\delta^{18}\text{O}$ values of *G.affinis* vary between 2.03‰ and 4.45‰ during the glacial-interglacial transition (Figure 3.3 and Table S3.1). The most enriched *G.affinis* $\delta^{18}\text{O}$ values (4.45‰) occur the LGM at 19.0 cal kyr BP, and the most depleted (2.03‰) during the late Holocene at 4.6 cal kyr BP. During the Last Deglaciation, the *G. affinis* shows two-steps trend towards depleted $\delta^{18}\text{O}$ values by going from 4.29‰ at 17.4 cal kyr BP to 3.34‰ at 15.2 cal kyr

BP during the HS1 followed by a further lighter shift ranging from 3.17‰ at 12.8 cal kyr BP to 3.03‰ at 12.2 cal kyr BP during the YD. Less enriched $\delta^{18}\text{O}$ values are recorded during the Holocene and vary between 2.76‰ (10.4 cal kyr BP) and 2.03‰ (4.6 cal kyr BP).

The benthic *Cibicidoides spp.* $\delta^{13}\text{C}$ values vary between 1.49‰ (23.2 cal kyr BP) and 0.47‰ (15.3 cal kyr BP) (Figure 3). The values clearly show three major periods: the glacial period (26.5-18.0 cal kyr BP) with the most enriched average of the last 26 cal kyr BP ($\sim 1.14 \pm 0.16\text{‰}$, n=50), the Last Deglaciation (18,0-12,2 cal kyr BP) with depleted values show an average of $\sim 0.71 \pm 0.15\text{‰}$ (n=22) for the HS1, $\sim 0.77 \pm 0.14\text{‰}$ (n=5) for the YD and $\sim 0.71 \pm 0.09\text{‰}$ for the BA. Finally, the Holocene (11.4-0 cal kyr BP), shows intermediate values $\sim 0.94 \pm 0.15\text{‰}$ (n=26). During the Last Deglaciation, the benthic $\delta^{13}\text{C}$ shows two large excursions of depleted values at 15,3 cal kyr BP (0,47‰) and 12,2 cal kyr BP (0,55‰) marking the two cold events in the Northern Hemisphere (HS1 and YD). At 11.4 cal kyr BP, another excursion of depleted values (0,48‰) marks the beginning of the Holocene.

The benthic *G. affinis* $\delta^{13}\text{C}$ values vary between -1,53‰ (18,8 cal kyr BP) and -0,60‰ (20,1 cal kyr BP) (Figure 3.3 and Table S3.1). Values range from -1,30‰ (17,4 cal kyr BP) to -0,86‰ (12,2 cal kyr BP) during the Last Deglaciation and oscillate between -1,27‰ (6,5 cal kyr BP) to -0,85‰ (2.8 cal kyr BP) during the Holocene.

Chapitre 3 : Changes in the sources and dynamics of intermediate water masses in the Northeastern Atlantic Ocean over the past 25ka from foraminiferal geochemical and assemblage records

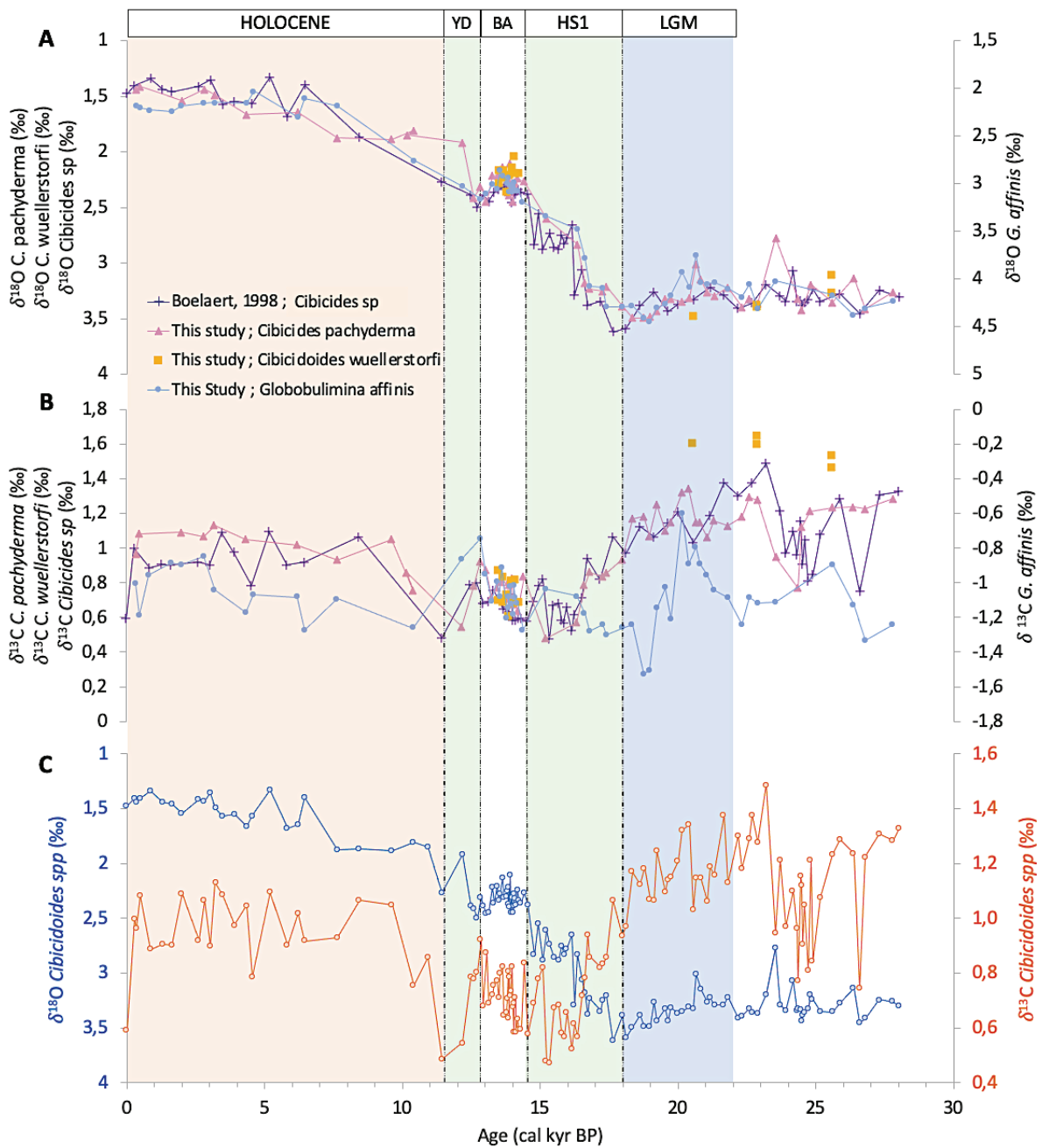


Figure 3. 3 : a) $\delta^{18}O$ and b) $\delta^{13}C$ values (‰) of *Cibicides pachyderma* (pink triangles and curves), *Cibicides wuellerstorfi* (yellow squares) and *Globobulimina affinis* (light blue dots and curves, right axes) obtained from benthic foraminifera samples collected from sediment core SU92-28 (this study) and of *Cibicides* sp from An Boelaert (purple crosses). c) $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values of *Cibicides pachyderma* combined with $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values of *Cibicides* sp of An Boelaert. LGM: Last Glacial Maximum; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas and BA: Bolling-Allerød.

4.2. Neodymium

The neodymium isotopic composition (ϵNd) results obtained from mixed planktonic foraminifera species are reported in Table S2 and Figure 3.4. The ϵNd values from core SU92-28 vary between -9.47 ± 0.18 (15.7 cal kyr BP) and -8.28 ± 0.19 (19.7 cal kyr BP) over the last 30 cal kyr BP. During the LGM, more radiogenic values are observed oscillating between -8.28 ± 0.19 at 19.7 cal kyr BP and -8.89 ± 0.18 at 18.2 cal kyr BP. Then, during the Last Deglaciation, the foraminiferal ϵNd shows two abrupt excursions to more unradiogenic values at 15.7 cal kyr BP (-9.47 ± 0.18) and 12.5 cal kyr BP (-9.08 ± 0.17) marking the two cold events of the Northern Hemisphere HS1 and YD, respectively. An inverse trend in the ϵNd record is observed during the BA with an excursion to more radiogenic values similar to the glacial period ranging from -8.5 ± 0.20 (14.0 cal kyr BP) to -9.05 ± 0.18 (13.3 cal kyr). Finally, the Holocene shows relatively stable values oscillating between -9.43 ± 0.16 (10.4 cal kyr BP) and -9.22 (0.1 cal kyr BP) with two values more radiogenic at 11.4 cal kyr BP (-9.01 ± 0.16) and 0.4 cal kyr BP (-8.63 ± 0.16).

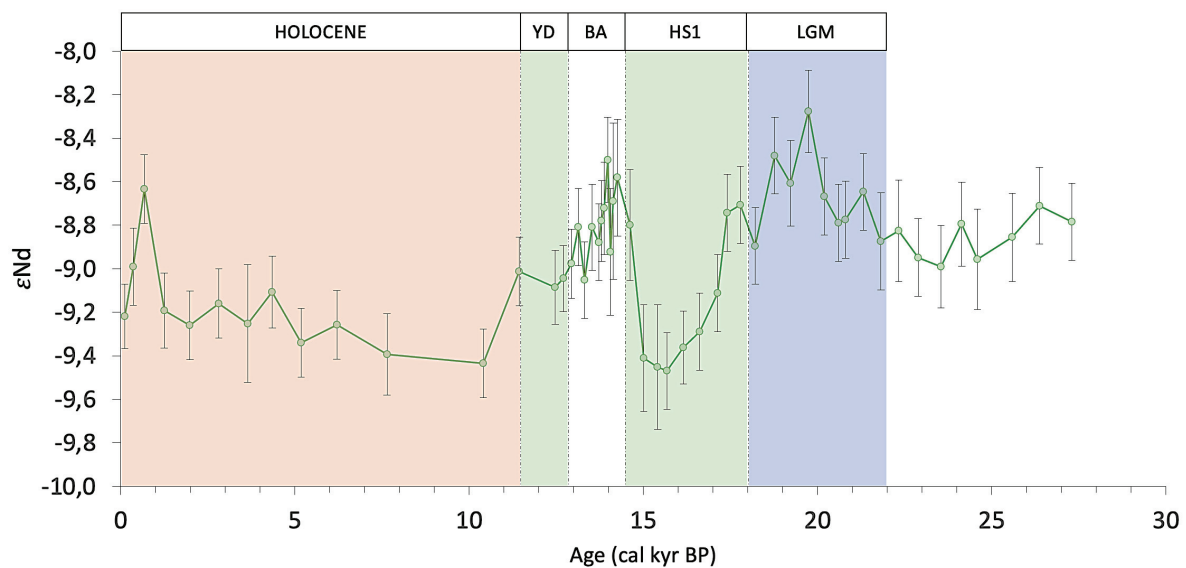


Figure 3. 4 : ϵNd values and their respective error bars obtained from planktonic foraminifera samples collected from sediment core SU92-28 (this study). LGM: Last Glacial Maximum; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas and BA: Bølling Allerød.

4.3. Radiocarbon

The radiocarbon ages of benthic and planktonic foraminifera of core SU92-28 are given in Table 3.2. The $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ results cover the last glacial until the beginning of the YD. No data was obtained for the Holocene. During the last glacial, the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ values are around 323 ± 363 years (represents the cumulative error) at 24.1 cal kyr BP. Then, the values increase at 264 ± 190 years at 18.2 cal kyr BP at the LGM. During the BA, the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ range from 421 ± 201 years at the beginning of BA (14.3 cal kyr BP) and reach a minimum at 13.0 cal kyr BP of 13 ± 173 years. Finally, during the YD, the record shows an increase in the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ to an offset of approximately 233 ± 156 years at 12,5 cal kyr BP.

Tableau 3. 2 : Calibrated AMS ^{14}C age determined on planktonic foraminifera (this study and data with an asterix taken from Boelaert, 2000) and benthic foraminifera (this study) sampled in core SU92-28.

Depth (cm)	Calendar age (yr B.P)	1 sigma error (\pm year)	Taxa	^{14}C age (year)	1 sigma error (\pm year)	B-P age offset years	1 sigma error (\pm year)
105	12 496	70	<i>G.bulloides</i> *	10 900	70		
105-106			<i>C.pachyderma</i>	11 133	86	233	156
117-118	13 043	70	<i>G.bulloides</i>	11 542	86		
117-118			<i>C.pachyderma</i>	11 554	86	13	173
136-137	13 720	70	<i>G.bulloides</i>	12 240	91		
136-137			<i>C.pachyderma</i>	12 441	93	201	184
151-152	13 975	80	<i>G.bulloides</i>	12 496	100		
151-152			<i>C.pachyderma</i>	12 812	93	315	194
166-167	14 262	80	<i>G.bulloides</i>	12 611	104		
166-167			<i>C.pachyderma</i>	13 032	97	421	201
210	18 216	80	<i>G.bulloides</i> *	15 230	80		
210.5-211.5			<i>C.pachyderma</i>	15 494	110	264	190
269-270	24 139	120	<i>G.bulloides</i>	20 433	193		
269-270			<i>C.pachyderma</i>	20 755	170	323	363

4.4. Foraminiferal assemblages

The diversity of benthic foraminifera assemblages ranges from 29 to 61 species with 166 species recorded in total. The abundance of specimens varies between 193 and 611 individuals. Hyaline benthic foraminifera are the dominant constituents, with a percentage above about 90%. The average relative abundance of agglutinated benthic foraminifera is only 0.6%, while the average percentage of porcelaneous forms is about 5.1%.

First, to describe and understand the main faunal variations, we first performed a diversity analysis using the PAST software (Version 4.04, Hammer et al., 2001). All species were used for the calculation of diversity, i.e., 166 species in total were subjected to statistical analysis (Table S3.3).

The Shannon and Simpson indices (Figure S3.1) are indices of diversity, taking into account not only the number of species, but also the distribution of individuals within these species. The Shannon index shows values between 2.45 (3.2 cal kyr BP) and 3.16 (12.2 cal kyr BP), while the Simpson index shows values between 0.82 (3.2 cal kyr BP) and 0.94 (12.2 cal kyr BP). These two indices combined together show a high biodiversity in terms of the number of species and of the abundance of individuals within each of these species. In agreement with these results, the equitability index J (Figure S3.1), whose value varies from 0 (dominance of one of the species) to 1 (equi-distribution of individuals in the species) varies between 0.65 (1.6 cal kyr BP) and 0.84 (12.2 cal kyr BP) proving the high diversity in the distribution of individuals in species since the LGM.

Given that the results on the whole dataset showed a great diversity of genus and species, we decided in a second step, to take into account only the species with a percentage of presence $> 1\%$ in at least 1 sample. Based on this census, we carried out a principal component analysis (PCA). However, the analysis did not identify any large clusters. A diversity calculation was therefore again carried out on species with a percentage $>1\%$.

Thus, in a second time, all the individual census counts were expressed as a percentage of the total benthic foraminifera present in each sample. Species with a percentage presence $>1\%$ in at least one sample were used for the calculation of diversity, representing 74 species that were submitted for analysis (out of the total of 166 listed). These $>1\%$ species represent 82 to 100% of the total benthic foraminifera present in each sample. However, the observation is the same with a great diversity.

We therefore decided to take into account only species greater than or equal to 5%, which made it possible to reduce the number to 19 species, representing 64 to 90% of the total benthic foraminifera present in each sample. Finally, among these 19 species we selected 8 species of benthic foraminifera which represented a percentage greater than 10%, these cumulative species represent 36 to 68% (i.e., an average of 49%) of the benthic foraminifera assemblages according to the samples. Based on models on the distribution of foraminifera in the sediment (Fontanier et al., 2002; Jorissen et al., 2022), a separation into three groups of epifaunal and shallow and deep infaunal taxa was developed based on their affinity with organic matter, oxygen concentration and their occurrence over time.

The first group is composed of *C. pachyderma* and *Cassidulina spp* (Figure 3.5a), the highest percentages are observed during the LGM with values up to 17.3% at 19.0 cal kyr BP for *Cassidulina spp.* and 19.8% at 18.2 cal kyr BP for *C. pachyderma*. Then the values gradually decrease during HS1 reaching minima at 16.1 cal kyr BP of about 2.5% for *Cassidulina spp.* and 4.7% for *C. pachyderma*. At the BA, the percentages increase again up to about 14% at 13.9 cal kyr BP for *Cassidulina spp.* and 10.7% at 13.5 cal kyr BP for *C. pachyderma*, then the values decrease again gradually throughout the YD and the Holocene until reaching respectively 1.1% and 2.6 % at 0.1 cal kyr BP.

The second group is composed of *Globobulimina spp.*, *Melonis affinis* and *Uvigerina peregrina* (Figure 3.5b). During the LGM, BA and the Holocene *Globobulimina spp.* show percentages below 5%. On the other hand, during the HS1, the values reach a maximum of 19.6% at 16.6 cal kyr BP while it is below 4% throughout the BA, YD and Holocene. *U. peregrina* also shows percentages below 5% during LGM and BA while during HS1 and YD, *U. peregrina* shows two maxima of 14.5% and 11.9% at 17.4 and 12.6 cal kyr BP respectively. In the Holocene, the values gradually increase and then stabilize around an average of 13.4%. Finally, the percentages of *M. affinis* are always above 5% whatever the period. This species shows two maxima of 27.5% at 16.1 cal kyr BP and 23.9% at 12.5 cal kyr BP. These percentages decrease during the BA and the Holocene with an average of 14.9% and 10.6% respectively.

The third group is composed of *Bulimina striata*, *Nuttalides umbonifer* and *Planulina ariminensis* (Figure 3.5c). The three species have percentages lower than 5% from the LGM to the YD then they gradually increase during the Holocene. *P. ariminensis* oscillates between 6 and 1% throughout the Holocene. *B. striata* for its part goes from 5.3% at 10.9 cal kyr to 24.3%

at 0.1 cal kyr BP. Finally, *N. umbonifer* goes from 2% at 12.2 cal kyr BP to 28.0% at 6.5 cal kyr BP then gradually drops to 1.8% at 0.1 cal kyr over the recent Holocene.

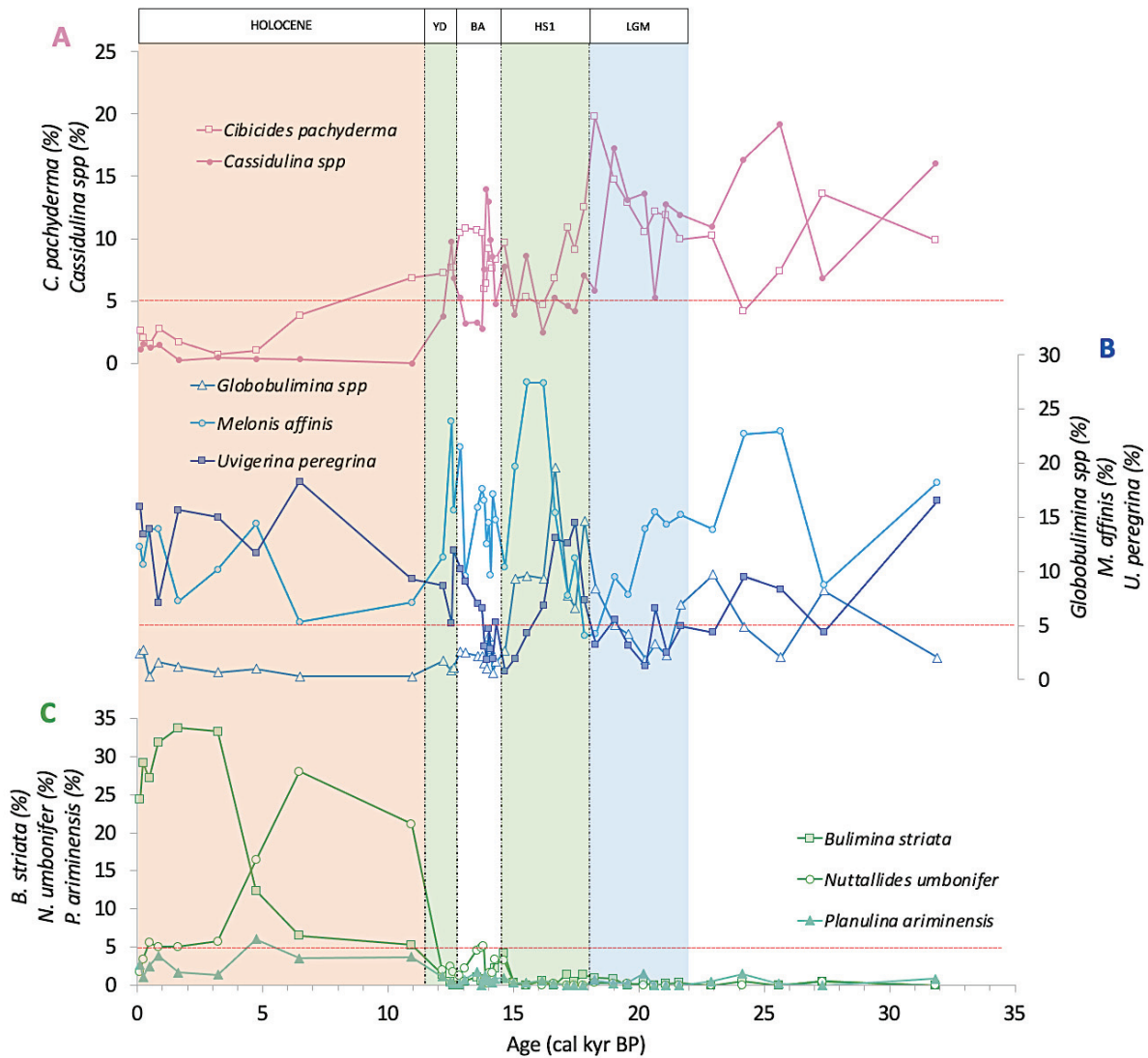


Figure 3. 5 : Downcore variations (in relative %) of selected species of benthic foraminifera with a percentage >5% in at least one sample and merged by ecological preferences. (a) “Epifaunal assemblage” in pink with *C. pachyderma* (empty squares) and *Cassidulina* spp. (filled circles) (b) “Shallow, intermediate and deep infaunal assemblage” in blue with *Globobulimina* spp. (light blue triangles), *Melonis affinis* (light blue empty circles) and *Uvigerina peregrina* (dark blue filled squares) (c) “Shallow infaunal assemblage” in green with *Bulimina striata* (light green squares), *Nuttallides umbonifer* (empty green circles) and *Planulina ariminensis* (dark green triangles). The red dotted red lines represent the 5% limit. LGM: Last Glacial Maximum; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas and BA: Bølling-Allerød.

5. Discussion

5.1. Are ϵNd and $\delta^{13}\text{C}$ suitable proxies to reconstruct the origin of intermediate water masses?

The combination of the $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd can be used in order to track the origin of the water masses through time as the different water masses potentially involved at the studied site can be deciphered by their $\delta^{13}\text{C}$ - ϵNd signatures. However, these signatures may have changed through time so in the following, we first discuss the significance of these two proxies before discussing their variations.

The $\delta^{13}\text{C}$ data from core SU92-28 shows a three distinct phase pattern : i) A first phase characterized by $\delta^{13}\text{C}$ values displaying an average of $1.15 \pm 0.11\text{‰}$ during the LGM; ii) a second phase corresponding to the last deglaciation period (HS1, BA and YD) with average values varying between $0.71 \pm 0.75\text{‰}$ for HS1, $0.71 \pm 0.08\text{‰}$ for BA and $0.77 \pm 0.14\text{‰}$ for YD and iii) finally, during the Holocene, an average $\delta^{13}\text{C}$ value of $0.94 \pm 0.15\text{‰}$. Thus, the LGM represents the period with the most enriched $\delta^{13}\text{C}$ values of the last 30 cal kyr BP, and by contrast, the last deglaciation period exhibits the most depleted values whereas the Holocene is characterized by intermediate values. These changes in the $\delta^{13}\text{C}$ signatures of the water masses are certainly the consequence of large changes in the contributions between the water masses from the North, and the South Atlantic, and the Mediterranean Sea. As previously highlighted, on the study site, three main sources can be distinguished: i) the waters of the Northern Component (NCW); ii) the waters of the southern component (SCW) and iii) the waters of the Mediterranean component (MCW), each of them having different $\delta^{13}\text{C}$ signatures (Figure 3.7).

- i) NCW : Today, the ENACW shows $\delta^{13}\text{C}$ signatures ranging from 1 to 2‰, the minimum of $\delta^{13}\text{C}$ around 1000 m depth corresponding to the lower part of the thermocline, which is a poorly ventilated zone (Kroopnick, 1980). The LSW $\delta^{13}\text{C}$ signatures ranging from 1 to 1.3‰ (Pöppelmeier et al., 2018) and the NADW has also values between 1 and 1.3‰ (Poggemann et al., 2017; Rickaby & Elderfield, 2005). At present, the global $\delta^{13}\text{C}$ signatures of the North Atlantic Ocean between 1000 and 2000m depth are 1.10‰ while the glacial values were even more enriched (1.60‰) (Boyle, 1992).

- ii) SCW : At the studied site and depth in the modern ocean, the involved water mass today is the AAIW. This water mass is formed at the surface of the Southern Ocean, with $\delta^{13}\text{C}$ signatures between 0.2 and 0.6‰ (Curry & Oppo, 2005; Kroopnick, 1980). The current values of the South Atlantic between 1000 and 2000m depth are about 0.70‰, these values were even more depleted during the last glacial (-0.40‰) (Boyle, 1992).
- iii) MCW: The $\delta^{13}\text{C}$ composition of the MSW extends from 0.7 to 1.1‰ (Kroopnick, 1980; Pierre, 1999; Rickaby & Elderfield, 2005). However, during the glacial the values of core MD95-2043 in the Alboran Sea (36°08.06'N; 02°37.03'W, 1841m) (Voelker et al., 2006) seem to show that the $\delta^{13}\text{C}$ values were more enriched than the current one with values of about 1.63‰ (over the period 21.9 to 18.0 cal kyr BP).

Many studies have accepted that the $\delta^{13}\text{C}$ of benthic foraminifera reflects the dissolved inorganic carbon (DIC) of the water where they lived, as an imprint of the nutrient content (Curry & Lohmann, 1982; Duplessy et al., 1984). In view of the $\delta^{13}\text{C}$ signatures of the literature, it seems clear that the nutrient content varies considerably between water masses, which makes it a perfect proxy to understand the origin of the different contributions of water masses with different sources and circulation pathways over the last 30 cal kyr BP at intermediate water depth. However, $\delta^{13}\text{C}$ values can vary over time depending on other factors such as: 1) primary productivity (PP), 2) decomposition of organic matter and 3) exchanges with the atmosphere (ventilation). Today, the Portuguese margin is an upwelling area with an important seasonal flux of organic matter; therefore, the $\delta^{13}\text{C}$ record of epibenthic species may be affected by changes in the surface productivity (Abrantes, 1991). At the study site, several studies have identified high primary productivity and upwelling invigoration during the LGM and the BA (Figure 3.6 ; Ausín et al., 2020; Salgueiro et al., 2014). By contrast, a decrease in productivity and a weakening or even a shut-down of upwelling is observed during the HS1 and the YD, associated to cold conditions reflecting the penetration of meltwater from icebergs (Salgueiro et al., 2014). Moreover, results of the relative abundance of *Florisphaera profunda* in the coccolith assemblages show abundance maxima associated to Heinrich events that are interpreted as an indicative of the stratification of the water column and thus of a cessation of the coastal upwelling on the Portuguese margin (Boulldoire et al., 1996). Given that the periods of high surface productivity do not coincide with the enriched values of the $\delta^{13}\text{C}$ (low nutrient

content) records of the SU92-28 core during the LGM and the BA and the periods of low surface productivity do not coincide with the low $\delta^{13}\text{C}$ (high nutrient content) values during HS1 and YD, we conclude that the $\delta^{13}\text{C}$ signal we obtained is either unaffected or little affected by the upwelling on the Iberian margin, but behaves like a semi-quantitative tracer of mass water source. Moreover, according to Béthoux & Pierre (1999) or Sierro et al. (2005), $\delta^{13}\text{C}$ records could also be linked to the ventilation of water bodies rather than to nutrient inputs. Thus, slower convection rates in deep waters and/or higher organic carbon exports can lead to lower $\delta^{13}\text{C}$ values in bottom waters (Pierre, 1999). On the contrary, higher values of $\delta^{13}\text{C}$ should be recorded during periods of strong deep-water convection and/or low carbon exports. As the $\delta^{13}\text{C}$ alone cannot help to decipher hypotheses 2) or 3), we combine the record with the Nd results.

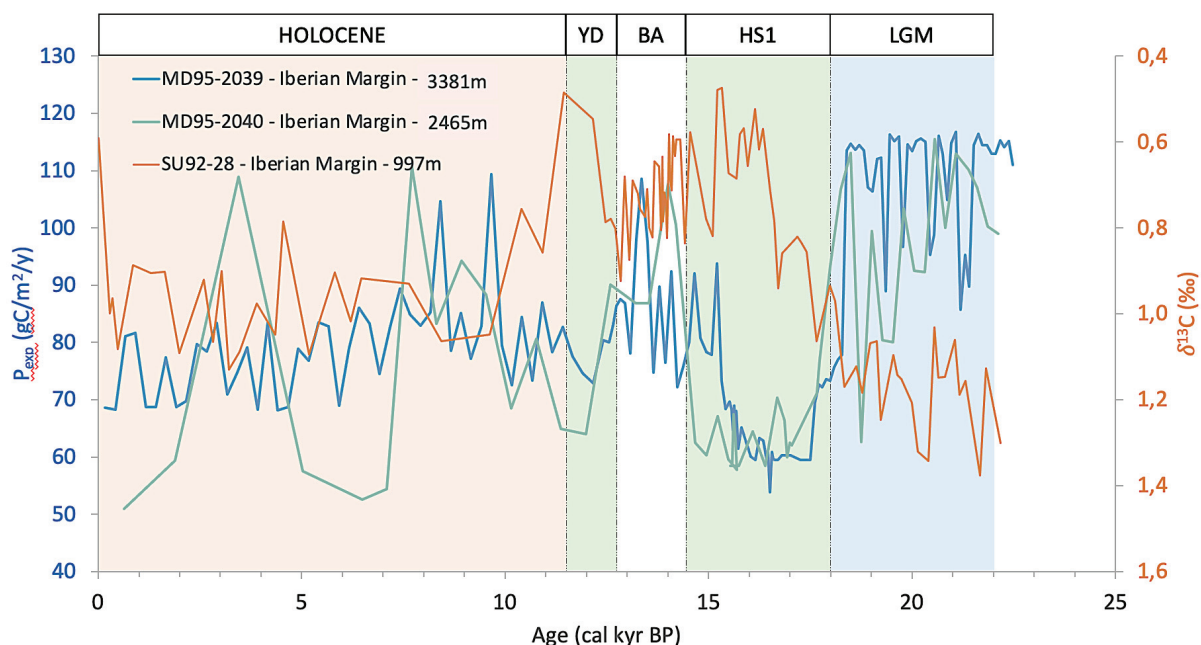


Figure 3. 6 : Summer export productivity (P_{exp}) ($\text{gC}/\text{m}^2/\text{y}$) records for the 2 sediment cores (MD95-2039 ; 40.58°N , 10.35°W ; 3381m and MD95-2040 ; 40.58°N , 9.86°W ; 2465m) at Iberian Margin (Salgueiro et al., 2014) compared to $\delta^{13}\text{C}$ record of core SU92-28. LGM: Last Glacial Maximum, HS1: Heinrich Stadial 1, Ba: Bølling Allerød, YD: Younger Dryas.

The ϵNd data from core SU92-28 shows a five distinct phase pattern. The first one corresponds to the LGM during which the ϵNd values display an average of $8.67 \pm 0.02\text{‰}$; the second phase corresponds to the HS1 during which it reached a minimum at -9.47 ± 0.18 ; the third phase occurs during the BA, with similar values to those observed during the LGM of around -8.79 ± 0.16 . During the YD, the values drop again to -9.08 ± 0.17 , marking the fourth

phase. Finally (fifth phase), during the Holocene, the average ϵNd is about $-9.17 \pm 0.03\%$. The LGM and BA represent the periods with the most enriched ϵNd values of the last 30 cal kyr BP whereas the HS1 and the YD record the most depleted values; the Holocene exhibits intermediate values. The variations in the ϵNd signatures of the water masses can be interpreted as reflecting the changes in the contributions between the water masses of the North, South and Mediterranean Atlantic waters. We will therefore look at the current and past signatures of these water masses to better understand the variations in contribution in the source of the water masses reaching the study site during the last 30 cal kyr BP (Figure 3.7).

- i) NCW : The ϵNd signatures of ENACW range from -10.2 ± 0.2 to -12.2 ± 0.3 (Dubois-Dauphin et al., 2017). The LSW signatures is about -13.9 ± 0.4 (van de Flierdt et al., 2006; F. Lacan & Jeandel, 2004; Francois Lacan & Jeandel, 2005b) and the NADW Nd signatures is about -13.5 ± 0.5 (van de Flierdt et al., 2006; Piepgras & Wasserburg, 1987). To track past changes in the NCW, we use a ϵNd isotope records from the northern NE Atlantic (BOFS17K, $58^{\circ}0'N$; $16^{\circ}30'W$, 1150m) that showed significant changes in the Nd signature of intermediate waters (Roberts & Piotrowski, 2015; Toucanne et al., 2021). During the LGM, the ϵNd values are more radiogenic in BOFS17K site (-7.89 ± 0.42 , $n=2$) than in the Holocene during which they become less radiogenic ($\sim -11.96 \pm 1.14$, $n=16$). The values gradually decrease from $\sim -8.19 \pm 0.47$ at 21.4 cal kyr BP to an average of -9.03 ± 0.77 ($n=4$) during HS1 and -10.34 ± 0.52 during the YD.
- ii) SCW : The AAIW ϵNd show values are between -7 and -9 (Du et al., 2020; Jeandel, 1993) at the south Atlantic. This is the consequence of the mixing between different water masses with unradiogenic ϵNd values from the North Atlantic ($\epsilon\text{Nd} = -10$ to -14) and radiogenic values from the Pacific Ocean (ϵNd from 0 to -5) (Du et al., 2020; Jeandel, 1993). Moreover, we know from the literature that the Nd isotopic composition of AAIW can be modified during its northward penetration into the North Atlantic by boundary exchange (Rickli et al., 2009). Thus, at present, the AAIW displays ϵNd values of around -11.5 along the African margin (Rickli et al., 2009; Stichel et al., 2015; Tachikawa et al., 1999), and ϵNd values of around -10.9 ± 0.2 at the south of the Gulf of (Dubois-Dauphin et al., 2016). Poggemann et al. (2017) showed that the Tobago Basin site in the Northwest Atlantic was perpetually bathed by AAIW during the last

25 cal kyr BP. Nd data recorded from core MD99-2198 (12.09°N, 61.23'W, 1330m depth; Pahnke et al., 2008) in the Tobago Basin, should therefore show the variations of AAIW signatures in the North Atlantic between the last ice age and the last deglaciation. At the LGM, the Nd values show signatures around -10.14 ± 0.92 . During the HS1 and the YD, the values are around -9.89 ± 0.83 (n=13) and -9.78 ± 0.35 (n=5) respectively. Finally, during the Holocene, the values show an average around -10.65 ± 0.66 (n=18). These results show that the ϵNd of the western glacial branch of the AAIW stayed relatively stable throughout time (Huang et al., 2014; Pahnke et al., 2008). Assuming that the eastern glacial AAIW also stayed stable through time, the foraminifera ϵNd record from core SU-9228 could reflect a change in the relative fraction of Eastern AAIW in the Iberian Margin. Nevertheless, in the North Atlantic, the final signature of the AAIW remains uncertain during the Last Deglaciation.

- iii) MCW : In the Gulf of Cadix, the MSW exhibits values between -9.9 ± 0.4 at the North to -10.6 ± 0.3 at the South (Dubois-Dauphin et al., 2016). In the past, previous Nd isotopic records of corals from the Alboran Sea (Fink et al., 2013) and the Balearic Sea (SU92-33, 35°25.38'N; 0°33.86'E, 622m ; (Dubois-Dauphin et al., 2017)) show that Mediterranean waters do not show any notable variation over time, with values ranging between -8.59 ± 0.30 and -9.5 ± 0.30 . In addition, two glacial cold-water coral samples from the GeoB 9022 core (36°10.98'N; 07°18.36'W; water depth 676m; Gulf of Cadix) show similar ϵNd values to present-day seawater (approximately -9.7 ± 0.2), suggesting a stability of the Nd isotopic composition of the MSW over the last 35 ka. These results are in agreement with the data reported in Stumpf et al. (2010).

Despite changes in the ocean circulation or intermediate water mass sources at intermediate water depths, we also have to consider that past seawater ϵNd on the Portuguese margin can be influenced by suspended particulate matter (SPM) originating from different physical and chemical weathering processes on adjacent continents (Goldstein and Hemming, 2003). Three major sources of particles have contributed to the Gulf of Cadiz since the LGM: 1) fluvial inputs from the European and African continents (Grousset et al., 1988; Hamann et al., 2009; Hoogakker et al., 2004; López-Galindo et al., 1999), 2) continental dust (Caquineau et al., 1998; Guerzoni et al., 1997; Stuut et al., 2009) and, finally, the Ice Rafted Debris (IRD,

contribution mainly observed during HS1 at core site SU92-28) (Hamann et al., 2009; S.R. Hemming et al., 1998; Voelker et al., 2006). However, these contributions would cause a shift towards much lower radiogenic values than observed in core SU92-28 (Du et al., 2020; Dubois-Dauphin et al., 2016; Grousset et al., 1988; Skonieczny et al., 2011; Roberts et al., 2016).

Finally, the combination of $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd records, once potential local disturbances have been ruled out, is a powerful tool to understand the different contributions of water masses at the studied site. As we attempted to constrain the $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd values of the different contributions to the core site through time, we propose to observe the distribution of the SU92-28 results between these poles to sort out a pattern of the changes in the sources of water masses since the LGM. In the following, we discuss the observed changes in the water masses contributions through time, by comparing the SU92-28 records with other reconstructions.

5.2. Changes in the intermediate water circulation

Results from core SU92-28 are in good agreement with previous $\delta^{13}\text{C}$ records collected at intermediate water depth (Figure 3.7) in the Gulf of Cadiz from core MD99-2339 (35.88°N, 7.53°W, 1170m, Voelker et al., 2006, Figure 3.1), core M78/ 1_235-1 in the Tobago Basin (11°36.53'N, 60°57.86'W, 852 m, Poggemann et al., 2017, Figure 3.1), core MD95-2043 in Mediterranean Sea (36°08.35'N, 2°37.16'W, 1841m, Figure 3.1) and core BOFS17K in the north Atlantic (58°0'N, 16°30'W, 1150m, Figure 3.1). Indeed, we observe, for all sites, high $\delta^{13}\text{C}$ values during the LGM, a decrease towards more depleted values during the Last Deglaciation, and then, with the exception of the North Atlantic record, a further increase towards intermediate values during the Holocene. Each recording represents a component (NCW: BOFS17K; SCW (AAIW): M78/1_235-1; MSW: MD95-2043, Mediterranean Water (MW): MD99-2339) and allows to know their evolution in $\delta^{13}\text{C}$ over the last 25 cal kyr BP.

During the LGM, core SU92-28 $\delta^{13}\text{C}$ values are close to the $\delta^{13}\text{C}$ values observed in the MSW and/or the NCW, reflecting a contribution from either one or the other site, none of them being distinguishable only with the $\delta^{13}\text{C}$ proxy; this potential contribution will thus be discussed below in the light of the other proxies from core SU92-28 like ϵNd . In addition, a very slight shift is also observed between the two cores from the Gulf of Cadiz and the Iberian margin, the difference of $\delta^{13}\text{C}$ between the two sites being very small ($\sim 1.2\text{‰}$, $n = 25$ for the Iberian margin

and $\sim 1.4\%$, $n= 58$ for the Gulf of Cadiz) it could reflect the influence of the same water mass on the two sites. The difference would surely be related to local parameters.

During the HS1, between 16.7 and 15.1 cal kyr BP, the $\delta^{13}\text{C}$ values of the Iberian Margin reach minimum values of 0.47 and 0.48‰ at 15.3 and 15.2 cal kyr BP and the decreases in $\delta^{13}\text{C}$ values of Iberian Margin correspond to the trend of values of the Tobago Basin, perpetually fed by AAIW (Poggemann et al., 2017). At 16.7 cal kyr BP the $\delta^{13}\text{C}$ value of the Tobago basin is 0.83‰ while at the same time the value of the Iberian margin is 0.94‰, then the two sets of data decrease to 0.39‰ in the Tobago Basin at 15.1 cal kyr BP and until 0.48‰ at 15.2 cal kyr BP at the Iberian margin. Then, from 15.2 cal kyr BP, the two records gradually separate, the $\delta^{13}\text{C}$ signatures at the Iberian margin increase to a maximum of 0.84‰ at 14.4 cal kyr BP at the beginning of the BA while those of the Tobago Basin continue to decrease to a minimum of 0.09‰ at 14.6 cal kyr BP. The same pattern is observed between 16.7 and 15.8 cal kyr BP for the core from the Gulf of Cadiz (MD99-2339) with decrease from 16.7 cal kyr BP with slightly more enriched values about 1.02‰ than cores of Tobago Basin and Iberian Margin to a minimum at 15.8 cal kyr BP of 0.51‰. However, from 15.5 cal kyr BP, i.e., about 300 years before the Iberian margin, the values rising towards more enriched values reaching 1.0‰ at 15.2 cal kyr BP. This difference between the two sites could be explained by the fact that the core from the Gulf of Cadiz is located deeper than the core from the Iberian margin. The Mediterranean waters would have risen gradually, first reaching the site of the Gulf of Cadiz and then 300 years later the site of the Iberian margin. For the two cores of Iberian margin and Gulf of Cadiz, the $\delta^{13}\text{C}$ minima occur over a millennial period (900 years for Gulf of Cadiz and 1600 years for Iberian Margin). This reflects significant changes in the signature of the water masses over a short period, these signature changes are certainly the consequence of changes in the NCW, SCW and MCW contributions at mid-latitudes of the northeast Atlantic. For the recordings in the Mediterranean Sea and in the North Atlantic, despite an indisputable depletion of the $\delta^{13}\text{C}$ recordings at the beginning HS1, none of the sites reached the values as observed in the sites of the Gulf of Cadiz, the Iberian margin and the Tobago Basin. On the other hand, at the end of HS1 (from 15.5 for the MD99-2339 core and 15.2 for the SU92-28 core), the values at the Iberian margin and in the Gulf of Cadiz clearly stand out from the core values of the Tobago Basin and is approaching the values recorded in the Mediterranean Sea. The HS1 would then be split into two distinct phases, a first phase following the recordings from the Tobago Basin signifying an increased contribution and, given the close values between the three sites (SU92-28, MD99-2339 and M78/1_235-1), an almost exclusive influence of the AAIW

at the sites of the Western Atlantic (Tobago Basin) and the Eastern Atlantic (Gulf of Cadiz and Iberian Margin) then a second phase with an increased contribution of MSW recorded first at the Gulf of Cadiz site from 15.5 cal kyr BP then at the site of the Iberian margin 300 years later, from 15.2 cal kyr BP.

During the YD, the SU92-28 core shows a second minimum of $\delta^{13}\text{C}$ at 12.1 cal kyr BP of 0.55‰. This event is not observed at the site of Gulf of Cadiz, on the contrary this core seems to approach the signatures of Mediterranean waters. However, at the core of the Tobago basin, this event is very marked during the YD and shows values much more depleted in $\delta^{13}\text{C}$ than at site SU92-28 reaching values of 0.09‰ at 12.0 cal kyr BP. According to the $\delta^{13}\text{C}$ records, the $\delta^{13}\text{C}$ values of the SU92-28 core are between NCW, MCW and SCW signatures. The water masses arriving at intermediate water depth at core SU92-28 could therefore be a mixture between NCW, MSW and AAIW.

During the Holocene at 11.4 cal kyr BP, the $\delta^{13}\text{C}$ values of the SU92-28 core show another minimum at 0.49‰ which may reflect an AAIW input during and shortly after the YD as had already been observed in previous study (Poggemann et al., 2017) then from 10.9 cal kyr BP up to 7.9 cal kyr BP the $\delta^{13}\text{C}$ values of the SU92-28 core joined the signatures of the MD99-2339 core showing a very strong contribution of MSW during this period. Finally, from about 5 cal kyr BP all the recordings come together and show close values showing a maximum shift of about 0.4‰ between the AAIW and the waters of the North Atlantic. The $\delta^{13}\text{C}$ values of SU92-28 thus show a very strong mixture between NCW, MSW and SCW in agreement with the conclusions of de Louarn & Morin. (2011).

The differences in time between the core of Iberian Margin and the core of the Gulf of Cadiz over time are probably explained by their different positions. Indeed, the SU92-28 core is located at a point of convergence between the waters of the North and South Atlantic as well as the waters of the Mediterranean Sea, while the MD99-2339 core is under the direct influence of the MOW, just outside the Strait of Gibraltar. Thus, the benthic $\delta^{13}\text{C}$ signal at site MD99-2339 mainly follows the Mediterranean pattern (Voelker et al., 2006). Also, the core from the Gulf of Cadiz is found at greater depths (1177m) than those of the Iberian margin (997m) which could lead to a greater contribution from the waters of the North Atlantic underlying the site of the MD99 -2339 towards more $\delta^{13}\text{C}$ enriched values.

The observed changes in $\delta^{13}\text{C}$ records suggest a profound reorganization of the ocean circulation since the LGM. It has been hypothesized that during the LGM, the Atlantic circulation was separated into two overturning cells (Ferrari et al., 2014) : i) a shallow cell, the GNAIW, flowing south from the north above 2km water depth, ultimately feeding the glacial AAIW to the South Atlantic since the nutrient-rich CPDW could not rise to the surface where the AAIW formed during the LGM; and ii) a deep cell characterized by the AABW flowing from South to North, filling the deep Atlantic basin below 2km (e.g., Ferrari et al., 2014). Due to the expanding Antarctic sea ice cover, the deep overturning cell (AABW) was isolated from the atmosphere and therefore nutrients were stored at depth (e.g., Gersonde et al., 2005; Stephens & Keeling, 2000). The deglacial change in nutrient inventory at intermediate depths would thus reflect the variable mixing of AAIW sources and, therefore, provide evidence for the reconnection of shallow and deep Atlantic overturning cells (Figures 9a and 9c).

The five $\delta^{13}\text{C}$ records fully support this interpretation, with the GNAIW (enriched in $\delta^{13}\text{C}$) being the most important contributor to the formation of AAIW during the LGM (Ferrari et al., 2014) in creating waters more enriched in $\delta^{13}\text{C}$ at all study sites across the Atlantic. Then, the $\delta^{13}\text{C}$ minima recorded at the beginning of HS1 and during and shortly after the YD at site SU92-28 suggest a decrease or even a cessation of the contribution of the GNAIW to the benefit of the CPDW upwelling contributing to the formation of AAIW in the Southern Ocean which consequently lowered all Atlantic $\delta^{13}\text{C}$ signatures. At the start of BA, the slight increase in more enriched $\delta^{13}\text{C}$ values may indicate a connection with a postulated short-term "overshoot event" characterized by an increase in AMOC strength that lasted only a few hundred d years (Chen et al., 2015) allowing a gradual rise in $\delta^{13}\text{C}$ values towards more enriched values than when there was no contribution from GNAIW during HS1 and YD. Finally, the ultimate Holocene reconnection of the two flipped cells is consistent with $\delta^{13}\text{C}$ values more enriched than when there was no GNAIW contribution during HS1 and YD but more depleted than when there was no AAIW contribution during the LGM, documenting the modern contributions of both nutrient-rich CPDW and nutrient-depleted NADW.

This scenario is supported by the ϵNd records collected from the middle depths of the tropical Atlantic Ocean in Tobago Basin (MD99-2198, 12.09°N, 61.23°W, 1330m, Pahnke et al., 2008, Figure 3.1 and 3.7b). At first glance, the more radiogenic ϵNd values during the LGM (Figure 9b) could reflect a radiogenic ($\epsilon\text{Nd} = \sim -7$ to -9) AAIW input up to the SU92-28 core. Nevertheless, the IRD deposited across the IRD belt during the LGM consisted of, among

others, volcanic grains with extreme radiogenic signatures (Hemming, 2004; Peck et al., 2007; Roberts & Piotrowski, 2015). A core from the Northeast Atlantic (BOFS17K) recorded maximum Nd concentrations during the LGM (Roberts & Piotrowski, 2015). The widespread presence of volcanic IRD up to the LGM may have caused the widespread radiogenic tagging of water masses across the IRD belt (Roberts & Piotrowski, 2015). The radiogenic signal could then have been advected further south from the IRD belt to the Iberian margin, constituting a change in the composition of the terminal member of the NCW. However, no study has yet been able to conclude on the possibility that the radiogenic signal of the LGM was transported towards the northwest and northeast margin of the Atlantic despite that signatures similar to those of the SU92-28 core have also been observed in the Atlantic Northeast at south of the Gulf of Cadiz (Dubois-Dauphin et al., 2016). Nevertheless, we consider in this study, thanks to the recordings of $\delta^{13}\text{C}$ presented previously showing unequivocally an NCW contribution, that the radiogenic recording of ϵNd during the LGM (Figure 3.7b) suggests the increased presence of NCW, either by a dominance of a water mass close to the signature observed at site SU92-28 in the GNAIW formation, either by the increased influence of IRDs on the water mass signatures or both. A study by Gutjahr et al. (2008) was carried out in the North-East Atlantic showing GNAIW signatures of -9.7 ± 0.4 , therefore values much more enriched than the values currently recorded in the North Atlantic ($\sim -13.5 \pm 0.5$) but more impoverished than the values at site SU92-28. These data were obtained on analyzes of authigenic Fe–Mn oxyhydroxide coatings in sediments. However, limitations in the application of sequential leaching procedures for past reconstructions of Nd isotopes have been highlighted which do not make this result reliable, so it cannot be used as a GNAIW signature reference.

Currently, NADW is formed by mixing LSW, DSOW (Danemark Strait Overflow Water), and ISOW (Iceland-Scotland Overflow Water) waters. Only two water masses have Nd signatures close to those observed at site SU92-28 in the North Atlantic: DSOW and ISOW. They are characterized by $\delta^{13}\text{C}$ signatures ranging from 1 to 1.3‰ (in the value ranges of the $\delta^{13}\text{C}$ recordings of the SU92-28 core) and ϵNd signatures ranging from $\sim -8.2 \pm 0.6$ to $-8, 4 \pm 1.4$ (Pöppelmeier et al., 2018). During the LGM, the waters of the North Atlantic rose above 2000m which could have changed the isotopic signatures of GNAIW compared to the current NADW. Also, the GNAIW would have formed further south than at present, near Iceland, because of the extension of the ice. The Island is a volcanic continent containing very radiogenic signatures and which could, through a “boundary exchange” effect, enrich the waters in Nd (Roberts & Piotrowski, 2015). These signatures would then have reverberated across the North

Atlantic to site SU92-28 associated with a contribution or not of very radiogenic volcanic IRD. This hypothesis associated with the $\delta^{13}\text{C}$ recordings would prove that the study site SU92-28 was bathed exclusively by North Atlantic waters bearing the $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd signatures of ISOW and DSOW upwellings at intermediate water depths. Thus the combined ϵNd - $\delta^{13}\text{C}$ recordings tend to discount the contribution of MSW and also reflect a reduced influence of AAIW (Pahnke & Zahn, 2005) (Figure 3.7), consistent with the increased formation and southward transport of GNAIW (Boyle & Keigwin, 1987; Curry & Oppo, 2005).

By comparing the SU92-28 records with the data from the Tobago basin, we observe that the values of ϵNd during the LGM are less radiogenic (around -10.13 ± 0.16) than the signatures obtained at the study site from the Iberian margin (about -8.64 ± 0.19) but more radiogenic than the signatures of the surrounding Atlantic waters (about -13.5 ± 0.5). First, the less radiogenic signature of the intermediate waters of the Tobago basin compared to those of the Gulf of Cadiz is certainly due to the proximity of formation of the GNAIW. Indeed, the SU92-28 core is closer to the place of formation where GNAIW was certainly formed during the LGM and further north (37°N), compared to the MD99-2198 core (12°N). The ϵNd isotopic signature of the GNAIW would therefore become less radiogenic during its journey towards the Tobago Basin along the Greenland coasts and the North-East American coasts which, by "boundary exchange" effect, could lead to Nd depletion. Second, Poggemann et al. (2017) pointed out that the Tobago Basin site was continuously replenished by AAIW therefore, the more radiogenic values of the Tobago Basin compared to the surrounding unradiogenic North Atlantic waters may be due to the mixing between North and South Atlantic water signatures at the Tobago Basin site. This mixing between less radiogenic waters (-13.5 , North Atlantic) and more radiogenic (-7 to -9 , South Atlantic) could thus change the signature of waters in the Tobago Basin towards more radiogenic ϵNd values.

During the HS1 and the YD, core MD99-2198 shows excursions to more radiogenic ϵNd values, indicating that the formation and northward penetration of the AAIW were either enhanced during these two periods (a greater proportion of AAIW arrived in the North Atlantic as far as core MD99-2198) or have changed their signature as observed for $\delta^{13}\text{C}$. This AAIW incursion has been observed at both sites (MD99-2198 and SU92-28) yet recorded Nd signatures are much more radiogenic in the Tobago basin than on the Iberian margin. At HS1 and YD, core MD99-2198 shows excursions to more radiogenic ϵNd values, indicating that the

formation and northward penetration of the AAIW were either enhanced during these two periods (a greater proportion of AAIW arrived in the North Atlantic as far as core MD99-2198) or have changed their signature as observed for $\delta^{13}\text{C}$. This AAIW incursion has been observed at both sites (MD99-2198 and SU92-28) yet recorded Nd signatures are much more radiogenic in the Tobago basin than on the Iberian margin. This observation could be attributed to the presence of MSW during deglaciation at the Iberian margin site. Indeed, at the Iberian margin, at the beginning of HS1 (before 16.7 cal kyr BP) the mean Nd values were -8.85 ± 0.22 (n=3) possibly the result of a massive incursion of radiogenic AAIW signatures. From 16.7 cal kyr BP, its enriched signatures certainly started to mix with a large proportion of MSW, leading to a decrease in ϵNd values down to -9.47 ± 0.18 . On the contrary, in the Tobago basin, only the AAIW bathes the study site reaching a minimum value of -8.30 ± 0.16 during the HS1. It is clear that the Nd signatures at the SU92-28 site at -9.47 ± 0.18 do not correspond to the current MSW signature (-9.9 ± 0.4 north of the Gulf of Cadiz) once again this is certainly the consequence of the mixing between the non-radiogenic signatures of MSW associated with radiogenic signatures of AAIW. During the YD, the Nd- $\delta^{13}\text{C}$ combination exhibits the same scenario as at HS1. Nd values at 9.04 ± 0.15 would again indicate a mixture between radiogenic AAIW and non-radiogenic MSW. However, the values observed in the Tobago basin are much less radiogenic at YD (minimum at -9.40 ± 0.14) than at HS1, which could be explained by the fact that the analyzes were made on coatings of authigenic Fe–Mn oxyhydroxide in sediments that may have been affected by local processes.

The SU92-28 combined Nd $\delta^{13}\text{C}$ records provide therefore evidence for changes in the northern extent of the AAIW in the northeast Atlantic since the LGM. Moreover, the comparison with other sites reveal different patterns from the western to the eastern Atlantic ocean at intermediate water depth, all of them showing a striking synchronization with reconstructions of the Southern Ocean upwelling (Anderson et al., 2009; Burke and Robinson, 2012), where the AAIW forms, arguing for a strong link between changes in the Southern Ocean and the North Atlantic (Figure 3.8).

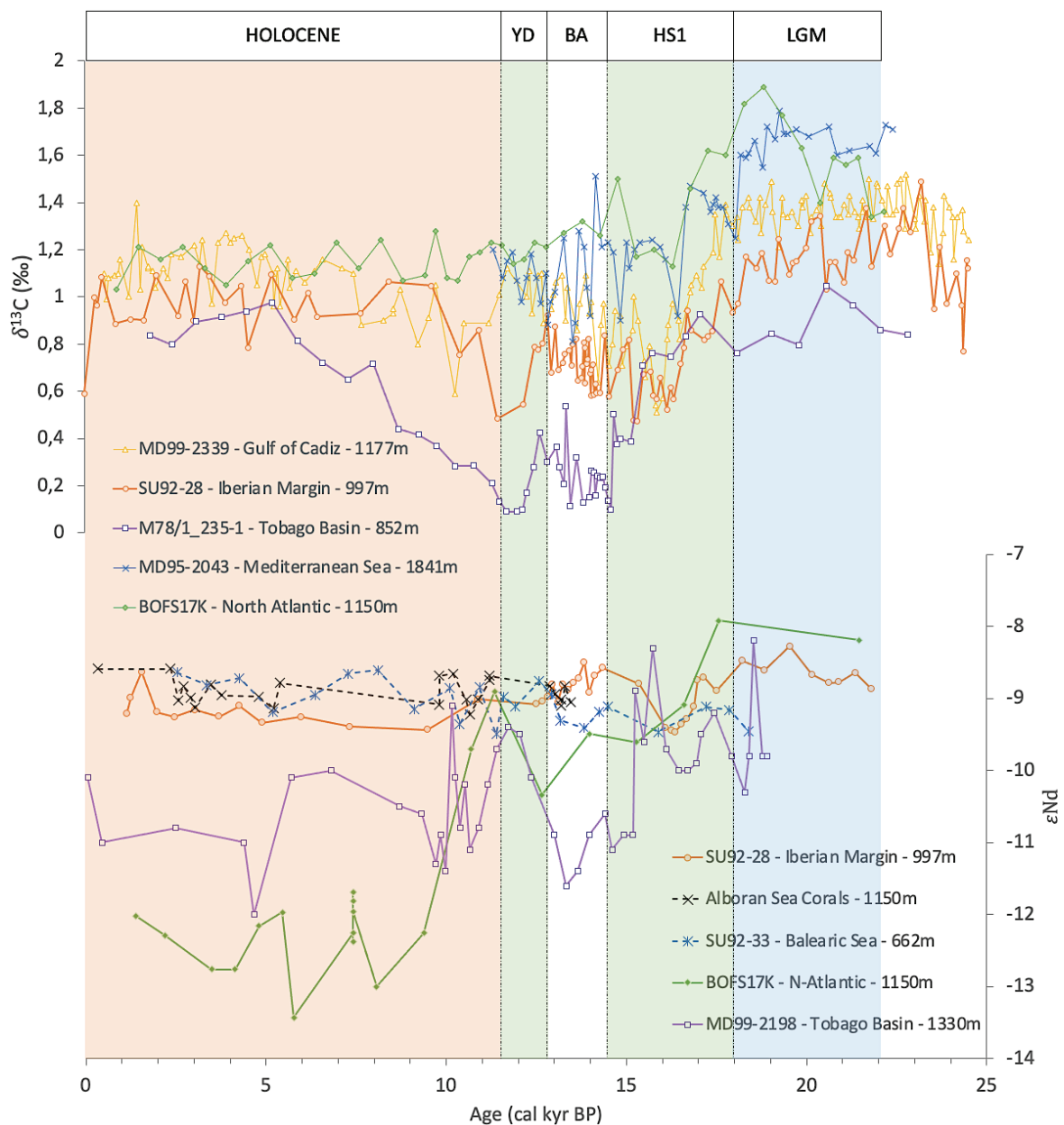


Figure 3. 7 : Comparison of benthic foraminifera $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd records of core SU92-28 with other published records. (A) $\delta^{13}\text{C}$ of sediment core SU92-28 (997m, orange circle, Iberian margin, this study), M78/1-235-1 (850 m, purple square, Tobago Basin, Poggemann et al., 2017), MD95-2043 (1841m, blue crosses, Mediterranean Sea, Cacho et al., 2006), MD99-2339 (1177 m, yellow triangle, Gulf of Cadiz, Voelker et al., 2006) and BOFS17K (1150m, green diamond, Roberts & Piotrowski, 2015). (B) ϵNd in the Iberian Margin of sediment core SU92-28 (997m, orange circle, this study), BOFS17K (1150m, green diamond, Roberts & Piotrowski, 2015), MD99-2198 (1330 m; purple square, from Pahnke et al., 2008), Alboran Sea Corals (see Fink et al., 2013 for more details) and core SU92-33 (662m, Balearic Sea, Dubois-Dauphin et al., 2017). LGM: Last Glacial Maximum; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas and BA: Bølling Allerød.

5.3. Variations in intermediate waters dynamics

Changes in the sources of the water masses have been characterized since the LGM through the $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd records but these proxies do not give any information about the dynamics and/or ventilation of these water masses, that can be reconstructed with the benthic foraminiferal assemblages, the $\text{D}^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ as well as the calculated oxygen concentrations (Figure 3.8).

First, we calculated the past dissolved oxygen concentrations by using the $\delta^{13}\text{C}$ difference between *G. affinis* and *C. pachyderma* following the linear relationship equation of Hoogakker et al. (2015):

$$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{bw-ab}_{\text{pw}}} = 0,00772 \times (\text{dissolved oxygen concentration}) + 0,41446$$

This equation has been established by using the $\delta^{13}\text{C}$ of *C. wuellerstorfi*, and thus, the values of the oxygen concentrations reconstructed in this study must be carefully considered. As the $\delta^{13}\text{C}$ values of *C. wuellerstorfi* seem to be higher than the $\delta^{13}\text{C}$ of *C. pachyderma* during the LGM, this would induce even higher oxygen concentrations than those calculated with the $\delta^{13}\text{C}$ of *C. pachyderma*. This consideration will not change the interpretation of the reconstructed oxygen concentrations since the higher values occur during the LGM (and would be even higher if we used the $\delta^{13}\text{C}$ values of *C. wuellerstorfi*). During the LGM, the values show the highest oxygen concentrations of the last 30 ka, with values around $236 \pm 31 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (n=13). During the HS1, the values decrease to a minimum of $142 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ at 15.2 cal kyr BP. Then, during the BA, the oxygen concentrations increased again and stabilized around an average of $185 \pm 14 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (n=15). During the YD, a second oxygen concentration minima is observed ($129 \mu\text{mol.kg}^{-1}$) at 12.1 cal kyr BP. Finally, during the Holocene, the values gradually increase again and stabilize around an average of $208 \pm 20 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (n=13).

During the LGM and prior to ~ 18 cal kyr BP, high $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd values have suggested a study site bathed by a water mass from the North, that could be well-ventilated, young and/or nutrient-depleted. This is in agreement with the presence of the foraminiferal group 1 (epifauna) which lives on the sediment-water interface. Indeed, the occurrence of genus such as *C. pachyderma* and *Cassidulina spp.* is dependent on oxygen concentration (Nardelli et al., 2014) and is extremely sensitive to food quality, only feeding labile and fresh organic matter

(Altenbach and Sarnthein, 1989). The highest relative abundance of this group 1 (~29%) as well as the maximum oxygen concentration (average value of $236 \mu\text{mol.kg}^{-1}$) both occur during the LGM (Figure 3.8c et 3.8e), reinforcing the interpretation for an active north Atlantic circulation during the LGM. The lack of $\text{D}^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ data at site SU92-28 does not allow us to support these results at the LGM, on the other hand in the western Atlantic Ocean the core GS07-150-17/1GC-A ($04^{\circ}12.98'S$, $37^{\circ}04.52' W$, 1000 m depth; Freeman et al., 2015 ; Figure 3.1) shows a significant decrease in age shift $\text{D}^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ occurs during the LGM from 327 years to 19.2 ka at 51 years at 18.4 ka reflecting the input of well-ventilated and young water masses in the tropical western Atlantic in good agreement with the presence of GNAIW (van Aken, 2000b). This is also consistent with previous work by (Skinner et al., 2021), who examined radiocarbon ventilation gradients across the Atlantic Basin, between the Iberian or Brazilian margins and the Southern Ocean, and found that a positive radiocarbon ventilation gradient (older in the south and younger in the north, as in the modern ocean) is clearly expressed during the LGM. Meridian gradients of radiocarbon ventilation are also consistent with Atlantic $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ records from the North Atlantic Ocean (ODP Site 1063, $33^{\circ}41'N$, $57^{\circ}37'W$, 4584m, Böhm et al., 2015 and core OCE326-5GGC, $33^{\circ}42'N$, $57^{\circ}35'W$, 4550m, McManus et al., 2004, Figure 1), suggesting active GNAIW export during the LGM at least at intermediate depths. The LGM thus seems to only receive contributions from the GNAIW without any MSW contribution, which is nevertheless very present in the modern ocean. One possible explanation is that the lowered sea level would have resulted in a narrowing of the geometry of the Strait of Gibraltar and therefore a reduction in the maximum possible flow volumes (Bryden & Stommel, 1984; Zahn et al., 1997). However, several studies indicate the presence of sandy contourite deposits and high benthic $\delta^{13}\text{C}$ values in cores located at the out of the Gulf of Cadiz which supports an enhanced MOW flux during the LGM. However, the increase in density due to the decrease in water temperature and the increase in salinity of the Mediterranean Sea (Thiede, 1978; Thunell & Williams, 1989; Zahn et al., 1997) would have forced the glacial MOW to sink to a greater depth than today (about 1700 to 2000 m) (Rogerson et al., 2005; Schönfeld & Zahn, 2000; Stow et al., 1986; Vergnaud-Grazzini et al., 1989; Zahn et al., 1987).

At the core SU92-28 site, the combined $\delta^{13}\text{C}$ - ϵNd records (Figure 3.7) also revealed the contribution of MSW during HS1 and YD. Compared to the LGM, this incursion is the consequence of a change in the density of the MSW during the Last Deglaciation. Indeed, the increased freshwaters from the continents and the melting of Alpine glaciers have lowered the

Mediterranean salinities and therefore the density of the outgoing MSW (Voelker et al., 2006). Therefore, the increased buoyancy likely allowed the main MCW current to move to shallower depths than observed during the LGM (Louarn & Morin, 2011; Rogerson et al., 2005; Salgueiro et al., 2014; Voelker et al., 2006) thus allowing their flowing at core SU92-28 depth. During the HS1 and the YD, the oligotrophic group 1 is replaced (HS1: ~16% and YD: ~13%; Figure 3.8d) by the mesotrophic to eutrophic group 2 (HS1 = ~31%; YD = ~29%; Figure 3.8d). This second group (Figure 3.5b and 3.8d) includes the shallow (*U.peregrina parva*) and intermediate and deep (*M.affinis* and *Globobulimina.spp.*, respectively) infauna. Shallow infaunal species have been described from a wide variety of mesotrophic to eutrophic contexts, showing a slightly higher tolerance for low quality organic matter and low oxygen concentrations. However, they require an exported labile organic flux of at least 2.5 g C.m⁻².yr⁻¹ (Corliss, 1991; Corliss and Emerson, 1990; Lutze and Coulbourn, 1984; Morigi, 2001; Rijk et al., 2000). *M. affinis* is present in the lower part of the oxic zone, where the production of nitrates occurs (by nitrifying bacteria), while *G. affinis* is in the upper part of the totally anoxic zone, where the reduction of nitrates occurs. Both species are dependent on aerobic and anaerobic bacterial stocks, degrading more or less refractory organic matter. Both species feed either directly on bacterial stocks (Kitazato, 1994; Lee et al., 1979; Thomsen and Altenbach, 1993), or feed on breakage products. Fontanier et al. (2002) assume that most of the labile components will be consumed in the well-oxygenated upper centimeter of the sediment and will not reach the depth where *M. barleeanus* and *G. affinis* live. The occurrence of these taxa suggests a less well-ventilated environment (poorer in oxygen), with greater contributions of organic matter (labile and refractory) than during the LGM (Caralp, 1989; Licari and Mackensen, 2005; Linke and Lutze, 1993; Schmiedl et al., 2000). This scenario is further supported by the increase in D¹⁴C_{B-P} values at the site SU92-28 from 264 yrs at 18.2 cal kyr BP to 421 yrs at 14.3 cal kyr BP during HS1 and from 13 yrs at 13.0 cal kyr BP during BA to 233 yrs at 12.5 cal kyr BP during the YD (Table 3.2). The variations of the D¹⁴C_{B-P}, as well as the faunal variations are synchronous with the two minima of oxygen concentrations at 15.2 cal kyr BP (142μmol.kg⁻¹) and at 12.0 cal kyr BP (129μmol.kg⁻¹). The minimum oxygen concentration at 15.2 cal kyr BP, is recorded at the same time when the δ¹³C values of the SU92-28 core stand out from the values associated purely at AAIW (M78/1_235-1) probably meaning that the minimum oxygen is the result of mixing between two oxygen-depleted water masses: AAIW and MSW. All proxies tend to highlight a massive incursion of oxygen-poor AAIW and MSW and old AAIW. The HS1 and the YD are associated to a weakening or even a collapse of the AMOC (Böhm et al., 2015; McManus et al., 2004;

Figure 3.8a), promoting a warming of the Southern Hemisphere (Crowley, 1992; Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Seidov and Maslin, 2001) and sea ice retreat causing a strengthening of the upwelling of nutrient-rich CPDW that is the main driver of the nutrient content of the AAIW (Figure 8b). The highest contribution of AAIW at the study site is also evidenced by other records from the Iberian margin (core SHAK10-10K, 37°50.00'N, 09°30.65'W, 1127m, Skinner et al., 2021 and the Western Atlantic (core GS07-150-17/1GC-A, Freeman et al., 2015) (Figure 8d), for which the increase in the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ ages during the HS1 and the YD reflects the occurrence of a poorly ventilated and old water mass, in good agreement with a southern source.

During the BA, the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ ages of the Iberian Margin are as low as during the LGM (50 yrs) at Brezil Margin, and synchronous with a slight increase in oxygen concentrations of about $185 \pm 14 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ over the entire period. The records thus suggest that the study site could have been bathed by a relatively well-ventilated water mass, young but less depleted in nutrients than during the LGM and the Holocene periods, highlighting a mixing between Northern and Southern components. This hydrological change is also recorded by the slight decrease in the abundance of mesotrophic to eutrophic group 2 (~22%) to the relative benefit of oligotrophic group 1 (~18%) (Figure 3.8e). Moreover, the general pattern of the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ values observed on core SU92-28 is consistent with the global ventilation schema of the Atlantic Ocean as described by Freeman et al. (2015) and Skinner et al. (2021) (Figure 3.8d). They interpreted the vertical radiocarbon ventilation gradients across the Atlantic Basin as indicative of an active export of deep water from the North Atlantic during the LGM and the BA, by contrast to a collapsed or even reversed gradient during the HS1, corresponding to the shutdown of the NADW export at this time. This is also in agreement with the AMOC transport efficiency recorded by the $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ in the deep western Atlantic ocean (McManus et al., 2004) (Figure 3.8a), and consistent with the hypothesis of an extreme deepening of the AMOC in the Southern Ocean during the BA (Barker et al., 2010), leading to a change in the ventilation of intermediate waters of the North Atlantic as recorded by the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ ages, the $\delta^{13}\text{C}$ and the oxygen concentration.

Another pattern emerges during the Holocene, during which mesotrophic group 3 increases to values greater than 30% from 10.1 cal kyr BP. Mesotrophic to eutrophic group 2 also shows values above 17% from 10.1 cal kyr BP while oligotrophic group 1 drops from about 7% at 10.1 cal kyr BP to about 4% at 1, 1 cal kyr BP (Figure 8e). The third group (Figure 3.5c

and 3.8e) consists of shallow infaunal benthic foraminifera associated to various mesotrophic species under low oxygen conditions, with a strong dependence on high-quality organic matter (Fontanier et al., 2002). This observation is quite puzzling when considering the $\delta^{13}\text{C}$ increase ($\sim 0.9\text{‰}$), the low $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ ages (60yr at 10.0ka) as well as the increase in the oxygen concentrations of about $209\mu\text{mol.kg}^{-1}$ over the entire Holocene period, that would suggest a more oligotrophic environment, better adapted to Group 1 (Figure 3.8e). A possible explanation for this apparent discrepancy could be the collapse of the deep circulation observed in the Mediterranean Sea during the lower Holocene (Kuhnt et al., 2008; Gerhard Schmiedl et al., 2010; Samuel Toucanne et al., 2012), synchronous with the deposition of sapropel S1 from 10.2 to 6.4 cal kyr BP (Mercone et al., 2000). Indeed, the reduced deep convection in the western Mediterranean Sea (Rogerson et al., 2008) led to dysoxic conditions consistent with the absence of epibenthic foraminifera such as group 1 (Figure 3.8e) after 11 cal ka BP (Sierro et al., 2005). A supply of MCW laterally advected high-quality organic matter, leading to the living conditions adapted for shallow endobenthic species (such as *U.peregrina* and *M.affinis*). In this case, the increase in $\delta^{13}\text{C}$ and especially the drastic decrease in the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ ages recorded by the GS07 core during the Holocene (Figure 3.7 and 3.8d) could be the consequence of an intense recovery of a global well-ventilated AMOC (Barker et al., 2009; McManus et al., 2004; Muscheler et al., 2004; Skinner et al., 2003; Thiagarajan et al., 2014). The reinvigoration of the AMOC have quickly propagated to the deep Southern Ocean (Barker et al., 2009; Skinner et al., 2013; Waelbroeck et al., 2011), causing the entire Atlantic Ocean basin to rapidly become as well-ventilated as today as soon as at the beginning of the Holocene (after ~ 10 kyr). This interpretation is consistent with other records of $\delta^{13}\text{C}$ (Poggemann et al., 2017; Skinner et al., 2021; Figure 3.7), ϵNd isotopes (Skinner et al., 2013) as well as sedimentary $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (Gherardi et al., 2009; McManus et al., 2004; Figure 3.8a), suggesting strong connections between the Atlantic circulation and the Southern Ocean dynamics, and a quick reorganization to the modern mode shortly after the YD (Ferrari et al., 2014). All our records thus suggest that core SU92-28 site is bathed since the beginning of the Holocene by a mixture between a low proportion of nutrient-rich, more radiogenic AAIW with a high MSW contribution and part of NCW, reflecting the modern observations as defined by Louarn & Morin, (2011) in the Gulf of Cadiz. Our records also provide additional evidence for the reconnection of shallow and deep Atlantic overturning cells and their relationships with the Southern Ocean dynamics, in agreement with the results of circulation changes inferred by Ferrari et al. (2014).

Chapitre 3 : Changes in the sources and dynamics of intermediate water masses in the Northeastern Atlantic Ocean over the past 25ka from foraminiferal geochemical and assemblage records

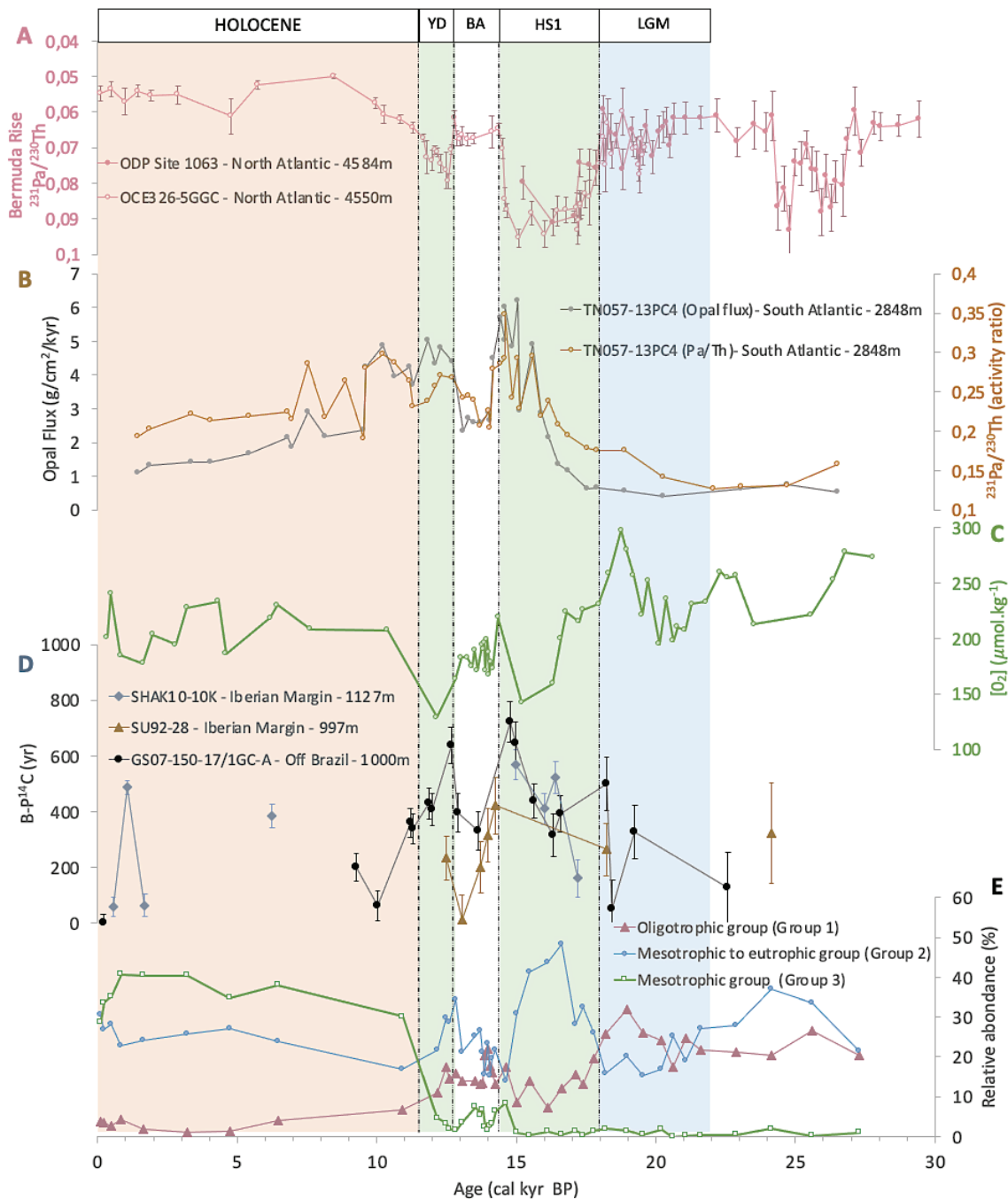


Figure 3. 8 : Intermediate water mass evolution of the E- and W-Atlantic compared to N- and S-Atlantic circulation records over the last 30 ka. (A) Pa/Th records of N-Atlantic sediment core ODP Site 1063 (Böhm et al., 2015a; McManus et al., 2004) indicating N-Atlantic overturning strength. (B) Opal flux (grey) and Pa/Th (brown) records of S-Atlantic sediment core TN057-13 showing upwelling changes of nutrient-rich CPDW (Anderson et al., 2009). (C) Oxygen concentration obtained by estimating the $\Delta\delta^{13}C_{bw-ab_{pw}}$ using data $\delta^{13}C$ of *C.pachyderma* and *G.affinis* (see details in the text) from core SU92-28 (this study). (D) Deglacial deep-water radiocarbon ventilation records ($D^{14}C$ B-P age offset) from the Iberian (SU92-28, brown triangle, this study; SHAK10-10K, blue diamond, Skinner et al., 2021) and Brazilian (GS07-150-17/1GC-A, black circle, Skinner et al., 2021) margins. (E) Benthic assemblages following ecological preferences. The oligotrophic group 1 (pink triangles) is represented by *Cibicides pachyderma* and *Cassidulina* spp. The mesotrophic to eutrophic group 2 (blue circles) is represented by *Uvigerina peregrina*, *Melonis affinis* and *Globobulimina* spp. The mesotrophic group 3 (green squares) is represented by *Bulimina striata*, *Nuttalides umbonifer* and *Planulina ariminensis*.

Conclusion

Stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$), radiocarbon age (^{14}C), and Nd isotopes (ϵNd) records as well as faunal reconstructions were obtained from benthic foraminifera from core SU92-28, located at the Iberian margin, south of Portugal at 997 m water depth, in order to reconstruct the sources and dynamics of intermediate water masses in the northeastern Atlantic Ocean over the last 30ka. All records combined highlighted that: 1) during the LGM, we identified a well-ventilated and nutrient-poor intermediate water mass, with the highest oxygen concentrations recorded associated with relatively low $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ ages according to other western Atlantic records, consistent with the oligotrophic faunas highly represented during this period. The ϵNd values associated with the $\delta^{13}\text{C}$ signatures clearly show a site dominated by an exclusively northern component (GNAIW), with no contribution from Mediterranean waters neither from the South. 2) During the HS1 and YD events of the Last Deglaciation, significant shifts towards faunas more adapted to mesotrophic to eutrophic environments occurred, associated with an important decrease in the oxygen concentration, and of the $\delta^{13}\text{C}$ and ϵNd values and an increase of $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ ages. All records converge to an expansion of a southern-sourced water mass (AAIW) towards the Northeast Atlantic, with a contribution of Mediterranean waters. 3) Finally, the BA and Holocene are both periods characterized by an invigoration of the AMOC as indicated by a decrease in $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ ages, an increase in benthic $\delta^{13}\text{C}$ values and in oxygen concentrations, and changes in ϵNd values. However, during the Holocene, the site is dominated by mesotrophic to eutrophic faunas that we interpreted as reflecting the occurrence of the sapropel 1 in the Mediterranean Sea. The obtained records from the Gulf of Cadiz provide new evidence for the strong relationships between the mode of the Atlantic circulation with the Southern Ocean dynamics.

Acknowledgments

The authors want to thank the the INSU-LEFE-IMAGO-RIAD project for funding this research.

Supplementary informations (Tables)

*Table S3.1. Stable isotope data (per mil versus PDB) from the core SU92-28 of *Cibicides pachyderma* and *Globobulimina affinis* (without *An Boelaert* data)*

Table S3.2. ϵNd values obtained from planktonic foraminifera samples collected from sediment core SU92-28.

Table S3.3. SU92-28 core Diversity Index

Chapitre 3 : Changes in the sources and dynamics of intermediate water masses in the Northeastern Atlantic Ocean over the past 25ka from foraminiferal geochemical and assemblage records

Depth (cm)	Age (ka BP)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ versus PDB)		$\delta^{13}\text{C}$ (‰ versus PDB)	
		<i>Cibicides pachyderma</i>	<i>Globobulimina affinis</i>	<i>Cibicides pachyderma</i>	<i>Globobulimina affinis</i>
12-13	0,36	1,44	2,16	0,96	-0,97
12-13	0,36		2,20		-1,04
16-18	0,49	1,41	2,28	1,08	-1,30
16-18	0,49		2,19		-1,10
16-18	0,49		2,00		-1,09
29-30	0,83		2,23		-0,96
38-40	1,64		2,24		-0,88
42-44	1,99	1,54	2,18	1,09	-0,90
52-53	2,81	1,43	2,16	1,07	-0,85
56,5-57,5	3,21	1,49	2,15	1,13	-1,04
68-69	4,35	1,67	2,16	1,05	-1,17
70,5-72,5	4,60		2,03		-1,07
82,5-83,5	6,20	1,64	2,30	1,02	-1,08
84,5-85,5	6,46		2,10		-1,27
87,5-89	7,64	1,88	2,18	0,93	-1,09
92,5-93,5	9,62	1,89		1,05	
94-96	10,41	1,71	2,76	0,67	-1,26
94-96	10,41	1,91		0,84	
97-98	10,92	1,85		0,86	
103-104	12,16	1,92	3,01	0,55	-0,87
103-104	12,16		3,05		-0,86
107-108	12,59	2,41		0,78	
112,5-113,5	12,84	2,39	3,17	0,96	-0,75
112,5-113,5	12,84	2,26		0,90	
117-118	13,04	2,45	3,09	0,87	-0,97
117-118	13,04		3,12		-0,93
123-124	13,26	2,22	3,00	0,72	-1,10
128-129	13,44	2,21	3,05	0,77	-0,99
130,5-131,5	13,53	2,28	2,86	0,80	-1,08
133-134	13,62	2,13	2,73	0,82	-1,06
133-134	13,62		3,04		-0,82
141-142	13,81	2,25	2,99	0,71	-1,20
143-144	13,84	2,37	2,94	0,81	-1,08
145,5-146,5	13,88	2,40	3,08	0,79	-1,15
147,5-148,5	13,92	2,10	3,02	0,72	-1,02
151-152	13,97	2,31	3,08	0,82	-1,12
153,5-154,5	14,02	2,45	3,03	0,68	-1,22
153,5-154,5	14,02		3,02		-1,15
155,5-156,5	14,03	2,30	2,98	0,76	-1,02
155,5-156,5	14,03	2,25		0,59	
158-159	14,09	2,32	3,07	0,71	-1,08
163-164	14,18	2,24	3,57	0,63	-1,15
163-164	14,18		3,04		-1,04
163-164	14,18		3,14		-1,26
168-169	14,42	2,27	3,19	0,84	-1,27
178-179	15,21	2,61	3,34	0,48	-1,04
190,5-191,5	16,33	2,83	3,48	0,57	-1,08
193,5-194,5	16,61	3,18	3,78	0,78	-1,18
195,5-196,5	16,80	3,23	4,07	0,86	-1,28
200,5-201,5	17,27	3,25	4,09	0,83	-1,24
202-203	17,41	3,21	4,29	0,86	-1,30
208-209	17,97	3,39	4,26	0,94	-1,20
208-209	17,97		4,34		-1,33
210,5-214	18,34	3,50	4,28	1,19	-1,24
210,5-214	18,34	3,49		1,15	
216-217	18,77	3,49	4,42	1,18	-1,53
218-219	18,98	3,49	4,48	1,07	-1,42
218-219	18,98		4,43		-1,58
220,5-221,5	19,23	3,43	4,30	1,25	-1,15
223,5-224,5	19,54	3,33	4,26	1,10	-1,03
225,5-226,5	19,74	3,32	4,18	1,15	-1,23
225,5-226,5	19,74		4,16		-1,19
228-229	20,14	3,35	3,64	1,32	-0,31
228-229	20,14		4,19		-0,93
228-229	20,14		4,23		-0,78
232-233	20,40	3,31	4,09	1,34	-0,89
233,5-234,5	20,65	3,01	3,54	1,15	-0,69
233,5-234,5	20,65		4,01		-0,91
236-237	20,80	3,24	4,04	1,18	-0,89
236-237	20,80	3,08	4,05	1,12	-0,95
238,5-239,5	21,06	3,27	4,05	1,06	-0,95
241-242	21,31	3,29	4,01	1,16	-1,17
246-247	21,82	3,22	4,10	1,13	-1,09
251-252	22,33	3,39	4,19	1,18	-1,24
253,5-254,5	22,58	3,32	4,06	1,29	-1,09
256,5-257,5	22,89	3,36	4,31	1,28	-1,12
263-264	23,55	2,77	4,02	0,95	-1,11
272-273	24,35	3,32		0,77	
274-275	24,49	3,43		1,12	
277-278	24,80	3,19		1,21	
282,5-283,5	25,59	3,36	4,17	1,23	-0,89
288-289	26,37	3,14	4,38	1,24	-1,13
291-292	26,80	3,42	4,31	1,23	-1,33
298-299	27,80	3,26	4,20	1,28	-1,24
298-299	27,80		4,26		-1,24

Table S3.1

Chapitre 3 : Changes in the sources and dynamics of intermediate water masses in the Northeastern Atlantic Ocean over the past 25ka from foraminiferal geochemical and assemblage records

Depth (cm)	Calendar age (cal kyr BP)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	± 2 sigma	ϵNd	± 2 sigma
3-5	0,11	0,512165	0,000008	-9,22	0,15
12-13	0,36	0,512177	0,000009	-8,99	0,18
23-24	0,67	0,512195	0,000008	-8,63	0,16
34-35	1,25	0,512167	0,000009	-9,19	0,17
42-44	1,99	0,512163	0,000008	-9,26	0,16
52-53	2,81	0,512168	0,000008	-9,16	0,16
61-63	3,64	0,512164	0,000014	-9,25	0,27
68-69	4,35	0,512171	0,000009	-9,11	0,17
74,5-75,5	5,18	0,512159	0,000008	-9,34	0,16
82,5-83,5	6,20	0,512163	0,000008	-9,26	0,16
87,5-88,5	7,64	0,512156	0,000010	-9,39	0,19
94-96	10,41	0,512154	0,000008	-9,43	0,16
99,5-100,5	11,44	0,512176	0,000008	-9,01	0,16
105-106	12,47	0,512172	0,000009	-9,08	0,17
110-111	12,70	0,512174	0,000008	-9,04	0,15
115-116	12,93	0,512178	0,000008	-8,98	0,16
120-121	13,13	0,512186	0,000009	-8,81	0,18
126-127	13,31	0,512186	0,000010	-8,81	0,20
130,5-131,5	13,53	0,512183	0,000009	-8,88	0,18
136-137	13,72	0,512188	0,000010	-8,78	0,19
141-142	13,81	0,512191	0,000011	-8,72	0,21
145,5-146,5	13,88	0,512202	0,000010	-8,50	0,20
151-152	13,97	0,512181	0,000015	-8,92	0,29
155,5-156,5	14,05	0,512193	0,000018	-8,69	0,36
160,5-161,5	14,14	0,512198	0,000014	-8,58	0,27
166-167	14,26	0,512187	0,000013	-8,80	0,26
170,5-171,5	14,62	0,512156	0,000013	-9,41	0,25
175,5-176,5	15,01	0,512153	0,000015	-9,45	0,29
180,5-181,5	15,41	0,512153	0,000009	-9,47	0,18
183,5-185	15,68	0,512158	0,000009	-9,36	0,17
188,5-189,5	16,15	0,512162	0,000009	-9,29	0,18
193,5-194,5	16,61	0,512171	0,000009	-9,11	0,18
199-200	17,13	0,512190	0,000009	-8,74	0,18
202-203	17,41	0,512192	0,000009	-8,71	0,18
206-207	17,79	0,512182	0,000009	-8,89	0,18
210,5-211,5	18,22	0,512203	0,000009	-8,48	0,18
216-217	18,77	0,512197	0,000010	-8,61	0,20
220,5-221,5	19,23	0,512214	0,000010	-8,28	0,19
225,5-226,5	19,74	0,512194	0,000009	-8,67	0,18
230-231	20,20	0,512187	0,000009	-8,79	0,18
233,5-234	20,60	0,512188	0,000009	-8,77	0,18
236-237	20,80	0,512195	0,000009	-8,65	0,18
241-242	21,31	0,512183	0,000011	-8,87	0,22
246-247	21,82	0,512186	0,000012	-8,83	0,23
251-252	22,33	0,512179	0,000009	-8,95	0,18
256,5-257,5	22,89	0,512177	0,000010	-8,99	0,19
263-264	23,55	0,512187	0,000010	-8,80	0,19
269-270	24,14	0,512174	0,000009	-9,05	0,18
276-277	24,59	0,512179	0,000012	-8,96	0,23
282,5-283,5	25,59	0,512184	0,000010	-8,86	0,20
288-289	26,37	0,512191	0,000009	-8,71	0,18
294,5-295,5	27,30	0,512188	0,000009	-8,78	0,18

Table S3.2

Chapitre 3 : Changes in the sources and dynamics of intermediate water masses in the Northeastern Atlantic Ocean over the past 25ka from foraminiferal geochemical and assemblage records

Depth (cm)	3-5	7-9	16-18	29-30	38-40	56.5-57.5	70.5-72.5	84.5-85.5	97-98	103-104	105-106	107-108	112.5-113.5	117-118	130.5-131.5	136-137	141-142	145.5-146.5	151-152	155.5-156.5	160.5-161.5
Age (ka BP)	0.11	0.23	0.49	0.84	1.64	3.21	4.60	6.46	10.92	12.16	12.47	12.59	12.84	13.04	13.53	13.72	13.81	13.88	13.97	14.05	14.14
Trka_S	56	47	38	44	49	42	39	48	42	43	36	43	34	47	44	39	44	36	33	44	36
Individuals	454	602	299	611	380	395	266	320	274	308	482	319	358	371	452	348	371	469	445	491	300
Dominance_D	0.1197	0.1414	0.1416	0.1426	0.1787	0.1799	0.1057	0.1412	0.1021	0.06241	0.1028	0.078	0.1003	0.07621	0.08328	0.09138	0.08458	0.1041	0.09821	0.123	0.123
Simpson_1-D	0.8803	0.8586	0.8584	0.8574	0.8213	0.8201	0.8943	0.8588	0.8979	0.9376	0.8972	0.922	0.8997	0.9238	0.9167	0.9086	0.9154	0.8959	0.9018	0.877	0.8877
Shannon_H	2.74	2.68	2.573	2.621	2.526	2.454	2.742	2.677	2.84	3.161	2.742	3.009	2.73	3.088	2.949	2.869	2.939	2.692	2.681	2.618	2.637
Evenness_e^H/S	0.2766	0.3103	0.3449	0.3126	0.2551	0.277	0.398	0.303	0.4074	0.5486	0.4311	0.4714	0.4512	0.4667	0.4339	0.4516	0.4296	0.4099	0.4426	0.3116	0.3882
Brillouin	2.572	2.554	2.394	2.506	2.351	2.299	2.537	2.477	2.628	2.947	2.617	2.808	2.581	2.893	2.793	2.695	2.761	2.565	2.558	2.486	2.465
Mentouck	2.628	1.916	2.198	1.78	2.514	2.113	2.391	2.683	2.537	2.45	1.64	2.408	1.797	2.44	2.07	2.091	2.284	1.662	1.564	1.986	2.078
Margalef	8.99	7.187	6.491	6.703	8.081	6.857	6.806	8.148	7.304	7.33	5.665	7.285	5.612	7.775	7.033	6.493	7.268	5.69	5.248	6.939	6.136
Equitability_J	0.6807	0.6961	0.7074	0.6927	0.649	0.6565	0.7485	0.6916	0.7597	0.8404	0.7652	0.8001	0.7743	0.802	0.7794	0.783	0.7767	0.7511	0.7669	0.6919	0.736
Fisher_alpha	16.8	11.93	11.54	10.87	14.97	11.89	12.6	15.66	13.84	13.39	9.002	13.39	9.23	14.26	12.05	11.26	12.99	9.083	8.233	11.7	10.68
Berger-Parker	0.2445	0.314	0.2943	0.3208	0.2684	0.3646	0.1842	0.2969	0.2482	0.1266	0.2386	0.1724	0.2291	0.1725	0.1615	0.1839	0.1725	0.1727	0.1551	0.2464	0.18
Chao-1	98	51.5	51	51.86	77.88	51.43	45.6	79.63	70.5	47.09	39	48	37.5	60.2	45	42.11	53.75	39	36	66.67	44.25

Table S3.3

Chapitre 3 : Changes in the sources and dynamics of intermediate water masses in the Northeastern Atlantic Ocean over the past 25ka from foraminiferal geochemical and assemblage records

Depth (cm)	166-167	170.5-171.5	175.5-176.5	180.5-183.5	188.5-189.5	193.5-194.5	199-200	202-203	206-207	210.5-211.5	218-219	223.5-224.5	230-231	234-235	238.5-239.5	244-245	256.5-257.5	269-270	282.5-283.5	294.5-295.5	325-326
Age (ka BP)	14.26	14.62	15.01	15.49	16.15	16.61	17.13	17.41	17.79	18.22	18.98	19.54	20.20	20.60	21.06	21.62	22.89	24.14	25.59	27.30	31.81
Taxa S	40	46	35	33	39	34	39	32	36	36	33	43	41	29	35	32	42	32	41	42	61
Individuats	338	528	273	278	288	368	310	225	350	296	341	350	296	268	404	302	381	410	489	193	587
Dominance D	0.08149	0.07903	0.09804	0.126	0.1333	0.1072	0.08085	0.07883	0.08462	0.09176	0.09268	0.08026	0.08398	0.08671	0.0873	0.07883	0.0928	0.1117	0.1256	0.06891	0.1051
Simpson JD	0.9185	0.925	0.902	0.874	0.8667	0.8928	0.9191	0.9212	0.9154	0.9082	0.9073	0.9197	0.916	0.9133	0.9127	0.9212	0.9072	0.8883	0.8744	0.9311	0.8949
Shannon H	2.951	3.023	2.782	2.651	2.635	2.638	2.901	2.868	2.83	2.828	2.754	2.954	2.904	2.749	2.792	2.833	2.788	2.585	2.664	3.053	2.813
Evenness e ^{TH/S}	0.4783	0.4466	0.4616	0.4295	0.3576	0.4114	0.4664	0.55	0.4707	0.4696	0.4758	0.4463	0.4451	0.5387	0.4662	0.531	0.3869	0.4147	0.3501	0.504	0.2732
Briloun	2.768	2.88	2.593	2.475	2.448	2.497	2.714	2.657	2.669	2.645	2.601	2.77	2.705	2.58	2.653	2.667	2.627	2.463	2.532	2.77	2.667
Mentrick	2.176	2.002	2.118	1.979	2.298	1.772	2.215	2.133	1.924	2.092	1.787	2.298	2.383	1.771	1.741	1.841	2.152	1.58	1.854	3.023	2.518
Margalef	6.698	7.178	6.061	5.686	6.71	5.586	6.524	5.724	5.975	6.151	5.487	7.17	7.029	5.008	5.665	5.429	6.899	5.153	6.46	7.791	9.412
Equitability J	0.8001	0.7895	0.7826	0.7583	0.7193	0.7481	0.7918	0.8275	0.7897	0.7891	0.7876	0.7855	0.782	0.8163	0.7853	0.8174	0.746	0.746	0.7174	0.8167	0.6844
Fisher alpha	11.8	12.11	10.67	9.249	12.17	9.14	11.8	10.2	10.06	10.74	9.02	12.88	12.91	8.263	9.199	9.045	12.05	8.118	10.66	16.54	17.12
Berge-Pinker	0.1568	0.1686	0.2234	0.2986	0.3056	0.2038	0.1419	0.1556	0.1543	0.2061	0.1818	0.1429	0.152	0.1754	0.1584	0.1523	0.1575	0.2268	0.2474	0.1451	0.1823
Chao-1	42.8	76.33	51.5	49.5	56	41.86	50.14	45.75	41.14	45.17	45	58.17	61	36.2	42.5	41	64.67	41.17	48.86	84.17	90.25

Table S3.3 (suite)

Supplementary informations (Figures)

Figure S3.2. Shannon Index, Simpson Index and Equitability obtain on the totality of benthic foraminifera counted.

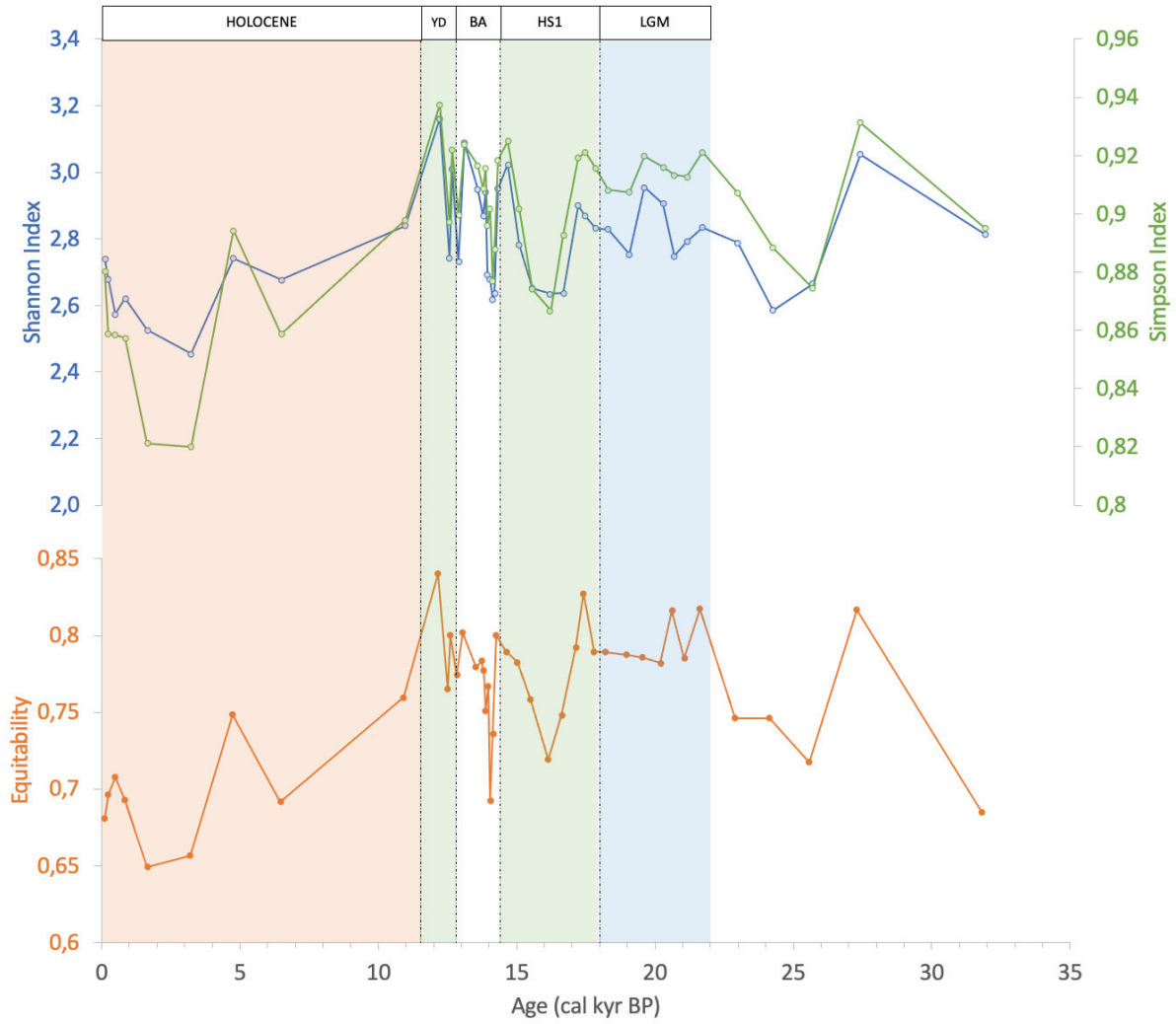


Fig. S3.1

Chapitre 3 : Changes in the sources and dynamics of intermediate water masses in the Northeastern Atlantic Ocean over the past 25ka from foraminiferal geochemical and assemblage records

Chapitre 4 :

Rapid deglacial injection of heat and nutrients in the Northeastern Atlantic Ocean from the Southern Ocean during the Heinrich Stadial 1

Solène POURTOUT¹, Sophie SEPULCRE¹, Frédéric HAURINE¹, Giuseppe SIANI¹,
Élisabeth MICHEL², Christophe COLIN¹.

1. Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS 91400 Orsay, France
2. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Ormes de Merisiers, bât 714, 91190 Saint-Aubin, France

Dans ce chapitre, sera présenté de nouveaux enregistrements de foraminifères benthiques Cd/Ca (Cd_w), Mg/Ca ($IWTMg/Ca$ et $IWTMg/Li$) et $\delta^{18}O$ (salinité) à partir de la carotte sédimentaire de la marge Ibérique (SU92-28). La combinaison de ces traceurs permettra de mieux comprendre les relations entre la dynamique des eaux de l'Atlantique Nord et de l'Océan Austral au cours de la dernière déglaciation mais aussi de mieux appréhender l'implication de la mer Méditerranée dans les variations de température océanique observées au cours des deux évènements froids de l'Hémisphère Nord.

Manuscript to be submitted soon

Abstract

As part of the return flow of the Atlantic Overturning Circulation, the Antarctic Intermediate Waters (AAIW) redistributes heat, salt and nutrients from the Southern Ocean to the North Atlantic and thus plays a key role in ocean-atmosphere exchanges. However, the dynamics of the AAIW during the Last Deglaciation remains unconstrained. We present new records, spanning the last deglacial, of benthic foraminifera Cd/Ca (Cd_w), Mg/Ca ($IWT_{Mg/Ca}$ and $IWT_{Mg/Li}$) and $\delta^{18}O$ (salinity) from a sediment core from the Iberian margin at 997m from the northeast Atlantic. Our data indicate a pronounced warming, an increase in nutrient concentrations (Cd_w) and an increase in salinity at intermediate water depth in the northeast Atlantic during the deglaciation period. More specifically, our data suggest that HS1 split into two phases. A first phase with the increased input of AAIW leading to the increase of Cd_w , lower salinities and the increase of temperatures at intermediate water depth, as a consequence of AMOC disturbances events that have resulted in pronounced heat accumulation at the surface of the Southern Ocean and increased intensity of the Southern Ocean deglacial upwelling. Then, a second phase, characterized by the invasion of MOW associated again with the increase in temperatures of greater amplitudes, higher salinities and a drop in Cd_w . Our data therefore suggest a rapid transfer of heat and nutrients to the NE Atlantic associated with an increased MOW input during HS1 and YD. This is clear evidence from the E-Atlantic Intermediate Depth that the deglacial reconnection of shallow and deep Atlantic overturning cells has indeed altered the AAIW nutrient budget and heat distribution across the Atlantic Ocean.

1. Introduction

The Atlantic Meridian Overturning Circulation (AMOC) plays a fundamental role in the redistribution of heat, carbon and nutrients in the global ocean, thus exerting a major influence on climate regulation (Zhang & Delworth, 2005). Today, the Atlantic overturn is primarily due to the formation of North Atlantic Deep Water (NADW) in the North Atlantic, which in turn receives contributions from the Antarctic Intermediate Waters (AAIW) (Talley, 2013).

In the past, most of the paleoceanographic work of the last decades has provided information on variations in the production of the North Atlantic deep waters (NADW), in particular highlighting important changes in the mode of circulation during the last glacial maximum (LGM) (Duplessy et al., 1980; Lippold et al., 2012; Lynch-Stieglitz et al., 2007) but also during the sudden events that punctuated the Last Deglaciation (Böhm et al., 2015a; Boyle & Keigwin, 1987; McManus et al., 2004; Piotrowski et al., 2005). In particular, they highlighted the reduction in convective depth of the AMOC which was limited to the upper 2 km of the water column during the LGM (Curry & Oppo, 2005; Howe et al., 2016; Keigwin, 2004; Marchitto & Broecker, 2006) or even its complete cessation during the cold climatic event of the Last Deglaciation (HS1), associated with episodes of iceberg releases (e.g., McManus et al., 2004; Ng et al., 2018). During the YD, Arctic meltwater discharges would have weakened the AMOC by >30% and thus triggered Young Dryas cooling (Condrón & Winsor, 2012) in the Northern Hemisphere. The observed decrease in AMOC strength has been particularly associated with NADW production and circulation (Broecker, 1994; Broecker & Denton, 1989; McManus et al., 2004). The variability in AMOC intensity was offset by significant changes in the intermediate and deep flows of other Atlantic water masses (Böhm et al., 2015a; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Roberts et al., 2010). However, the role of Antarctic Intermediate Waters (AAIW) in rapid climate change resulting from major AMOC reorganizations is poorly constrained and interpretations of the datasets are controversial (e.g., Came et al., 2008; Freeman et al., 2015; Gu et al., 2017; Huang et al., 2014; Pahnke et al., 2008; Poggemann et al., 2017; Sortor & Lund, 2011; Valley et al., 2017; Xie et al., 2012).

The AAIW is one of the major water masses contributing to the AMOC (W.S. Broecker & Takahashi, 1981), also providing an important source of nutrients and carbon to the North Atlantic (Palter & Lozier, 2008). Variations in its northward extension in the Atlantic are thus directly associated with the strength of the AMOC (Came et al., 2008; Oppo & Curry, 2012; Xie et al., 2012). During the LGM transition to the Holocene, when the AMOC underwent

major changes (e.g., Böhm et al., 2015a; McManus et al., 2004), modeling and proxy data suggest an accumulation of heat in the North Atlantic and in the Southern Ocean (Rühlemann et al., 1999; Schmidt et al., 2012; Toggweiler & Lea, 2010; Vellinga & Wood, 2002). Sea surface temperature (SST) reconstructions of the Southern Ocean for the Last Deglaciation show major warming during Northern Hemisphere cold events indicating a bipolar tilting mechanism between northern and southern high latitudes (e.g., Calvo et al., 2007; Kaiser et al., 2005; Lamy et al., 2007; Landais et al., 2018; Stenni et al., 2011). In parallel, the upwelling of ancient water masses isolated from the atmosphere during the LGM, rich in nutrients and carbon in the Southern Ocean (Anderson et al., 2009; Burke & Robinson, 2012) have triggered better ventilation and nutrient enrichment of AAIW (Burke & Robinson, 2012; Poggemann et al., 2017).

While variations in nutrient concentrations are relatively well referenced across the Atlantic Ocean at intermediate water depths, this is not the case for direct reconstructions of temperature and salinity. Previous studies have argued for the transfer of the surface temperature signature of the Southern Ocean via midwaters to northern latitudes (e.g., Kiefer et al., 2006; Romahn et al., 2014). Direct evidence of postulated warming from intermediate water records is lacking, however, and the processes controlling the evolution of intermediate temperature at northern latitudes remain unclear.

Here we present a mid-water reconstruction of Mg/Ca benthic foraminifera-based deglacial temperature and a high-resolution Cd/Ca-based reconstruction of nutrient concentrations in the northeast Atlantic. To support these two tracers, we will use salinity reconstructions based on the combination of calculated ratios of Mg/Li and $\delta^{18}\text{O}$ stable isotopes of benthic foraminifera. The foraminifera specimens were selected from the SU92-28 sediment core located at the Iberian margin off Cape Saint Vincent at a water depth of 997 m. Combined with reconstructed $\delta^{13}\text{C}$ stable isotope signatures (SU92-28 core) from benthic foraminifera, we are able to reconstruct the past variability of temperature, salinity and nutrient concentrations at 997m but also to reconstruct the variability in the penetration of intermediate southern waters to the North Atlantic Ocean and its possible relationship to changes in the mixing and circulation of Atlantic water masses.

2. Modern settings

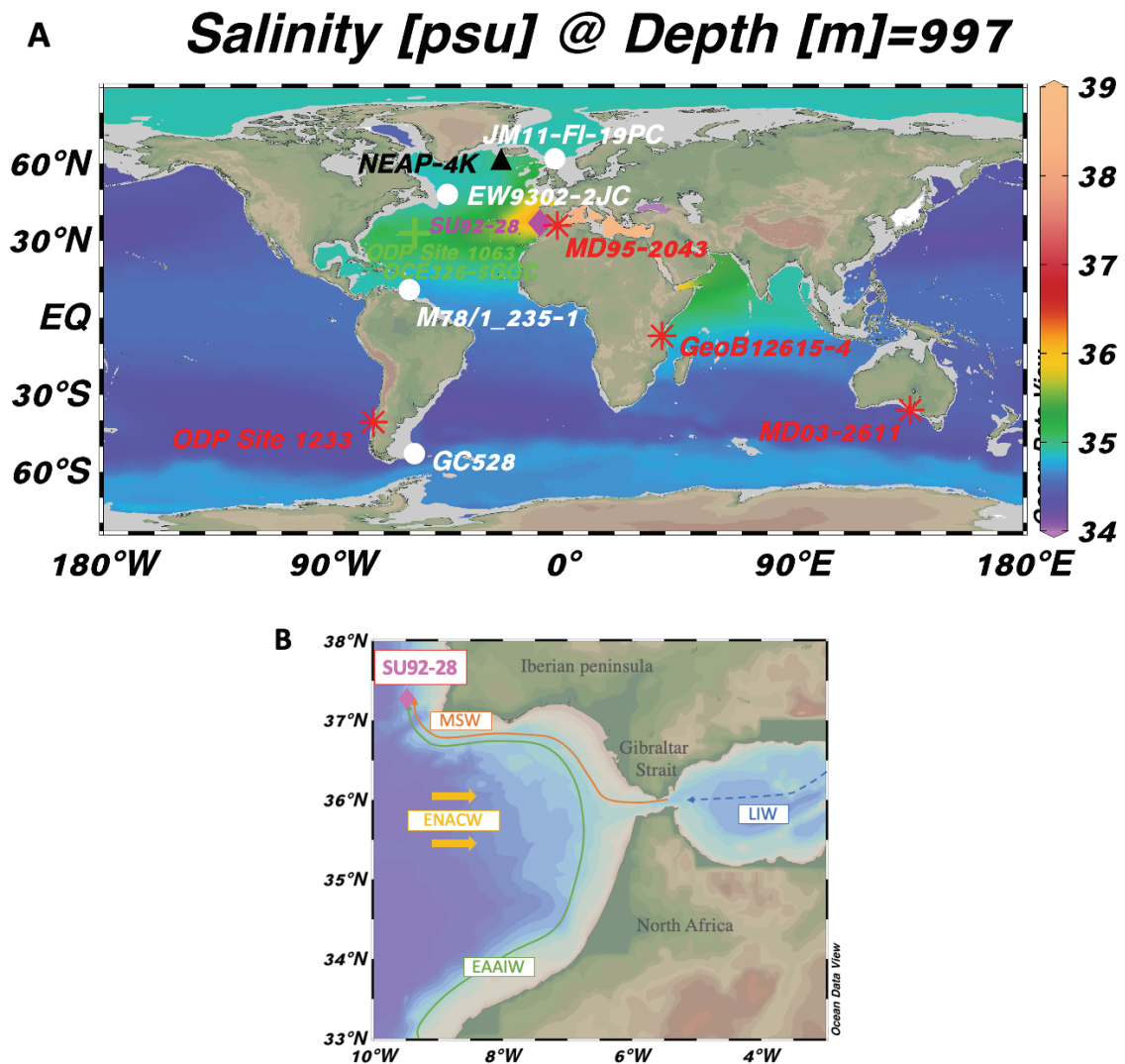


Figure 4. 1 : (a) Salinity (psu) contour map of the Atlantic Ocean at 997m water depth (Ocean Data View; WOCE Global Hydrographic Climatology data set). Symbols indicate core locations discussed in this article: pink diamond: core SU92-28, 37°05.56'N, 9°28.38'W, 997 m (this study) ; blue crosses: **Pa/Th** data of ODP Site 1063, 33°41'N, 57°37'W, 4584m (Böhm et al., 2015), core OCE326-5GGC, 33°42'N, 57°35'W, 4550m (McManus et al., 2004) ; white circles: **IWT** data of core GC528 53°0.46'S, 58°02.25'W, 598m (Roberts et al., 2016), core M78/ 1_235-1, 11°36.53'N, 60°57.86'W, 852 m (Poggemann et al., 2018), core JM11-FI-19PC, 62°49'N, 03°52'W, 1179m (Ezat et al., 2014), core EW9302-2JC, 48°47.70'N, 45°05.09'W, 1251m (Marcott et al., 2011) ; red star : **SST** data of core ODP Site 1233, 41°00.01'S; 74°26.99'W, 838m (Kaiser et al., 2005), core MD03-2611, 36°44'S, 136°33'E, 2420m (Calvo et al., 2007), core GeoB12615-4, 7°8'18"S; 39°50'27"E, 446m (Romahn et al., 2014), core MD95-2043, 36°8.6'N; 2°37'W, 1841m ; black triangles: $\delta^{13}\text{C}$ data of core M78/ 1_235-1, 11°36.53'N, 60°57.86'W, 852 m (Poggemann et al., 2017) and NEAP-4K, , 61°29.91'N, 24°10.33'W, 1627m (Rickaby & Elderfield, 2005). (b) Simplified distribution of intermediate water masses circulation with core SU92-28 location (brown diamond). EAAIW: East Antarctic Intermediate Water; ENACW: East North Atlantic Central Water; LIW: Levantine Intermediate Water; MSW: Mediterranean Overflow Water; MSW: Mediterranean Sea Water.

The Iberian Margin is in the Northeastern Atlantic (Figure 4.1) and it is the meeting point between the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean (Figures 4.1b and 4.2a).

In the Gulf of Cádiz, the surface waters are occupied by the Atlantic surface waters (SAW) characterized by warm temperatures ($\theta > 16^{\circ}\text{C}$; Figure 4.2b) and a high salinity ($S > 36,4$ psu ; Figure 4.2c) (Criado-Aldeanueva et al., 2006). Surface waters (<100m depth) have phosphate concentrations between 0 and $50 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Figure 4.2a, Liu & Tanhua, 2021).

Below the SAW, the Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) flows from west to east between 100 and 600 m of water depths (Figures 4.1b and 4.2a). This water mass is characterized by lower salinities ($S = 35,3-36,6$ psu ; Figure 4.2c) and potential temperatures ranging from 11°C to 16°C (Figure 4.2b, Criado-Aldeanueva et al., 2006; Louarn and Morin, 2011; Piepgras and Wasserburg, 1983). The phosphate concentration is about $0,58 \pm 0,24 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Figure 2a, Liu & Tanhua, 2021).

From 600 to 1500 m, the circulation in the Gulf of Cadiz margin is mainly influenced by the Mediterranean Overflow Water (MOW; Figure 4.1b, 4.2a), which is salty ($S \sim 36,9$ psu ; Figure 4.2c) and warm ($\theta \sim 13^{\circ}\text{C}$; Figure 2b) (Ambar et al., 1978; Ambar and Howe, 1979; Tachikawa et al., 2004). Phosphate concentrations are approximately around $0,74 \pm 0,11 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Figure 2a, Liu & Tanhua, 2021). It is formed in the Mediterranean Sea by a mixture of 90% of Levantine Intermediate Water (LIW) with a small part of Western Mediterranean Deep Water (WMDW) (Bryden and Stommel, 1984) (Figure 4.1b).

The physical properties of the MOW during the process of descending the Strait of Gibraltar are changed due to the entrainment of the ENACW. The resulting water mass is called Mediterranean Sea water (MSW ; $\theta = 12,6^{\circ}\text{C}$, $S \sim 36,5$ psu; van Aken, 2000a, 2000b) (Figure 4.2b). The MSW, moves from SE to NW along the South-Iberian slope (Figure 4.1b). Towards the West, the temperature, salinity and velocity of the MSW decrease. It then separated into an upper (MSW_U) and lower core layer (MSW_L) at 600–950 m and 1000–1500 m depth (Figure 4.2b and 4.2c, Fusco et al., 2008; Schönfeld and Zahn, 2000). The MSW_U is the narrowest branch of the MSW, representing the least dense current that flows northwestward parallel to the continental slope at depths between 600 and 950 m. It has a mean potential temperature of $13,7^{\circ}\text{C}$ (Figure 4.2b), a high salinity of $\sim 37,07$ psu (Figure 4.2c, Ambar et al., 1978; Ambar and Howe, 1979) and phosphate concentration around $0.5-0.7 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Figure 4.2a, Cabeçadas et al., 2002). The MSW_L is the main flow of the MSW, it flows parallel to the continental slope between 1000 m and 1500 m water depth. The MSW_L is characterized by a

potential temperature of 13,6° C (Figure 4.2b) and also a high salinity of ~ 37,42 psu (Figure 4.2c, Ambar, 1983; Ambar et al., 2002; Ambar and Howe, 1979; Howe et al., 1974; Reid, 1978; Zenk, 1975). The phosphate concentration is about de 0.7 à 1.2 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Figure 4.2a, Cabeçadas et al., 2002). According to Louarn and Morin (2011) the MSW_L contains today a mixture of different water masses such as : the MOW (outflowing vein of the Strait of Gibraltar, 40,6%), the ENACW (42,6%) and in a lesser proportion of the Eastern Antarctic Intermediate Waters (EAAIW) (12,9%) and the Labrador Sea Water (LSW) (3,9%).

The EAAIW enters in the Gulf of Cadiz in the southwestern part of the basin at intermediate water depths of about 1000m, along the continental shelf (Figure 4.1b). Once at the Strait of Gibraltar, the AAIW circulates offshore, pushed by the presence of the MOW to eventually emerge in the northwestern part over the lower core (MSW_L). During its northward penetration into the North Atlantic, the EAAIW is modified and characterized by low temperature ($\theta=9,6-10^{\circ}\text{C}$, Figure 2b), salinity values ($S \sim 35,65$ psu, Figure 4.2c) (Cabeçadas et al., 2002; Jeandel, 1993; Rickli et al., 2009; Stichel et al., 2012, 2015; Tachikawa et al., 1999) and high phosphate concentrations ($1,95\pm 0,11 \mu\text{mol.kg}^{-1}$, Figure 4.2a) (Liu & Tanhua, 2021).

From 1500 to 2500m and deeper than 2500m lie the Labrador Sea Water (LSW) and the Northeastern Atlantic Deep Water (NEADW), respectively (Figure 4.2a). The LSW is characterized by a cold temperature ($\theta \sim 4,5^{\circ}\text{C}$, Figure 4.2b), a low salinity ($S \sim 35,2$ psu, Figure 4.2c) and a low concentration in phosphate ($1,08\pm 0,06 \mu\text{mol.kg}^{-1}$, Figure 4.2a), such as the deeper NEADW ($\theta = 2,6-2,7^{\circ}\text{C}$; $S \sim 34,9$ psu; $1,11\pm 0,05 \mu\text{mol.kg}^{-1}$, Figure 4.2) (van Aken, 2000a; Liu & Tanhua, 2021).

In the modern Iberian Margin, the current primary productivity (PP) is associated with the strong seasonality of the West Iberian system mainly due to the annual cycle of atmospheric systems (Ausín et al., 2020; Salgueiro et al., 2014). Between April and October, the seasonal interaction between the Azores anticyclone (easterly winds), that is stronger and moves northward in summer, and the Iceland depression, weakened at the same period, governs the formation of favorable upwelling winds (north winds) off western Iberia (Fiùza et al., 1982). The predominant Equatorial winds observed in summer off the western Iberian Peninsula drive an offshore Ekman transport and force upwelling of colder, nutrient-rich deep-water along the coast. This wind-induced upwelling thus fertilizes the surface ocean and enhances PP (Relvas et al., 2007). From October to April, the prevailing winds become south-westerly due to the

development of the Island depression and the southward movement of the Azores anticyclone, thus favoring coastal downwelling (Peliz et al., 2005).

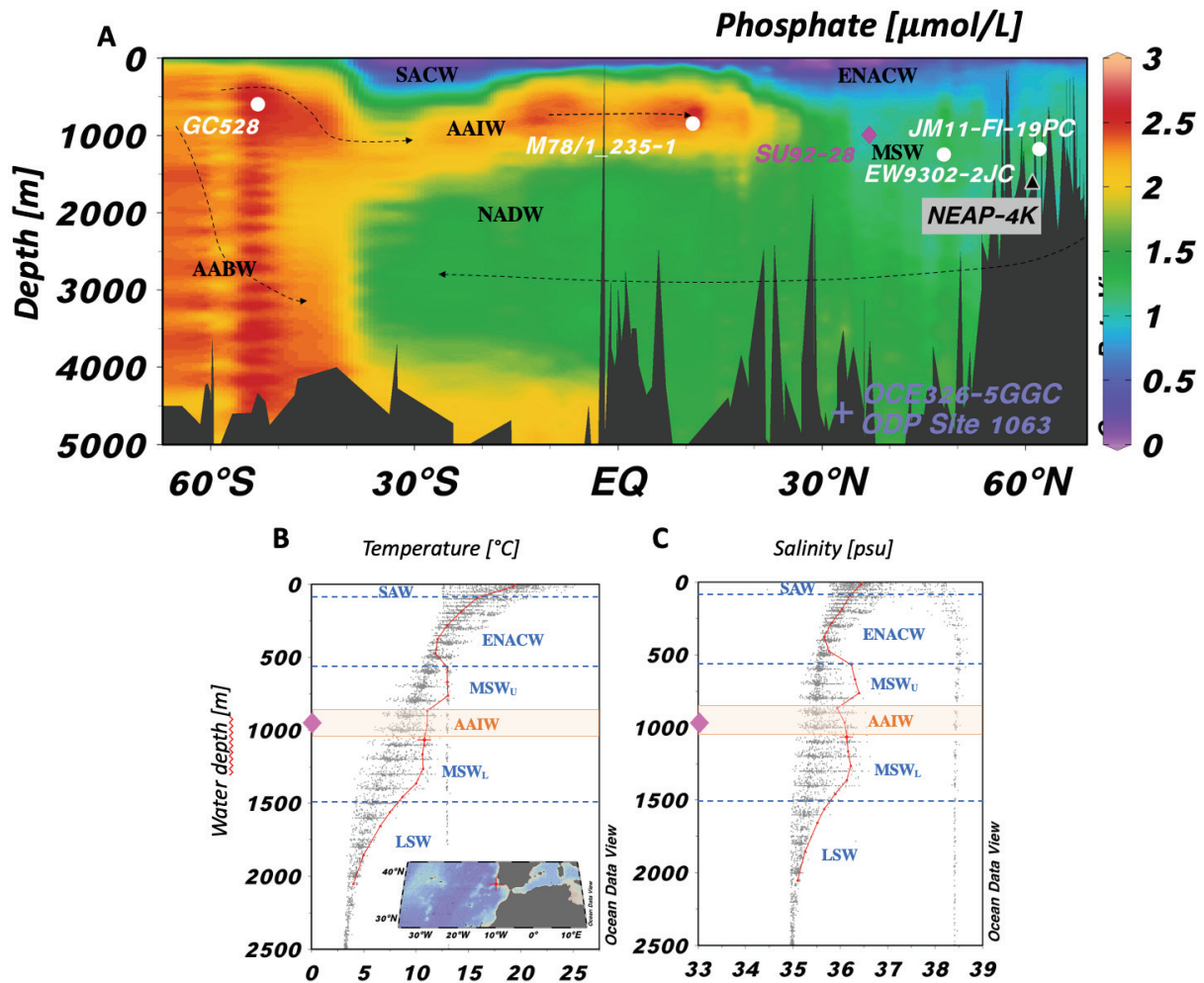


Figure 4. 2 : (a) Phosphate section ($\mu\text{mol/L}$) along a N-S cross-section of the Atlantic Ocean (Ocean View Data ; Reid and Mantyla data set) with labeled water masses (black) and the locations of reference sites (see details in the caption of Figure 1) and of core SU92-28 (brown diamond, this study). Vertical profiles of (b) potential temperatures and (c) salinity (Ocean View Data ; Reid and Mantyla data set, Station 3577, 37.15°N , 9.67°W , 970m) with the location of core SU92-28 (brown diamond). SACW: Southern Atlantic Central Water; SAW: Surface Atlantic Water; ENACW: East North Atlantic Central Water; MSW: Mediterranean Sea Water: Upper: MSW_U and Lower: MSW_L ; AAIW: Antarctic Intermediate Water; NADW: North Atlantic Deep Water and AABW: Antarctic Bottom Water.

3. Material and methods

3.1. Sediment core and age model

Core SU9228 was taken on the Portuguese margin, off Cape Saint-Vincent at a depth of 997 m during the PALEOCINAT II cruise (N/O Le Suroît). Hemipelagic sedimentation is currently under the influence of bottom currents, linked to the flow of Mediterranean waters. The marine sediment is composed of more or less carbonated homogeneous silty-clayey muds with intercalated contourite facies (Faugères et al., 1984; Stow et al., 1986). This core covers the last 40 ka with a first age model established by (Boelaert, 1998) from 17 AMS 14C dating points measured on planktonic foraminifera (*Globigerina bulloides*). The age model was built initially by calibrating the radiocarbon ages and by linear interpolation between the different dating points up to 30 ka. As part of this thesis, we established a new age model using the Oxcal calibration program (Bronk Ramsey, 2009a) according to INTCAL20 (Reimer et al., 2020). The ages obtained before calibration have been corrected by 400 years, to take account of the reservoir age of the surface waters of the North Atlantic (Bard et al., 1998) except for the period of HS1 where a correction of 800 years was been established (Siani et al., 2001).

Sedimentation rate of core SU9228 is highly variable, fluctuating between 9 and 30 cm/1000 years, because the sediments were not always deposited under the influence of Mediterranean waters during the Last Deglaciation, so there is significant hydrodynamic variability (Faugères et al., 1984). During the Holocene and between 15 and 30 ka, the accumulation rate is relatively low, between 9 and 10 cm/1000 years. Then, it raised during the Last Deglaciation, oscillating between 20 to 30 cm/1000 years. Given the sampling interval (2 to 2.5 cm on average), the temporal resolution of climate records varies from 200 to 300 years

3.2. Methods

3.2.1. Analytical protocols for elemental ratios

Mg/Ca, Li/Ca, and Cd/Ca elementary ratios were measured in the shells of the benthic epifaunal foraminifera *Cibicides pachyderma* and the shallow infauna *Uvigerina peregrina* or *Uvigerina mediterranea* (depending on their availability at each level) of core SU92-28.

Each sample contained between 2 and 34 benthic foraminifera taken from the >150µm fraction to reach a minimum weight of 250 µg. The applied cleaning procedure follows the “Cd-

cleaning” from Boyle & Keigwin (1985) and Boyle (1986) with some of the steps (“Mg-cleaning”) adapted lately by Barker et al. (2003). Briefly, the benthic foraminifera tests were carefully crushed between two glass plates under a binocular. The resulting fragmented foraminifera shells were ultrasonically-cleaned in ultrapure water and methanol to remove clays and they were treated by a reductive and an oxidative step to remove contaminants such as Mn-Fe oxide coatings and organic matter, respectively. The samples were then dissolved in 0.075N HNO₃ and analyzed using a high-resolution inductively coupled plasma mass spectrometer (HR-ICP-MS) Thermo Element XR single sector, located at the Geosciences Paris- Saclay (GEOPS, Paris-Saclay University, France). Duplicate analyzes were performed when possible.

The sensitivity of the instrument was daily optimized using 100 ppt tuning standard solutions. Considering the limited amount of solution obtained after dissolution of the foraminifera samples, a high efficiency PFA MicroFlow nebulizer (ES-2000-3503-080) was used and resulted in an absorption rate of 50 µl/min. The procedures are similar to the method described in Ma et al. (2020, 2022) following Yu et al. (2005). Sample aliquots were first analyzed to determine the Ca concentrations as well as the elements used to track the efficiency of the cleaning procedure (such as Fe, Si, Al and Mn, see “Results”) in the samples. The sample solutions were systematically adjusted to 5, 10, 20, 30 or 40 ppm of Ca by dilution with 0.1 N HNO₃ depending on the concentration of Ca available in the sample (itself dependent the mass of the sample). The regular analysis of the acid (0.1 N HNO₃) used to dilute the standards and samples was also analyzed to correct all raw intensities (including standards) from the blank (De Villiers et al., 2002; Yu et al., 2005). One scoop requires 1ml of solution.

4. Results

4.1. Elementary ratios

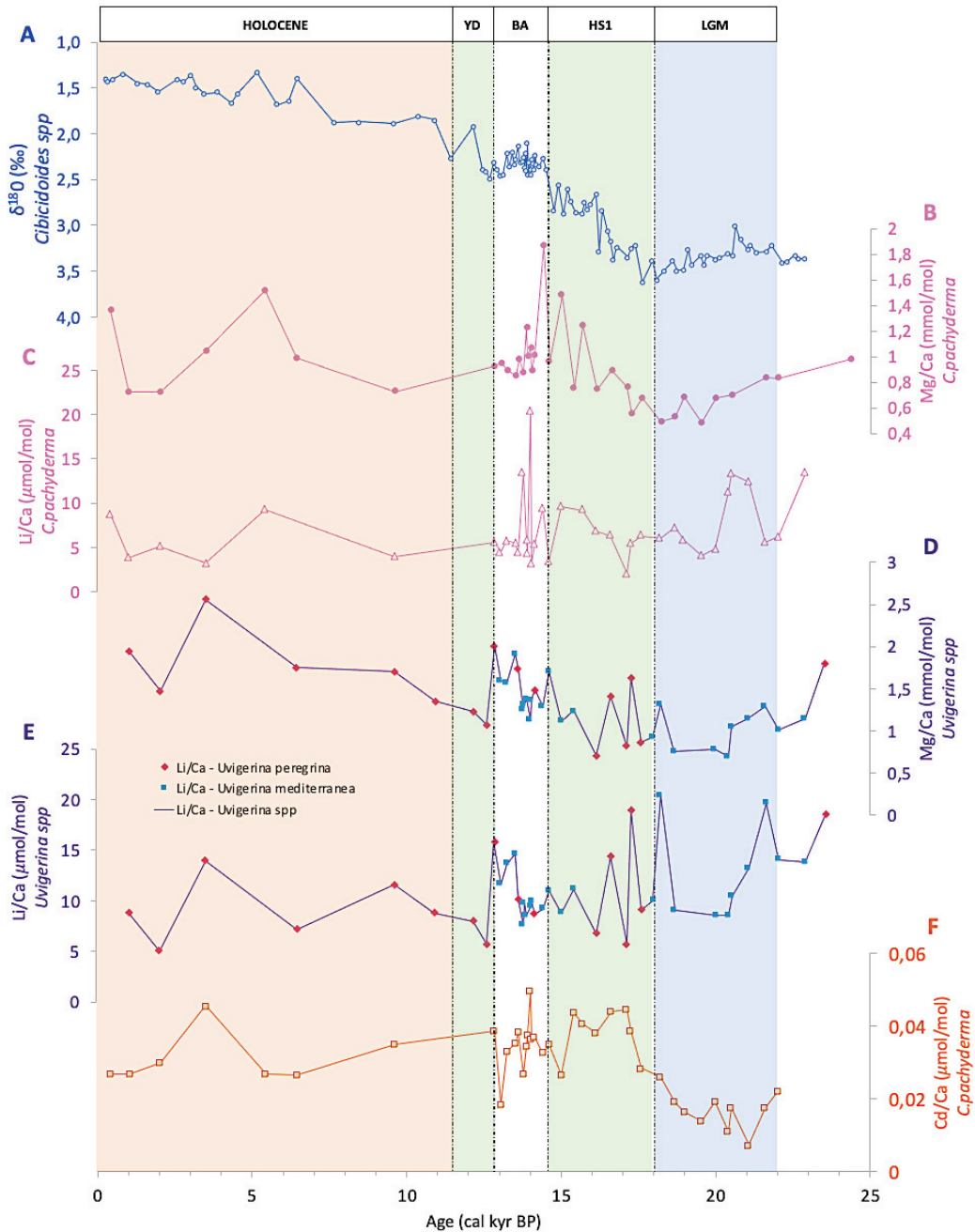


Figure 4. 3 : All data comes from core SU92-28 (a) $\delta^{18}O$ values (‰) of *Cibicides pachyderma* and of *Cibicides* sp from An Boelaert (the set is named *Cibicidoides* spp., see Pourtout et al., in prep). (b) Ratio Mg/Ca (mmol/mol) of *Cibicides pachyderma*. (c) Ratio Li/Ca ($\mu\text{mol/mol}$) of *Cibicides pachyderma*. (d) Ratio Mg/Ca (mmol/mol) of *Uvigerina* spp. (e) Ratio Li/Ca ($\mu\text{mol/mol}$) of *Uvigerina* spp. and (f) Ratio Cd/Ca ($\mu\text{mol/mol}$) of *Cibicides pachyderma*. LGM: Last Glacial Maximum; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas and BA: Bølling-Allerød.

To check the robustness of our results and potential diagenetic imprint (i.e., oxides), Al/Ca, Mn/Ca and Fe/Ca was systematically measured. For *C. pachyderma* Mn/Ca are not greater than 8.352 $\mu\text{mol/mol}$, which is much lower values than the 100 $\mu\text{mol/mol}$ threshold proposed by Boyle (1983) to sort out sample results and eliminate trace element results that chiefly reflect the presence of oxides. Barker et al. (2003) also suggested to check a potential clay contamination, with an Al/Ca <0.5 mmol/mol and Fe/Ca <0.1 mmol/mol. The Al/Ca and Fe/Ca results are below 0.047 mmol/mol and 0.067 mmol/mol respectively, indicating a good sample cleaning, and thus no sedimentary clay contamination. For *Uvigerina spp.* the values of Mn/Ca, Al/Ca and Fe/Ca are below 5.401 $\mu\text{mol/mol}$, 0.000 mmol/mol and 0.030 mmol/mol, respectively.

Two species are presented for the elemental ratios Mg/Ca, Li/Ca and Cd/Ca : *C. pachyderma* (epibenthic) and *Uvigerina spp* (endobenthic, *Uvigerina peregrina* or *Uvigerina mediterranea*, the species *Uvigerina peregrina* and *Uvigerina mediterranea* were used according to their availability at each level, however they were never mixed together whatever the levels). The species are distinguished by different figures in figure 4.3d and 4.3e.

Mg/Ca

The Mg/Ca ratio of *C. pachyderma* (Figure 4.3b) displays values ranging from 0.482 to 1.869 mmol/mol over the last 26 cal kyr BP. The lowest values are observed during the LGM where they range from 0.838 mmol/mol at 21.6 cal kyr BP to 0.482 mmol/mol at 19.5 cal kyr BP. The Mg/Ca ratio then gradually increases throughout HS1 from 0.552 mmol/mol at 17.3 cal kyr BP to 1.480 mmol/mol at 15.0 cal kyr BP. Then, the values decrease from 1.869 mmol/mol at 14.4 cal kyr BP at the beginning of the BA to 0.926 mmol/mol at 12.8 cal kyr BP at the beginning of YD. Finally, during the Holocene, the Mg/Ca go from 0.726 to 1.366 mmol/mol at 9.6 and 0.4 cal kyr BP respectively punctuated by one peak at 1.520 mmol/mol at 5.4 cal kyr BP.

The Mg/Ca ratio of *Uvigerina spp.* (Figure 4.3d) shows values ranging from 0.691 to 2.560 mmol/mol over the last 26 cal kyr BP. The lowest values are observed during the LGM where they range from 0.691 mmol/mol at 20.4 cal kyr BP to 1.317 mmol/mol at 18.2 cal kyr BP. The Mg/Ca ratio then gradually increases throughout HS1 from 0.931 mmol/mol at 18.0 cal kyr BP to 1.706 mmol/mol at 14.6 cal kyr BP. Then, the values continue to increase from

1.293 mmol/mol at 14.4 cal kyr BP at the beginning of the BA to 1.595 mmol/mol at 13.0 cal kyr BP. During the YD, the values increase to 2.005 mmol/mol at 12.8 cal kyr BP and decrease to 1.236 at 12.2 cal kyr BP. Finally, during the Holocene, the Mg/Ca go from 1.358 to 1.952 mmol/mol at 10.9 and 1.0 cal kyr BP respectively punctuated by one peak at 2.560 mmol/mol at 3.5 cal kyr BP.

Li/Ca

The Li/Ca record of *C. pachyderma* (Figure 4.3c) does not show any notable trend over the last 26 cal kyr BP, with values oscillating between mean values of 7.708 $\mu\text{mol/mol}$ (n=10), 6.173 $\mu\text{mol/mol}$ (n=8), 7.492 $\mu\text{mol/mol}$ (n=11), 5.619 $\mu\text{mol/mol}$ (n=1), and 5.694 $\mu\text{mol/mol}$ (n=6) during the LGM, the HS1, the BA, the YD and the Holocene, respectively.

The Li/Ca ratio of *Uvigerina spp.* (Figure 4.3e) displays values ranging from 5.050 to 20.374 mmol/mol over the last 26 cal kyr BP. The lowest values are observed during the LGM where they range from 8.529 mmol/mol at 20.4 cal kyr BP to 20.374 mmol/mol at 18.2 cal kyr BP. The Mg/Ca ratio then gradually decreases throughout HS1, the values oscillate between 18.892 mmol/mol at 17.3 cal kyr BP and 5.681 mmol/mol at 17.1 cal kyr BP. Then, the values increase slowly from 9.218 mmol/mol at 14.4 cal kyr BP at the beginning of the BA to 14.673 mmol/mol at 13.5 cal kyr BP. During the YD, in first time the values increase to 15.883 mmol/mol at 12.8 cal kyr BP and then decrease to 5.685 at 12.6 cal kyr BP. Finally, during the Holocene, the Mg/Ca oscillate between 13.953 to 5.050 mmol/mol at 3.5 and 2.0 cal kyr BP respectively.

Cd/Ca

The Cd/Ca ratio of *C. pachyderma* (Figure 4.3f) displays values ranging from 0.007 to 0.050 $\mu\text{mol/mol}$ over the last 26 cal kyr BP. The lowest values are observed during the LGM where they range from 0.007 $\mu\text{mol/mol}$ at 21.1 cal kyr BP to 0.022 $\mu\text{mol/mol}$ at 22 cal kyr BP with an average value of approximately 0.017 $\mu\text{mol/mol}$ (n=10). The Cd/Ca ratio then gradually increases throughout HS1 from 0.029 $\mu\text{mol/mol}$ at 17.6 cal kyr BP to 0.035 $\mu\text{mol/mol}$ at 14.6 cal kyr BP, incremented by two maxima at 0.045 and 0.044 $\mu\text{mol/mol}$ (17.1 and 16.6 cal kyr BP respectively). Then, the values decrease from 0.050 at 14.0 cal kyr BP at the beginning of

the BA to 0.019 $\mu\text{mol/mol}$ at 13.0 cal kyr BP and then rise rapidly to 0.039 $\mu\text{mol/mol}$ at 12.8 cal kyr BP at the beginning of the YD. Finally, during the Holocene, the Cd/Ca go from 0.035 to 0.027 $\mu\text{mol/mol}$ at 9.6 and 0.4 cal kyr BP respectively punctuated by a peak at 0.046 $\mu\text{mol/mol}$ at 3.5 cal kyr BP.

5. Discussion

5.1. Reconstructing past properties of intermediate water using the appropriate proxy and calibration

5.1.1. Calculation of past Intermediate Water Temperature (IWT)

5.1.1.1. The use of the Mg/Ca ratio

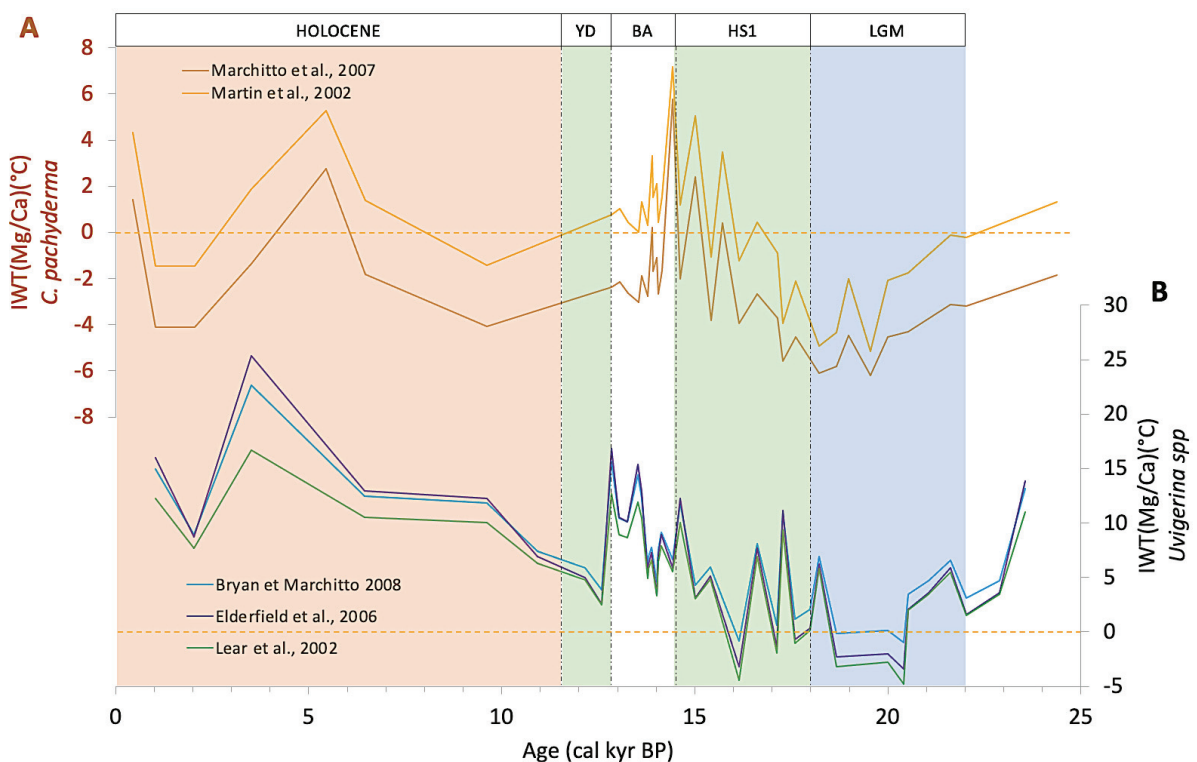


Figure 4. 4 : All data comes from core SU92-28 (a) IWT ($^{\circ}\text{C}$) obtained from Mg/Ca of *Cibicides pachyderma*. (b) IWT ($^{\circ}\text{C}$) obtained from Mg/Ca of *Uvigerina* spp. LGM: Last Glacial Maximum; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas and BA: Bølling-Allerød.

Over the past two decades, the Mg/Ca ratio of benthic foraminifera has been developed as a proxy for the seawater temperature from which the foraminifera calcified (e.g., Billups & Schrag, 2002, 2003; Marchitto & deMenocal, 2003; Martin & Lea, 2002; Skinner et al., 2003). The incorporation of Mg into foraminifera shells is probably related to temperature through

thermodynamic and physiological processes (Bentov & Erez, 2006; Erez, 2003; Lea et al., 1999; Rosenthal et al., 1997). Past studies suggest a sensitivity of about 6 to 15% of Mg/Ca rise per °C (Bryan & Marchitto, 2008; Elderfield et al., 2006), with, in particular, an exponential temperature response of about 11% per °C for *C. pachyderma* and a lower sensitivity for *Uvigerina spp.* (~6% per °C) (Lear et al., 2002; Rosenthal et al., 1997).

In the present study, we use several approaches to assess the IWT derived from the Mg/Ca of *C. pachyderma* and *Uvigerina spp.* (Figure 4.4). For *C. pachyderma*, two calibrations were used from Marchitto et al. (2007) and Martin & Lea (2002) (Figure 4.4a).

The first reconstruction shows a minimum value of -6.2°C at 19.5 cal kyr BP during the LGM. Then, the temperatures increase throughout the HS1 reaching a maximum of +5.8°C at 14.4 cal kyr BP, at the beginning of BA. During the BA and the YD, temperatures decrease from +5.8°C to -2.4°C at 14.4 and 12.8 cal kyr BP, respectively. Finally, during the Holocene, temperatures vary from +2.8°C at 5.1 cal kyr to -4.1°C at 1.8 cal kyr BP.

The second calculation gives temperatures that are always higher. During the LGM, the minimum temperature is observed at 19.5 cal kyr BP (-5.2°C). Values increase during the HS1 and a maximum of +7.2°C is reached at 14.4 cal kyr BP, at the beginning of BA. During the BA and the YD, temperatures decrease from +7.2°C to +0.8°C at 14.4 and 12.8 cal kyr BP, respectively. Finally, during the Holocene, the values ranged from +5.3°C at 5.1 cal kyr BP to -1.5°C at 1.8 cal kyr BP.

Comparing the reconstructed IWT to modern values (>10°C), at least for the Holocene, suggests that the temperatures seem to be underestimated (Ambar et al., 1978; Ambar & Howe, 1979; Cabçadas et al., 2002; Jeandel, 1993; Rickli et al., 2009; Stichel et al., 2012, 2015; Tachikawa et al., 1999), with values from -6.2°C to +5.8°C and from -5.2°C to +7.2°C by using calibrations of Marchitto et al. (2007) and Martin & Lea (2002), respectively. Despite some calibrations problems, this observation also highlights that the Mg/Ca of *C. pachyderma* may be significantly affected by the carbonate ion saturation as previously suggested, and thus does not fully reflect temperature variations (Elderfield et al., 2011).

We therefore used three other approaches applied to *Uvigerina spp.* derived from the Mg/Ca (Figure 4.4b), because *Uvigerina spp.* has a different sensitivity to environmental conditions compared to epifaunal species (Elderfield et al., 2006).

The first calibration used is from Bryan & Marchitto (2008) applied to *U. peregrina* specifically. During the LGM, the values decrease towards a minimum value at -1.0°C at 20.4 cal kyr BP. Then, the temperatures gradually increase during HS1 up to a maximum of +11.8°C

at 14.6 cal kyr BP. At the beginning of the BA, the values decrease to +4.6°C at 14.0 then increase drastically to +15.6°C at 12.8 cal kyr BP, at the beginning of YD and finally drop to +5.9°C at 12.2 cal kyr BP. Throughout the Holocene, temperatures gradually increase to +22.7°C at 3.5 cal kyr BP and then decrease to +9°C and +15.0°C at 2.5 and 1.8 cal kyr BP, respectively.

The second calibration used is that of Elderfield et al. (2006) also initially determined with *U. peregrina*. The general variations are similar to those previously described, with minimum values of -3.4°C during the LGM (20.4 cal kyr BP), an increase through the entire HS1 up to a maximum of +12.2°C at 14.6 cal kyr BP, a decrease to +3.4°C at 14.0 at the beginning of the BA followed by a sudden rise up to +16.9°C at 12.8 cal kyr BP, at the beginning of YD. During the YD, temperatures initially are at 16.9°C (12.8 cal kyr BP) and then drop to +5.0°C at 12.2 cal kyr BP. Finally, the Holocene record a gradual increase throughout the end of the YD and the Holocene, reaching +25.4°C at 3.6 cal kyr BP and then +8.7°C and +16.0°C at 2.5 cal kyr BP and 1.8 cal kyr BP, respectively.

To finish, we used the calibration of Lear et al. (2002) adapted for mixed *Uvigerina* species. Even if the overall trends are kept with this calculation, values are significantly lower compared to the two previous reconstructions, also with lower amplitudes of changes. The LGM is characterized by a minimum of -4.8°C at 20.4 cal kyr BP. Then the temperatures gradually increase during the HS1 up to a maximum of +10.1°C at 14.6 cal kyr BP. During the BA, in the first time, the values decrease to +3.3°C at 14.0 then increase to +12.7°C at 12.8 cal kyr BP, at the beginning of YD. After a higher temperature of +12.7°C at 12.8 cal kyr BP, values drop to +4.8°C at 12.2 cal kyr BP during the YD. Finally, at the end of the YD and throughout the Holocene, temperatures gradually rise with a lower amplitude up to +16.7°C at 3.5 cal kyr BP, before a final decrease at +7.7°C at 2.5 cal kyr BP and +12.3°C at 1.8 cal kyr BP.

The calculated temperatures from *Uvigerina spp.* are in better agreement with the expected range of variations at the Iberian Margin. This observation corroborates the interspecific differences already described for benthic foraminifera (Elderfield et al., 2006; Lear et al., 2002; Rosenthal et al., 1997), and notably here, between *C.pachyderma* and *Uvigerina spp.* Moreover, several studies have shown that the Mg/Ca in benthic foraminifera would probably not only represent a temperature signal, but could also be influenced by the carbonate saturation state defined as $\Delta\text{CO}_3^{2-} = [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{in situ}} - [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{saturation}}$ (where $[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}}$ is $[\text{CO}_3^{2-}]$ for CaCO_3 saturation at in situ temperature and pressure) (Elderfield et al., 2006; Rosenthal et al., 2006), these studies concluded that the Mg/Ca is reduced at low carbonate ion saturation

(Marchitto et al., 2005; Marchitto et al., 2000; McCorkle et al., 1995). It has also been proposed that the Mg/Ca may be suppressed during calcification due to the low ΔCO_3^{2-} (Elderfield et al., 2006; Martin & Lea, 2002; Rosenthal et al., 2006). This would imply that the influence of the temperature on the Mg/Ca is quite weak for benthic foraminifera. Additionally, Hintz et al. (2006c) showed a decrease in Mg/Ca with increasing pH, carbonate ion concentration and/or alkalinity. Nevertheless, Elderfield et al. (2006) showed that for *Uvigerina spp* the ΔCO_3^{2-} does not seem to have a significant influence on Mg/Ca.

At present, there are controversies to whether the effect of carbonate ion saturation is minor and/or by contrast dominates over temperature for some species (Yu & Elderfield, 2008), and/or is limited to ocean waters near or below saturation (Bryan & Marchitto, 2008; Elderfield et al., 2006). According to Elderfield et al. (2010) correlation with temperature could be improved by dividing Mg/Ca by Li/Ca in core samples. They also showed that during the LGM, temperatures reconstructed from Mg/Li are less dispersed than Mg/Ca temperatures. Thus, we test in the following the potential of Mg/Li as a better temperature proxy for *C. pachyderma* and *U. spp*.

5.1.1.2. Mg/Li ratios: a better estimation of IWT?

We calculated the Mg/Li ratio (Figure 4.5) because as already observed in previous studies (Bryan & Marchitto, 2008; Marchitto et al., 2018), the Mg/Li ratio shows a better correlation with the bottom temperature than Li/Ca and Mg/Ca. A comparison (in temperature equivalent) of the standard error of the estimate of the linear regressions of Mg/Ca – Temperature and Mg/Li – Temperature was carried out: for *C.pachyderma* the error goes from approximately 2.4°C for Mg/Ca to 1.8°C for Mg/Li, while for *U.spp* the error goes from 0.82°C for Mg/Ca to 1.1°C for Mg/Li.

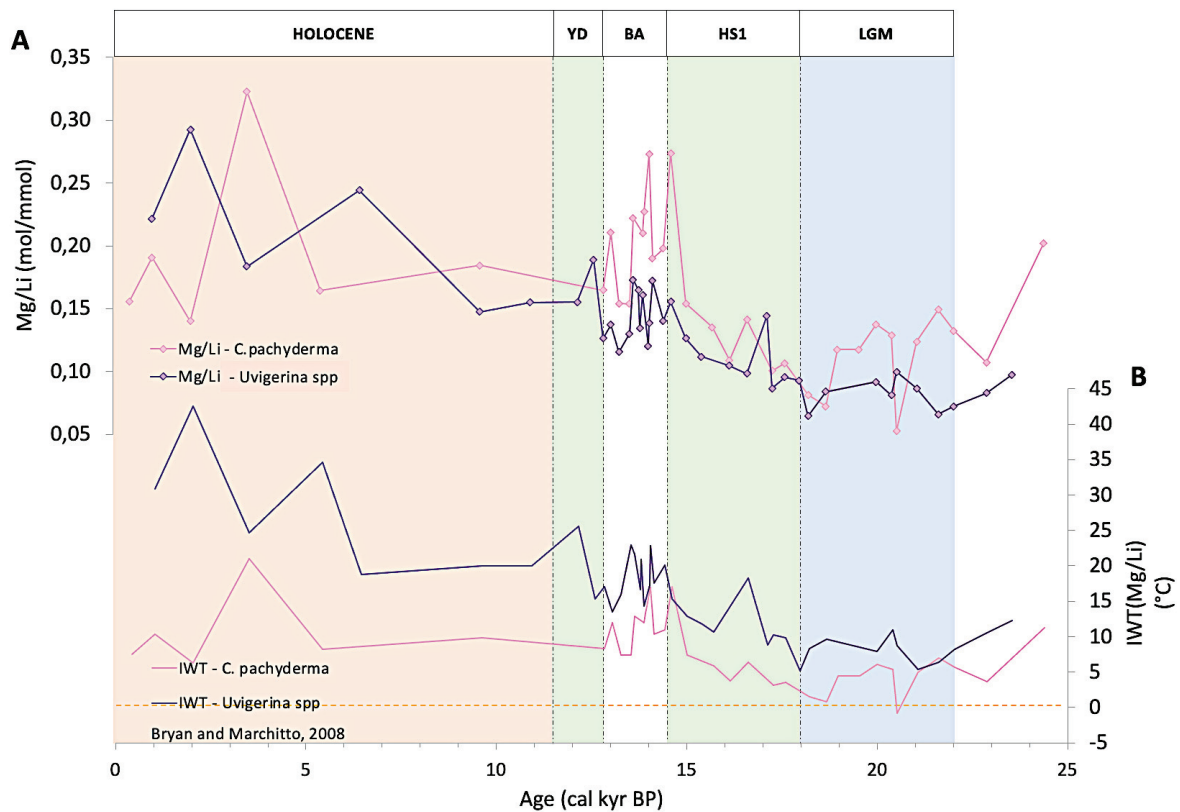


Figure 4. 5 : All data comes from core SU92-28 (a) Mg/Li (mol/mmol) of *Cibicides pachyderma* et *Uvigerina* spp. (b) IWT (°C) obtained from Mg/Li of *Cibicides pachyderma* and *Uvigerina* spp. LGM: Last Glacial Maximum; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas and BA: Bolling-Allerod.

The Mg/Li ratio of *C. pachyderma* (Figure 4.5a) displays values ranging from 0.053 to 0.323 mol/mmol over the last 26 cal kyr BP. The lowest values are observed during the LGM where they range from 0.149 mol/mmol at 21.6 cal kyr BP to 0.053 mol/mmol at 20.5 cal kyr BP. The Mg/Li ratio then gradually increases throughout HS1 from 0.107 mol/mmol at 17.6 cal kyr BP to 0.274 mol/mmol at 14.6 cal kyr BP. Subsequently, the values decrease in first time to 0.154 mol/mmol at 13.3 cal kyr BP and then rise to 0.210 mol/mmol at 13.0 cal kyr BP, at the end of BA. During the YD, the value decreases to 0.165 mol/mmol at 12.8 cal kyr BP. Finally, during the Holocene, the Mg/Li ratio go from 0.184 to a maximum at 0.323 mol/mmol at 9.6 and 3.5 cal kyr BP, respectively.

The Mg/Li ratio of *Uvigerina* spp. (Figure 4.5a) displays values ranging from 0.065 to 0.293 mol/mmol over the last 26 cal kyr BP. The lowest values are observed during the LGM where they range from 0.100 mol/mmol at 20.5 cal kyr BP to 0.065 mol/mmol at 18.2 cal kyr BP. The Mg/Li ratio then gradually increases throughout HS1 from 0.095 mol/mmol at 17.6 cal kyr BP to 0.156 mol/mmol at 14.6 cal kyr BP. Subsequently, the values decrease slightly from

0.140 mol/mmol at 14.0 cal kyr BP to 0.115 mol/mmol at 13.3 cal kyr BP and then rise rapidly to 0.189 mol/mmol at 12.2 cal kyr BP during the YD. Finally, during the Holocene, the Mg/Li ratio go from 0.155 to 0.293 mol/mmol at 10.9 and 2.0 cal kyr BP respectively.

The Mg/Li obtained on *C. pachyderma* and *Uvigerina spp.* allowed us to convert these ratios into intermediate absolute water temperatures (IWT) using the calibration equations established by Bryan & Marchitto (2008).

The IWT of *C. pachyderma* (Figure 4.5b) seem to gradually increase from 26 cal kyr BP to the Holocene despite some fluctuations associated to the millennial-scale variability. The IWT during the LGM range from $\sim +7.0^{\circ}\text{C}$ at 21.6 cal kyr BP to $+1.6^{\circ}\text{C}$ at 18.2 cal kyr BP with a minimum of -0.8°C at 20.5 cal kyr BP. The temperatures during the HS1 increase from $+3.6^{\circ}\text{C}$ at 17.6 cal kyr BP to $+17.1^{\circ}\text{C}$ at 14.6 cal kyr BP. Then, the record exhibits a drop to $+7.4^{\circ}\text{C}$ at 13.5 and 13.3 cal kyr BP during the BA. A further increase occurs at the end of BA at 12.0°C (13.0 cal kyr BP), and then decrease at 8.3°C at the beginning of the YD (12.8 cal kyr BP). Finally, during the Holocene the values oscillate between 21.0°C and 6.3°C at 3.5 and 2.0 cal kyr BP. Except for a peak of $+21^{\circ}\text{C}$ at 3.6 cal kyr BP, Holocene temperatures are in good agreement with the modern IWT at the studied site (Figure 2b).

The reconstructed temperatures from *U. spp.* are on the average higher than for *C. pachyderma* (Figure 4.5b), ranging from $+5.4^{\circ}\text{C}$ at 21.6 cal kyr BP to $+11.0^{\circ}\text{C}$ at 20.4 cal kyr BP during the LGM. Then, the same increasing trend than for *C. pachyderma* is observed during the HS1, with IWT going from $+10.2^{\circ}\text{C}$ at 17.6 cal kyr BP to $+20.1^{\circ}\text{C}$ at 14.6 cal kyr BP. During the BA, values decrease at the first time towards $+14.3^{\circ}\text{C}$ at 14.0 cal kyr BP and then increase to 17.1 at 13.0 cal kyr BP. A further increase is recorded at 12.6 cal kyr BP ($+25.6^{\circ}\text{C}$) during the YD. Finally, temperatures gradually increase during the Holocene, rising from $+20.0^{\circ}\text{C}$ at 10.9 cal kyr BP to 42.6°C at 2.0 cal kyr BP. The IWT determined from *Uvigerina spp.* are higher than the expected values at the Iberian Margin.

The comparison between the IWT reconstructions of *C. pachyderma* and *Uvigerina spp.* both underlines an increase in temperatures during the cold events of the Northern Hemisphere (HS1 and YD) as well as during the Holocene, and lower values during the LGM and the BA. The calibration of *C. pachyderma* providing the most realistic IWT, we decided to keep this reconstruction as the best estimate for the IWT variability in the following.

5.1.2. Determination of the past concentration of Cd in seawater (Cd_w)

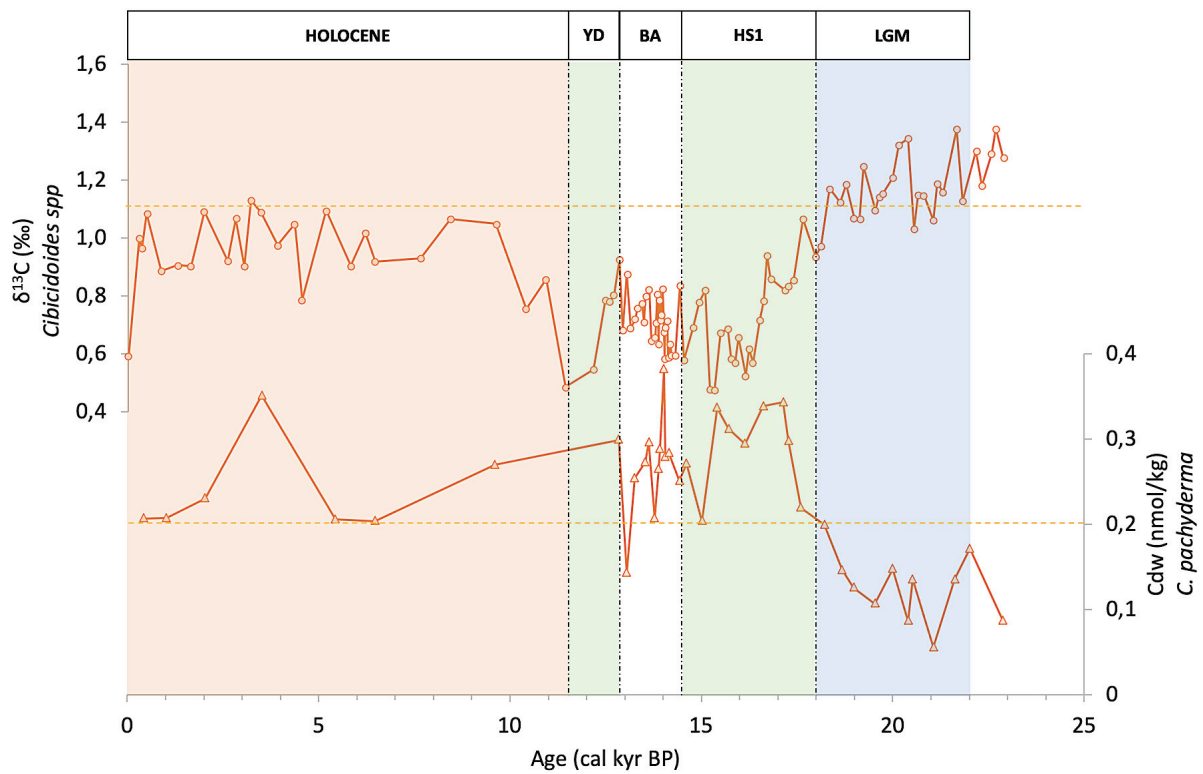


Figure 4. 6 : All data comes from core SU92-28 (a) $\delta^{13}C$ values (‰) of *Cibicidoides* spp. (b) Cd_w (nmol/kg) obtained from Cd/Ca of *Cibicides pachyderma*. LGM: Last Glacial Maximum; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas and BA: Bølling-Allerød. The yellow lines correspond to the average current values of $\delta^{13}C$ and Cd_w .

The Cd/Ca ratio of benthic foraminifera exhibits a positive relationship with the seawater cadmium (Cd_w), the latter being itself positively correlated to the labile nutrient concentrations (phosphate and nitrate) (Boyle et al., 1976; Hester & Boyle, 1982). The Cd/Ca ratios can therefore be converted to Cd_w thanks to the relationship of Boyle et al. (1995), with a calibration for deep-sea calcite species expressed as:

$$D = \frac{(Cd/Ca)_{\text{foram}}}{(Cd/Ca)_{\text{water}}}$$

However, the distribution coefficient is a function of depth of the core below the sea surface (Boyle et al., 1995). For water depths lower than 1150m such as core SU92-28, $D = 2.3$. Then, we use the concentration of Ca in seawater which has a constant average value of 0.01 mol/kg (Boyle, 1992) to calculate the Cd_w .

Intermediate Cd_w based on Cd/Ca values of *C. pachyderma* from SU92-28 core (Figure 4.6b) ranges from 0.056 to 0.382 nmol/kg over the last 26 cal kyr BP. During the LGM, the values vary between 0.056 nmol/kg at 21.6 cal kyr BP to 0.199 at 18.2 cal kyr BP. The Cd_w values then gradually increase during the HS1 from 0.219 nmol/kg at 17.6 cal kyr BP to 0.270 nmol/kg at 14.6 cal kyr BP, with abrupt pulses of Cd_w between 17.1 and 15.4 cal kyr BP (0.343, 0.338, 0.312 and 0.336 nmol /kg respectively). Then, after a peak of 0.382 nmol/kg at 14.0 cal kyr BP, the Cd_w values decrease to 0.143 nmol/kg at 13.0 cal kyr BP during the BA. A new increase in Cd_w concentrations occurs during the YD with a value of 0.299 nmol/kg. During the Holocene, values are around an average of ~ 0.239 nmol/kg, lower than the peaks observed during HS1 and YD but higher than the values recorded during the LGM.

Today, water masses originating from the North Atlantic are generally characterized by low nutrient concentrations and therefore low Cd_w signatures (~ 0.20 nmol/kg; Boyle 1992), while water masses originating from the South have high nutrient concentrations and therefore high Cd_w (~ 0.70 nmol/kg) (e.g., Came et al., 2003; Thomas M. Marchitto & Broecker, 2006; Rickaby & Elderfield, 2005). These contrasted signatures make the Cd_w a powerful proxy to decipher the mixing between these different water masses, as described below. At LGM, Cd_w values are much more impoverished than modern values. On the other hand, during the two cold events, the values are well above the current concentration while at the BA they decrease again and gradually approach the current values. Finally, at certain periods of the Holocene, the Cd_w data coincide perfectly with the modern values. These variations suggest that site SU92-28 has undergone nutrient changes of relatively large magnitude over the past 25 cal kyr BP, suggesting that the variability in these records may be driven by changes in the North Atlantic circulation.

5.2. Past circulation changes during the HS1

The most striking feature in the SU92-28 results is the environmental changes recorded during the HS1, with an IWT reconstructed from the Mg/Li of *C. pachyderma* (Figure 4.7a) revealing an important warming phase during the HS1, followed by the decrease just before the BA, documenting a potential enhanced heat transfer in the Northeastern Atlantic intermediate water for at least part of the HS1. These changes in IWT are associated to a synchronous increase in the Cd_w and a decrease in the $\delta^{13}C$ (Figure 6), pointing towards important variations in the nutrient and ventilation content of intermediate water masses during the HS1. Because

the resolution of the SU92-28 records allowed to precisely discuss the HS1, we will focus in the following on this millennial-scale event.

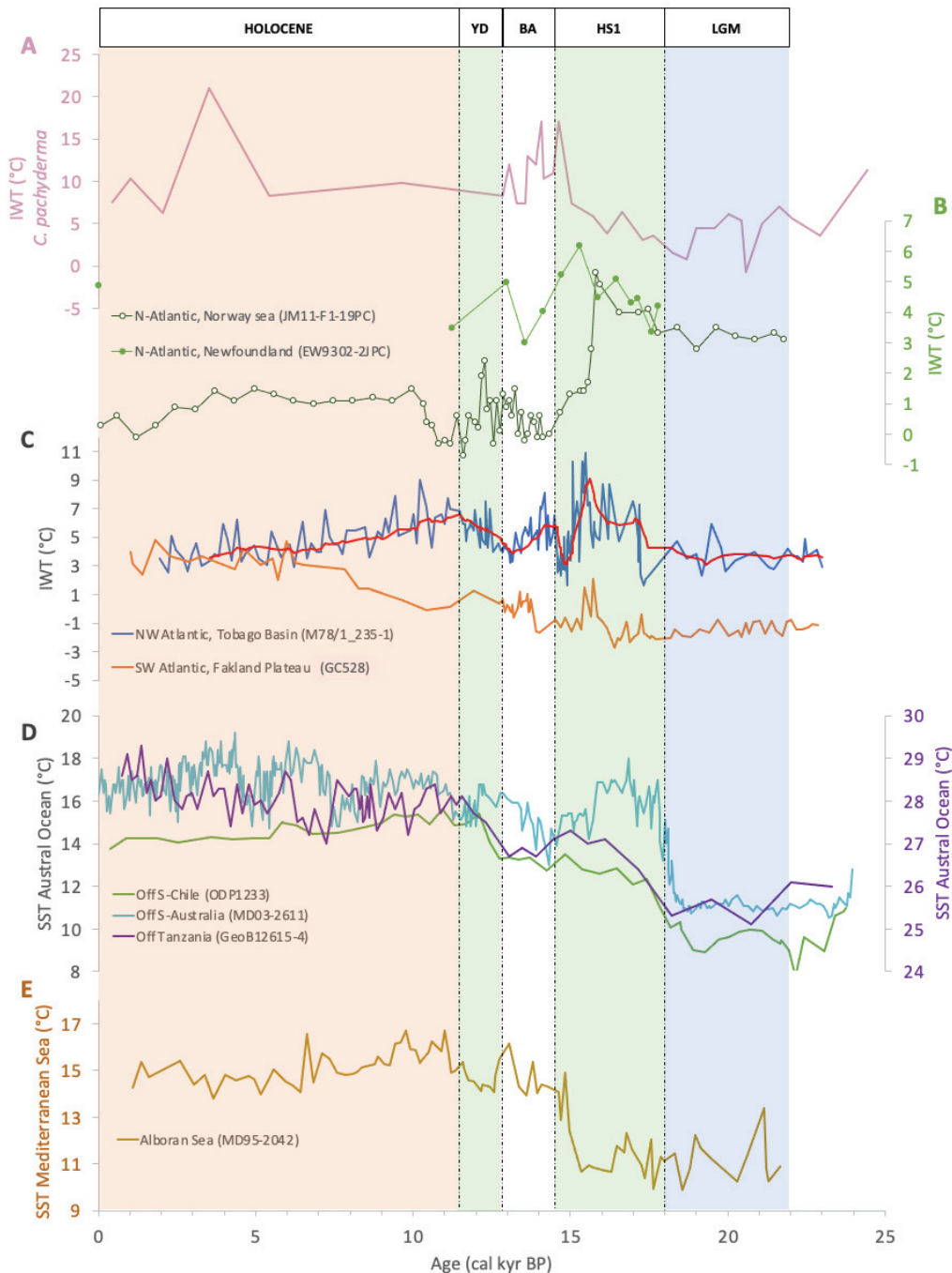


Figure 4. 7 : Comparison of benthic foraminifera (a) $IWT_{Mg/Li}$ of Iberian Margin (this study). (b) IWT of north Atlantic of core JM11-FI-19PC (Ezat et al., 2014) and core EW9302-2JC (Marcott et al., 2011); (c) IWT of North west tropical Atlantic core and south west Atlantic GC528 53°0.46'S (Roberts et al., 2016); (d) SST of Austral Ocean with core ODP Site 1233 (Kaiser et al., 2005), core MD03-2611 (Calvo et al., 2007), core GeoB12615-4 (Romahn et al., 2014) and (e) SST of Mediterranean Sea core MD95-2043 (Cacho et al., 2001). LGM: Last Glacial Maximum; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas and BA: Bølling-Allerød.

5.2.1. Origin of the heating of intermediate water mass during the HS1

Previous work on core SU92-28 site have especially documented an increase in the AAIW contribution during the HS1 (Pourtout et al., to be submitted). Thus, this abrupt temperature increase can be explained by three possible scenarios: the global warming of the intermediate waters of the North Atlantic (therefore an origin exclusively from the North Atlantic) or the contribution of water from a southern source (AAIW) heated (therefore an exclusively southern origin) or the mixture between the AAIW and a mass of warmer water from a northern source.

The increase of the IWT in the North Atlantic, which has been described for instance by Weldeab et al. (2016), shown an accumulation of heat in the equatorial E-Atlantic at a water depth of about 1300 m during the HS1. They explained this increase by a transient model simulation, with a mid-depth warming due to the relative increase in downward heat diffusion associated with the AMOC disturbance. However, this explanation is not in agreement with the subsurface temperature records (~200–300 m water depth) from the Western and Eastern Equatorial Atlantic from Schmidt et al. (2017) and Parker et al. (2015), showing that the subsurface warming in the equatorial Atlantic occurs at a much faster time scale than the diffusion process, thus being discarded to explain the abrupt warming observed at millennial scale. In addition, a heat exchange by vertical diffusion between the surface and the intermediate depths would be associated to a lesser stratification of the water column, implying a significant mixing of the water masses. This mixing would thus have been recorded by other proxies, such as the $\delta^{13}\text{C}$. However, the $\delta^{13}\text{C}$ record from core SU92-28 as well as other records from the Northeastern Atlantic (NEAP-4K, 61°29.54'N; 24°10.19'W, 1627m) and the Western-Equatorial Atlantic (M78/1_235-1, 11°36.53'N; 60°57.86'W, 852m) (Figure 4.8b) show low values throughout the Last Deglaciation, associated to poorly ventilated and mixed intermediate waters. Thus, the combination of $\delta^{13}\text{C}$ records, in agreement with Schmidt et al. (2017), allows us to rule out a local heating by diffusion and/or vertical mixing at core SU92-28 site to explain higher IWT during the HS1.

Nevertheless, the increase in the Northern Atlantic IWT could also have been induced by the horizontal propagation of ocean heat at these depths. It has been suggested that the AMOC in the deep North Atlantic was significantly weakened during the coldest intervals of the Last Deglaciation (HS1 and YD) (Boyle & Keigwin, 1987; Lynch-Stieglitz, 2017; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Rooth, 1982; Ruddiman & McIntyre, 1981). Modeling works suggest that the HS1 (and Heinrich events, in general) result from the warming at intermediate water depth

(Alvarez-Solas et al., 2010, 2013; Marcott et al., 2011; Shaffer, 2004), because of the weakening of the AMOC that is not strong enough to cool the intermediate and deep North Atlantic Ocean (Brady & Otto-Bliesner, 2011; Mignot et al., 2007; Shaffer, 2004). And in turn, the warming of the intermediate waters could have enhanced the retreat of the ice sheets and increase the freshwater flux to the North Atlantic Ocean, keeping the overall system in a cold stage. The warming at intermediate depths (as well as the decrease in IWT towards the BA) is observed during the HS1 in the Nordic Seas (JM11-FI-19PC, 62°49'N; 03°52'W, 1179m; Ezat et al. (2014)) and in the Labrador Sea (EW9302-2JPC, 48°47.70' N, 45°05.09'W, 1251m; (Marcott et al., 2011)) (Figure 4.7b). If we cannot fully rule out the transmission of the warming observed in the Northern Atlantic to the Iberian margin, there are some slight differences between these 2 sites. Indeed, the temperatures at the Iberian margin go from 3.1°C to 17.1°C (17.3 cal kyr BP to 14.6 cal kyr BP, Figure 4.7a) whereas the maximum difference at the Northern sites is about 4°C (Figure 4.7b). Moreover, we have evidence from other records of the contribution of Southern Component Water masses (SCW) such as AAIW (Pourtout et al., to be submitted).

Secondly, we must explore the possibility of the heating of the AAIW itself, and notably during their production by upwelling in the Southern Ocean. Indeed, a typical feature of the millennial-scale climate variability is the bipolar seesaw that describes the interhemispheric imbalance in the global heat distribution (Broecker, 1998). Currently, the surface branch of the AMOC efficiently transports ocean heat into the North Atlantic, thereby cooling the Southern Hemisphere (Crowley, 1992). During periods of rapid cooling in the Northern Hemisphere, major warming events occur in the Southern Hemisphere, validating the model of ocean temperature shifts between hemispheres (e.g., Broecker, 1998; Calvo et al., 2007; Kaiser et al., 2005; Lamy et al., 2007; Landais et al., 2018; Stenni et al., 2011; Toggweiler & Lea, 2010). The heat accumulation observed in the Southern Ocean is certainly due to the weakening of the heat transfer from the Southern Hemisphere to the North Atlantic associated to a weakened AMOC, and therefore should be recorded by an increase in the Sea Surface Temperatures in the Southern Ocean (Böhm et al., 2015a; Crowley, 1992; McManus et al., 2004; Stocker & Johnsen, 2003). SST data based on alkenones off South Australia (Core MD03-2611, 36°44'S, 136°33'E, 2420m; Calvo et al. (2007)) and in the South Pacific off the coast of Chile (ODP Site 1233, 41°00.01'S; 74°26.99'W, 838m; Kaiser et al. (2005)) as well as on the Mg/Ca foraminifera *G. bulloides* in East Africa off Tanzania (core GeoB12615-4, 7°8'18"S; 39°50'27"E, 446m; Romahn et al. (2014) reveal distinct warmings of ~3-5°C during the HS1 and of ~2-3°C during the YD, while during the Antarctic Cold Reversal (ACR), SSTs remained as high as during HS1

(Figure 4.7d), suggesting thus a warming of the AAIW production site during the HS1. If the AAIW are warmer during the HS1, this would also be imprinted in Southernmost sites than the Iberian margin, where AAIW circulate. An IWT increase of 2 to 3°C is recorded at intermediate water depths in the Western Tropical Atlantic in the Tobago Basin (852m) and in the Southwestern Atlantic Falkland Plateau (GC528, 53°0.46'S, 58°02.25'W, 598m ; Roberts et al. (2016)), giving evidence for this heat transfer from the Southern Ocean to the North Atlantic through the AAIW (Figure 4.7c).

The ODP 1233 site, which is in the modern AAIW formation zones off S-Chile (Figure 1), shows temperatures varying between about 9°C (at the LGM) and 16°C (at the Holocene) (Lamy et al., 2007). The amplitude changes in the SST records are similar in time period but different in warming amplitude to the NE Atlantic core intermediate depth record SU92-28 (Figure 4.7a and 4.7d). The lack of YD data for $IWT_{Mg/Li}$ at site SU92-28 does not allow us to observe a substantial warming of temperatures. The striking temporal synchronicity of $IWT_{Mg/Li}$ changes from the Northeast Atlantic to the three SST reconstructions of the Southern Ocean (Calvo et al., 2007; Kaiser et al., 2005; Romahn et al., 2014) indicate a close coupling between Southern Hemisphere climate warming and advection of the resulting thermal anomaly in the eastern Atlantic intermediate depth via AAIW. The rapid deglacial changes in temperature must therefore certainly result in part from a mainly adjective heat transfer from the surface of the Southern Ocean to the intermediate water depths via AAIW formation processes. Major northward scatter of Southern Ocean signals via intervening water masses has been suggested before (Bostock et al., 2004, 2010; Romahn et al., 2014; Rühlemann et al., 2004). However, the surface warmings observed in the Southern Ocean cannot alone explain the significant increases in temperatures recorded at the level of the Iberian margin, especially if we take into account heat dissipation throughout the path of the AAIW from the south to the northern latitudes.

Finally, a last scenario implying that the AAIW would have been mixed with a warmer water mass that could be a Northern Source Water mass (NSW) and/or the contribution of the MOW, must also be discussed. Indeed, today, the Mediterranean Sea is a major source of intermediate water in the Atlantic Ocean, the density of water flowing into the Atlantic Ocean being affected by variations in temperature and salinity in the Mediterranean Sea. Therefore, changes in the water mass properties from the Mediterranean Sea can influence the global thermohaline circulation system and the temperature signal throughout time (Zahn et al., 1987).

5.2.2. A Mediterranean contribution to the IWT change?

The Mediterranean Sea is the source of a major mass of intermediate water in the Atlantic Ocean. The intermediate water depths at the Iberian margin were more or less affected by the variations in temperature and salinity of the Mediterranean Sea according to the time periods. The surface temperatures of the Mediterranean Sea have been reconstructed from the paleothermometry of alkenones (SST-alk), planktonic foraminifera assemblages or stable oxygen isotopes (e.g., Castañeda et al., 2010; Emeis et al., 2000; Essallami et al., 2007). SST-alk in the western basin of the Mediterranean, in the Alboran Sea (core MD95-2043, 36°8.6'N; 2°37'W, 1841m, Figure 4.7e) indicates colder values at the Last Glacial Maximum (LGM) (14 °C) i.e., temperatures about 6-7°C lower than those of the Upper Holocene (~20°C) (Castañeda et al., 2010). During the two cold events of the Last Deglaciation (HS1 and YD), temperatures were at glacial values and coincided with a return to cold and dry conditions in the western Mediterranean basin (Cheddadi et al., 1991). Considering the temperatures observed in the Alboran Sea and assuming that the warm waters of the Southern Ocean reached the site of the Iberian margin, they could together explain the large temperature amplitudes observed during the Last Deglaciation.

Indeed, it was previously underlined that the SU92-28 core study site is highly dependent on inputs from Mediterranean waters (e.g., Kenyon & Belderson, 1973; Louarn & Morin, 2011; Schönfeld & Zahn, 2000). Planktonic $\delta^{18}\text{O}$ data from sites in the Mediterranean Sea imply that during the LGM, mean surface temperatures were up to 7°C cooler than today, and mean salinities were 2 psu higher (Thiede, 1978; Thunell, 1979; Thunell & Williams, 1989). The drop in sea level has resulted in a narrowing of the geometry of the Strait of Gibraltar and therefore a reduction in the maximum possible flows (Bryden & Stommel, 1984 ; Zahn et al., 1997). The increase in density due to the drop in water temperature and the increase in salinity of the Mediterranean Sea (Thiede, 1978; Thunell & Williams, 1989; Zahn et al., 1997) would have forced the glacial MOW to sink to greater depths than today to about 1700 to 2000 m (Rogerson et al., 2005; Schönfeld & Zahn, 2000; Stow et al., 1986; Vergnaud-Grazzini et al., 1989; Zahn et al., 1987) not allowing the recording of the advected waters of the Mediterranean Sea at 997m but rather those of the cold intermediate waters of the North Atlantic. The North Atlantic waters at the LGM had temperatures around 4°C (Toucanne et al., 2021) which is perfectly consistent with the IWT recordings from the SU92-28 core (*C. pachyderma* IWT =

~4.0°C, n=10) proving an exclusively North Atlantic contribution to the SU92-28 study site during this period.

On the other hand, at core site SU92-28, the combination of $\delta^{13}\text{C}$ - ϵNd recordings (Pourtout et al., to be submitted) revealed the contribution of MOW during HS1 and YD as a consequence of a change in density of the MOW during the Last Deglaciation. The melting of the waters of the continents and the Alpine glaciers would have lowered the Mediterranean salinities and therefore the density of the outgoing MOW (Voelker et al., 2006). Therefore, the increased buoyancy likely allowed the main MOW current to move to shallower depths than observed during the LGM (Louarn & Morin, 2011; Rogerson et al., 2005; Salgueiro et al., 2014; Voelker et al., 2006). The IWT obtained on *C. pachyderma* recordings show an increase in temperature from 1.6°C at 18.2 cal kyr BP to 17.1°C at 14.6 cal kyr BP, that is to say an increase of 15.5°C. This warming amplitude would correspond to within 1.5°C of the MOW temperature recorded during HS1 (which is 14°C) which clearly shows a MOW contribution to 997m, at least, during the second phase of HS1, possibly translating a gradual rise from MOW throughout HS1 to its highest point (similar to the present) at 14.6 cal kyr BP. Nevertheless, if the Mediterranean water masses are the only ones able to explain such temperature amplitudes, they do not explain the contribution of nutrients to the study site which would rather be the consequence of the contribution of southern spring water by advection of the AAIW towards the North Atlantic as referenced in several studies (Pahnke et al., 2008; Poggemann et al., 2018; Poggemann et al., 2017; Rickaby & Elderfield, 2005).

To decipher the possible contributions of the Northern component, the MOW and the AAIW, we can also use the reconstructions of the past Cd_w concentrations as well as the calculated salinities, as described in the following.

5.2.3. Combined nutrient concentration record and calculated salinities to assess past changes in the intermediate circulation

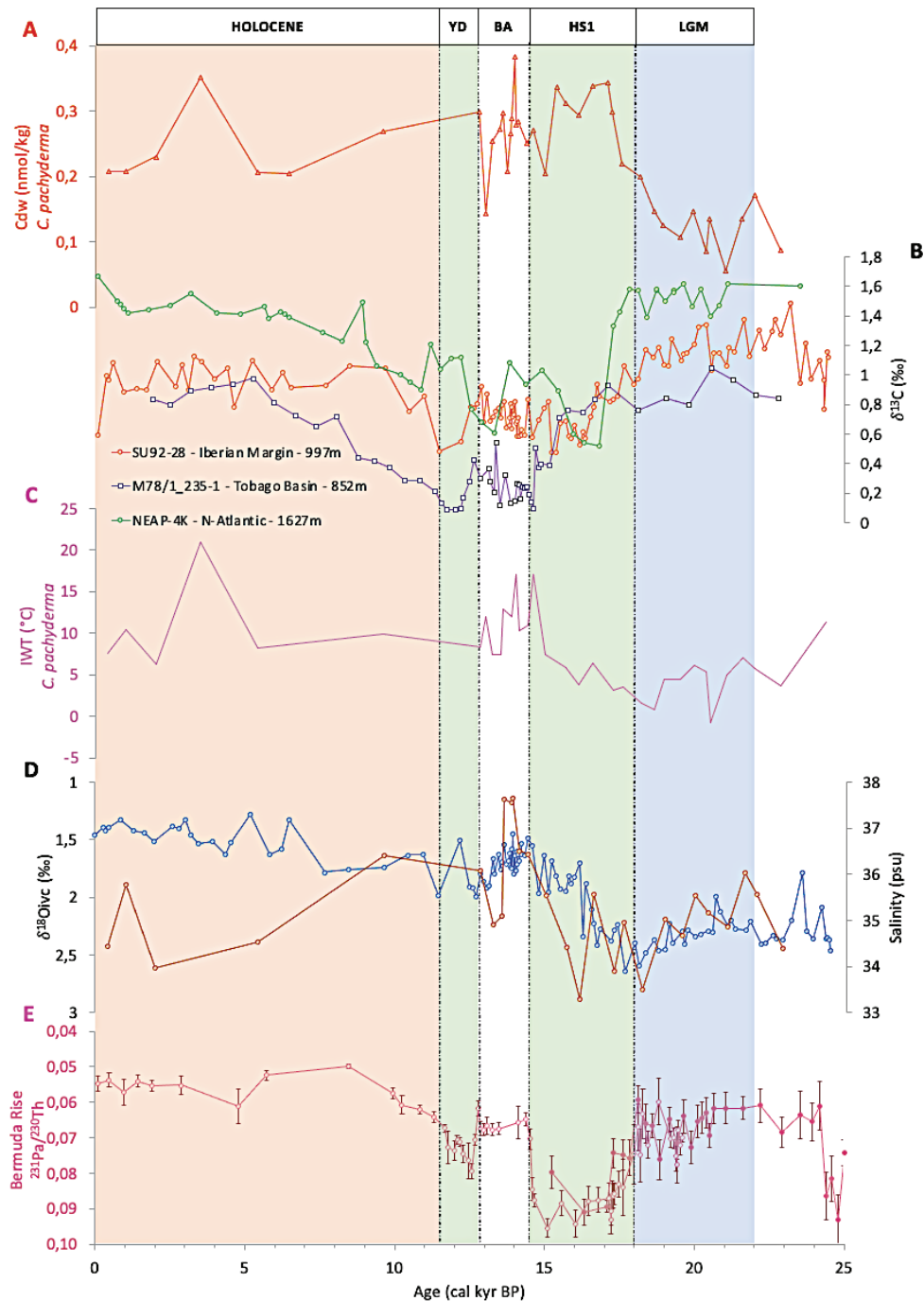


Figure 4. 8 : (a) Cd_w (nmol/kg) obtained from Cd/Ca of *Cibicides pachyderma*. From core SU92-28 (this study). (b) $\delta^{13}\text{C}$ of the Iberian margin (SU92-28, this study), of North Atlantic (NEAP-4K ; Rickaby & Elderfield, 2005) and tropical North West Atlantic (M78/ 1_235-1 ; Poggemann et al., 2017). (c) IWTMg/Li of Iberian Margin (SU92-28, this study). (d) $\delta^{18}\text{O}_{ivc}$ (‰) and salinity (psu) at the Iberian margin (SU92-28, this study). (e) Pa/Th records of S-Atlantic (ODP Site 1063 ; Böhm et al., 2015 and OCE326-5GGC ; McManus et al., 2004). LGM: Last Glacial Maximum; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas and BA: Bølling-Allerød.

To differentiate the various advection scenarios during the HS1, we consider the Cd_w and $\delta^{13}C$ signatures of the epibenthic species *C. pachyderma* et *Cibicidoides spp* from core SU92-28 (Figure 4.8a and 4.8b). Both recordings show a $\delta^{13}C$ minimum of 0.47‰ occurring during HS1 (and at the end of YD, 0.49‰), synchronous with the Cd_w maxima associated with HS1 (at 0.343, 0.338, 0.336 nmol/kg) and YD (0.299 nmol/kg). For the rest of the record, high values of $\delta^{13}C$ (~1.17‰, n=19) prevailed during LGM before 18.0 cal kyr BP, corresponding to Cd_w minima of ~0.131 nmol/kg (n=10) observed during the LGM. Intermediate values are observed in the BA and in the Holocene. At the BA, the Cd_w values remain relatively high (0.266 nmol/kg, n=11) while being lower than those observed at the LGM, the same for $\delta^{13}C$ (~0.72‰). For the Holocene, the $\delta^{13}C$ recorded are higher than at the BA (~0.97‰, n=23), associated with values approaching modern Cd_w concentrations (~0.2 nmol/kg). Records from core SU92-28 are in good agreement with the $\delta^{13}C$ and Cd_w reconstructions from the intermediate depth of the Northeast Atlantic (NEAP-4K, 61°29.91'N, 24°10.33'W, 1627m) and the Tobago Basin (M78/1_235-1), for which the HS1 (and the YD) are significantly different from the Holocene, the BA and the LGM modes (Figure 4.8b), attesting for the contribution of a nutrient-rich Southern water mass such as the AAIW.

However, it seems justified to ask whether the nutrient inputs observed at these three North Atlantic study sites (SU92-28, NEAP-4K and M78/1_235-1) could not come from a northern component source or (for core SU92-28) a potential contribution from a local nutrient source.

The labile nutrient is regenerated by the decomposition of surface water organic matter, such variations in Cd_w could be due to a change in surface productivity at the study site. Nevertheless, it was demonstrated in Pourtout et al. (to be submitted) that PP was not the cause of the abrupt $\delta^{13}C$ variations observed during the HS1, that could also be impacted by the surface PP. On the other hand, the Cd_w could be modified by the variations of the sources of the water masses and, in other words, by an increased transport of waters rich in nutrients, such as the AAIW, towards the North and/or by the increase of the nutrient content of the AAIW itself (Marchitto & Broecker, 2006).

On the other hand, data from the North Atlantic (core NEAP 4K) supported a traditional view of glacial circulation (LGM) in the Atlantic with nutrient-depleted GNAIW up to intermediate depths and underlying waters dominated by the denser, nutrient-enriched Glacial Antarctic Bottom Water (GAABW). However, during HS1 and YD, $\delta^{13}C$ recordings (Figure 4.9e) imply changes to different nutrient signatures. Raymo et al. (2004) discussed the possibility that at the time scales of the last glacial/interglacial cycles, the northern source

waters have highly variable $\delta^{13}\text{C}$ due to the expansion of sea ice in the North Atlantic. Surface waters impacted by sea ice would then transmit their low $\delta^{13}\text{C}$ to intermediate waters. In this case, a decrease in deglacial $\delta^{13}\text{C}$ should be associated with an increase in the phosphate concentration of surface waters in the northern high latitudes. The core, NEAP 4K (North Atlantic Rickaby & Elderfield (2005)), is located near the deep convection glacial site south of the Greenland-Scotland Ridge in the North Atlantic. They reconstructed the preformed surface water phosphate signal by temperature correction of the Cd/Ca planktonic foraminifer (Rickaby & Elderfield, 1999). The raw Cd/Ca and T-corrected data imply similar surface water phosphate concentrations during the Holocene and LGM of 0.2 mmol/kg, and suggest a peak during the BA at values around 0, 8 mmol/kg. Nevertheless, the surface water phosphate record does not covary with the midwater signature as one would expect if high northern latitude surface waters provided the source of the $\delta^{13}\text{C}$ -depleted signature and enriched in Cd_w observed during deglaciation (HS1 and YD). This therefore confirms that during these sudden coolings, a circulation with waters coming from the south (similar to the modern AAIW) would feed the intermediate depths up to northern latitudes (e.g., Pahnke et al., 2008; Poggemann et al., 2018; Poggemann et al., 2017).

Previously described $\text{IWT}_{\text{Mg/Li}}$ records show a warmer mass of water reaching study site SU92-28 during HS1 and YD (Figure 4.8c). High temperatures are a key feature of MOW (Liu & Tanhua, 2021). Nevertheless, this water mass is also characterized by high salinity largely discernible from other water masses in the Northeast Atlantic Ocean (Cabeçadas et al., 2002). Thus, thanks to the $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc}}$ (ice volume corrected) recordings (obtained on *Cibicidoides spp.*, Pourtout et al., to be submitted, Figure 8d) and Mg/Li (obtained on *C. pachyderma*, Figure 4.5a) we calculated the salinity of the last 25 cal kyr BP at 997m (Figure 8d). To do this, we used the equation established by Shackleton (1974):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} + 0.64) + (\text{Temperature} - 16.9) / 4 + 0.27$$

Where 0.64‰ is the vital effect correction for *Cibicidoides spp* (Shackleton, 1974). As well as the salinity equation of Huang et al. (2014) :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}} = (0.46 \pm 0.03) \times \text{Salinity} - (15.85 \pm 1.02)$$

At the Iberian margin, salinities were lower than the current one (36.103 data obtained from Ocean Data View, Reid and Mantyla data set, Station 3577, 37.15°N, 9.67°W, 970m) during the LGM with mean salinities of 35.04 psu corroborating the hypothesis that core SU92-28 was fed only by North Atlantic waters at this time. Indeed, the North Atlantic has average salinities of 35.4 psu (Liu & Tanhua, 2021) which is very close to the values obtained at the SU92-28 site.

At HS1, from 17.6 cal kyr BP to 16.1 cal kyr BP, the salinity values were around 34.42 psu ($n=4$), i.e., slightly lower than the values observed during the LGM. The characteristic water mass of these values is the AAIW which according to Liu & Tanhua. (2021) have values of 34.21 (± 0.08) psu. From 16.1 cal kyr BP, salinity values gradually increased to a maximum of 37.62 psu at 13.6 cal kyr BP at BA. As pointed out before, the MOW is known for its high salinity (36.68 psu, Liu & Tanhua. (2021)), so it seems that the MOW is fed the SU92-28 core during these two periods (at the end of HS1 and during BA). An interesting two-phase pattern is underlined by the salinity variations throughout HS1. The first phase (until about 16.1 cal kyr BP) shows increased AAIW incursion at site SU92-28 in phase with the Cd_w records (and $\delta^{13}C$) where nutrient maxima are recorded between 17.1 and 15.4 cal kyr BP at course of HS1. Then, a second phase with the progressive rise of the MOW towards shallower depths up to 997m associated with an acceleration of salinity increases and a decrease in nutrient concentration. The decrease in Cd_w after 15.4 cal kyr BP can be explained by three scenarios: 1) complete removal of AAIW from northern latitudes causing a drop in nutrients or 2) a change in the mixing ratio between AAIW and MOW attenuating the nutrient concentration and increasing the salinity of the medium by mixing or 3) a change in the nutrient concentration of AAIW itself. The second and third hypothesis seem the most likely. Indeed, if AAIW had completely withdrawn from northern latitudes in the second phase of HS1 the values of $\delta^{13}C$ and Cd_w could not have maintained a level of nutrients as observed at the end of HS1 and during the BA. Also, a complete withdrawal of AAIW from northern latitudes would certainly have caused the values of Cd_w and $\delta^{13}C$ to collapse towards values close to those recorded at the glacial maximum. Nevertheless, it is very likely that AAIW was a much smaller contributor at the end of HS1 and during the BA compared to MOW, this is supported by the high salinities recorded in phase with the decrease in Cd_w . Moreover, the recovery of a more active circulation to the North during the BA has been described by several previous studies (e.g., Chen et al., 2015; Ferrari et al., 2014) which certainly contributed to maintain a sufficiently high concentration of nutrients not to fall back to glacial values, without reaching values as high as when the AAIW was the only contributor to site SU92-28 during the 1st phase of HS1.

At YD, a second pulse of Cd_w (0.299 nmol/kg) is recorded, but less intense than during HS1, again testifying to a mixture between salty MOW (with values reaching 36.09 psu) and AAIW rich in nutrients. Also, the salinities recorded at YD are lower than during the BA where the proportion of AAIW at site SU92-28 was probably reduced compared to MOW. This could be the consequence of a higher proportion of AAIW at 12.8 cal kyr BP lowering salinities and increasing nutrient concentrations at the SU92-28 study site.

During the Holocene, salinities show an average value of 35.05 psu, certainly the result of mixing between a North, South and MOW component (Louarn & Morin, 2011).

5.3. Paleoclimatic implications

The modern overturning circulation is controlled by the formation of NADW in the North Atlantic, which flows south, mixes with CPDW and contributes to the formation of AAIW in the Southern Water (SW) (Talley, 2013).

During the LGM, the Atlantic circulation was separated into two overturning cells (Ferrari et al., 2014). Due to the extension of the Antarctic Sea ice cover particularly developed at the LGM, a deep overturning cell was isolated from the atmosphere. Consequently, carbon and nutrients were stored in the deep (e.g., Gersonde et al., 2005; Stephens & Keeling, 2000). A distinct boundary between the two cells (e.g., Marchitto & Broecker, 2006) and an altered distribution of deep water properties then likely prevailed (e.g., Lynch-Stieglitz et al., 2007). A shallow cell was driven by the formation of a nutrient-poor GNAIW, which flowed south and fed the glacial AAIW in the South Atlantic as the nutrient-rich CPDW did not rise to the surface where the AAIW was forming. While the deep cell was rather characterized by a northward flowing AABW, filling the Atlantic basin at depth and recirculating at shallower depths (Ferrari et al., 2014; Sigman et al., 2010).

The last glacial seasonal ice that covered the Southern Atlantic Ocean began to warm gradually around 18 cal kyr BP (Bianchi & Gersonde, 2004). The onset of surface water warming and the southward retreat of the sea ice field in winter occur nearly synchronously with northern hemisphere cooling (Stocker, 2003) driven by an injection of meltwater in the North Atlantic (HS1 and YD). The northern hemisphere shows two cooling periods during deglaciation (HS1 and YD) separated by a warm period, the BA (Blunier et al., 1997; Denton

et al., 2010; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Stenni et al., 2011). These two cold intervals coincided with two warm intervals in the southern hemisphere associated with a weakening or even a collapse of the AMOC (McManus et al., 2004 Böhm et al., 2015). The corresponding slowing of northward heat transport led to the warming of the southern hemisphere, the Southern Ocean SSTs thus increased (Crowley, 1992; Toggweiler & Lea, 2010). SST records (Figure 4.8) of temperature in the south coincide with a sharp increase in temperature in the north during HS1 and YD. The rise of Mediterranean waters at the intermediate water depth contributes strongly to the increase in temperatures observed at the study site. In parallel, the different records of $\delta^{13}\text{C}$ and Cd_w point to a deglacial shift in nutrient inventory at intermediate depths. The shift from low Cd_w values at the LGM to the overall Cd_w increase during Northern Hemisphere cold events at 997 m could reflect a general change from a GNAIW-dominated state with little or no AAIW contribution during the LGM to an AAIW-dominated state during AMOC collapse during HS1 and YD (Figure 8e), potentially accompanied by rapid increases in nutrient levels of the AAIW itself. Indeed, during LGM, when the two cells were separated from each other, the contribution of low-nutrient GNAIW to the formation of AAIW (Ferrari et al., 2014) is evident in the low Cd_w values observed at the Iberian margin and in the Tobago Basin and more enriched values of $\delta^{13}\text{C}$ from N-Atlantic (e.g., Poggemann et al., 2017; Rickaby & Elderfield, 2005; Voelker et al., 2006; Yu et al., 2008). In contrast, Cd_w maxima at the beginning of HS1 and YD suggest a complete cessation of GNAIW contributions in favor of nutrient-rich CPDW, rising to feed AAIW. This variable mix of AAIW sources provides strong evidence for the reconnection of shallow and deep Atlantic overturning cells.

The sharp drop in Cd_w records during the BA may indicate a connection to a postulated short-term “overshoot event” characterized by an increase in AMOC strength that lasted only a few hundred years (Chen et al., 2015). Associated with this, the discharge of meltwater into the Southern Ocean, reflected by the depletion of oxygen isotope values of planctonic foraminifera (*Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*) and the increased presence of *Chaetoceros spp.*, (Bianchi & Gersonde, 2004) has caused further north/south decoupling, reduction of Southern Ocean temperatures and re-advancement of Antarctic winter sea ice. This cooling event, centered at about 13 cal kyr BP, indicates a reduction in deep convection in the Southern Ocean, which is associated with the observed cooling (Mikolajewicz, 1998; Weaver et al., 2003) and certainly less inflow of AAIW in the Northern Hemisphere.

During the post-YD warming, the overturning of the Atlantic strengthened and deepened to its modern state (Ferrari et al., 2014). The ultimate Holocene reconnection of the two overturned cells is consistent with our mid-depth Cd_w values documenting the modern contributions of both nutrient-rich CPDW and nutrient-depleted NADW. Today, nutrient levels at intermediate water depths in the Eastern Atlantic are higher than during the LGM, but significantly lower than at times when the AAIW received almost no NADW input (at the 1st phase of HS1, at the beginning of YD).

The striking synchronicity of the excursions observed at 997m from Cd_w , $\delta^{13}C$, temperature and salinity during HS1 and YD associated with the Pa/Th isotopic data of N -deep Atlantic (Böhm et al., 2015) also support significant changes in the upwelling of CPDW as the primary driver of AAIW nutrient content in the North Atlantic.

Conclusion

High-resolution reconstructions of intermediate Cd_w and $\delta^{13}C$ concentrations suggest that the AAIW reached the North Atlantic in early HS1 and YD and underwent major changes in its northward extension. Our $IWT_{Mg/Li}$ reconstructions of high-resolution benthic foraminifera from the northeast Atlantic also indicate pronounced and large-amplitude warming at intermediate water depths during these two cold events associated with large increases in salinity.

The combination of SST reconstructions of the Southern Ocean, of the IWTs of the Mediterranean Sea and the IWTs of the North Atlantic shows us that such amplitudes in the intermediate temperature changes are the consequence of an increased contribution of MOW certainly accompanied by the North and South Atlantic contribution but in lesser proportion than MOW.

Nevertheless, the salinities at the study site underline a chronology in the events. Indeed, our data suggest that HS1 divides into two phases. A first phase (until about 16.1 cal kyr BP) with an incursion of AAIW leading to the increase in Cd_w , the drop in salinities and the increase in temperature at an intermediate water depth, at the aftermath of AMOC disturbance events that resulted in pronounced heat accumulation at the surface of the Southern Ocean and intensification of the Southern Ocean deglacial upwelling. Then, a second phase, characterized by the invasion of MOW associated again with the increase in temperatures over greater amplitudes, higher salinities and a drop in Cd_w .

During the HS1 and YD, the higher nutrient concentrations show a change in the source water bodies feeding the AAIW. At LGM, it was GNAIW with low nutrient content that mainly fed AAIW showing low nutrient concentrations. Starting with HS1, it was high nutrient CPDW that powered AAIW. The striking resemblance between our Cd_w , temperature, and salinity reconstructions and the gradual strengthening of the AMOC during the BA and early Holocene demonstrate that the Southern Ocean indeed shaped the nutrient inventory in the Atlantic. North allowing, from HS1, to maintain a higher level of nutrients than at LGM when AABW was isolated below 2km of water depth. New data from study site SU92-28 demonstrate the importance of deglacial ocean circulation reorganizations for global marine biogeochemistry and climate.

Chapitre 4 : Rapid deglacial injection of heat and nutrients in the Northeastern Atlantic Ocean from the Southern Ocean during the Heinrich Stadial 1

Chapitre 5 :

Impact des changements de la circulation océanique Nord Atlantique sur la dynamique de l'océan austral et influence sur le CO₂ atmosphérique

*Les deux chapitres précédents axés sur la carotte SU92-28 ont permis à la fois de mieux comprendre les variations de source et de dynamique des masses d'eau intermédiaire à la marge Ibérique mais aussi les relations étroites entre les variations de dynamique de l'Atlantique Nord et de l'Océan Austral. Dans ce chapitre, toujours porté sur la carotte SU92-28, sera présenté de nouveaux enregistrements de foraminifères benthiques : 1) le Cd/Ca (Cd_w) et le Ba/Ca pour les nutriments ; 2) le Mg/Ca pour la température ; 3) le Sr/Ca et l'U/Ca pour les concentrations en ions carbonates et ce, sur trois espèces de foraminifères benthiques (*C. pachyderma*, *Uvigerina* spp. et *M. affinis*). La combinaison de ces traceurs associée aux résultats des deux précédents chapitres permettra de mieux appréhender l'impact des variations de circulation océanique à profondeur d'eau intermédiaire sur le cycle global du Carbone lors de la Terminaison I.*

1. Introduction

Dans le but de reconstruire les changements passés dans les schémas de circulation intermédiaires de l'Atlantique Nord nous allons combiner les enregistrements de plusieurs traceurs mesurés sur différentes espèces.

Dans un premier temps, dans le but de comprendre les changements passés de la concentration en nutriments des masses d'eau intermédiaires, nous nous concentrerons sur les rapports élémentaires de Cd/Ca et Ba/Ca des foraminifères benthiques. Ces deux traceurs ont été utilisés comme des outils robustes des concentrations en nutriments dans l'eau de mer et comme traceur des changements dans la circulation des masses d'eau (e.g., Boyle, 1992; Came et al., 2008; Oppo & Fairbanks, 1987; Poggemann et al., 2017; Valley et al., 2017). En effet, Boyle et al. (1976) ont établi qu'il existe une corrélation linéaire positive entre le phosphore et le cadmium dans les eaux océaniques (Cd_w). Par conséquent, le Cd/Ca des foraminifères benthiques est largement utilisé comme indicateur des nutriments labiles dans les études paléocéanographiques (Boyle, 1988; Marchitto et al., 1998). En complément, la distribution du baryum dans l'océan mondial a une corrélation positive avec l'alcalinité et la silice dans la mesure où il est en grande partie appauvri dans les eaux de surface et régénéré en profondeur, ce qui en fait un proxy pour les nutriments réfractaires (Chan et al., 1976; Lea & Boyle, 1990; Lea & Boyle, 1991).

Dans un second temps, nous présentons le rapport magnésium/calcium (Mg / Ca) des foraminifères benthiques *M. affinis* qui a été développé comme indicateur indirect de la température de l'eau de mer dans laquelle le foraminifère s'est calcifié (Hasenfratz et al., 2017; Mashiotta et al., 1999). Les reconstructions de températures des eaux intermédiaires nous permettront de mieux contraindre la variabilité passée du transfert de chaleur de l'océan Austral vers l'océan Atlantique Nord et sa relation possible avec les changements dans le mélange et la circulation des masses d'eau de l'Atlantique.

Enfin, nous reconstruisons les fluctuations du [CO₃²⁻] océanique dans le but de mieux contraindre les changements hydrologiques à profondeur d'eau intermédiaire et d'obtenir une meilleure compréhension du système des carbonates océaniques et sa relation possible avec les variations du CO₂ atmosphérique au cours de la transition glaciaire-interglaciaire. Pour ce faire nous allons utiliser deux traceurs : Sr/Ca et U/Ca dans les carbonates de foraminifères benthiques. Sr/Ca couplé à B/Ca fournirait des preuves convaincantes d'un effet du Δ[CO₃²⁻] en

eau profonde sur la répartition du Sr dans les foraminifères benthiques. U/Ca a aussi été proposé pour reconstruire les changements dans la chimie des carbonates marins. Raitzsch et al. (2011) ont montré que les variations de l'U/Ca mesurées dans les tests de *Cibicidoides wuellerstorfi* et *Cibicidoides mundulus* sont négativement corrélées avec l'état de saturation en carbonate ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}] = [\text{CO}_3^{2-}] - [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}}$; où la concentration de saturation en carbonate ($[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}}$) augmente avec la profondeur de l'eau en raison d'un effet de pression sur la solubilité du CaCO₃ (Ingle, 1975). Les oscillations foraminifères Sr/Ca et U/Ca benthiques pourraient donc retracer les changements passés du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ en eau intermédiaire.

Chacun de ces traceurs a été mesuré dans la carotte SU92-28, couvrant les 25 000 dernières années et située à la marge Ibérique, au large du Cap Saint-Vincent à 997m de profondeur.

2. Résultats

Les rapports élémentaires de trois espèces de foraminifères benthiques sont présentés : *Cibicides pachyderma* (épibenthique), *Uvigerina spp* (endobenthique peu profond, *Uvigerina peregrina* ou *Uvigerina mediterranea* selon leur disponibilité à chaque niveau) et *Melonis affinis* (endobenthique intermédiaire).

Pour vérifier l'influence des contaminants oxydes sur les rapports élémentaires, Mn/Ca, Al/Ca et Fe/Ca ont systématiquement été mesurés. Pour les trois espèces les Mn/Ca mesurés étaient inférieures à 100 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ (limite proposée par Boyle & Husted (1983)). Les rapports Fe/Ca sont également inférieurs à 1 mmol mol^{-1} dans tous les échantillons des trois espèces, en accord avec la limite proposée par Barker et al. (2003). Enfin, aucune des trois espèces n'a enregistré des valeurs de Al/Ca > 0.5 mmol.mol^{-1} qui, selon Barker et al. (2003), signifie qu'aucune pollution significative par les minéraux argileux n'est attendue. Tous les résultats ci-dessus indiquent donc que nos échantillons n'ont pas été affectés par la contamination.

2.1. Variations des Ba/Ca, U/Ca et Sr/Ca mesurés dans les tests de *Cibicides pachyderma*

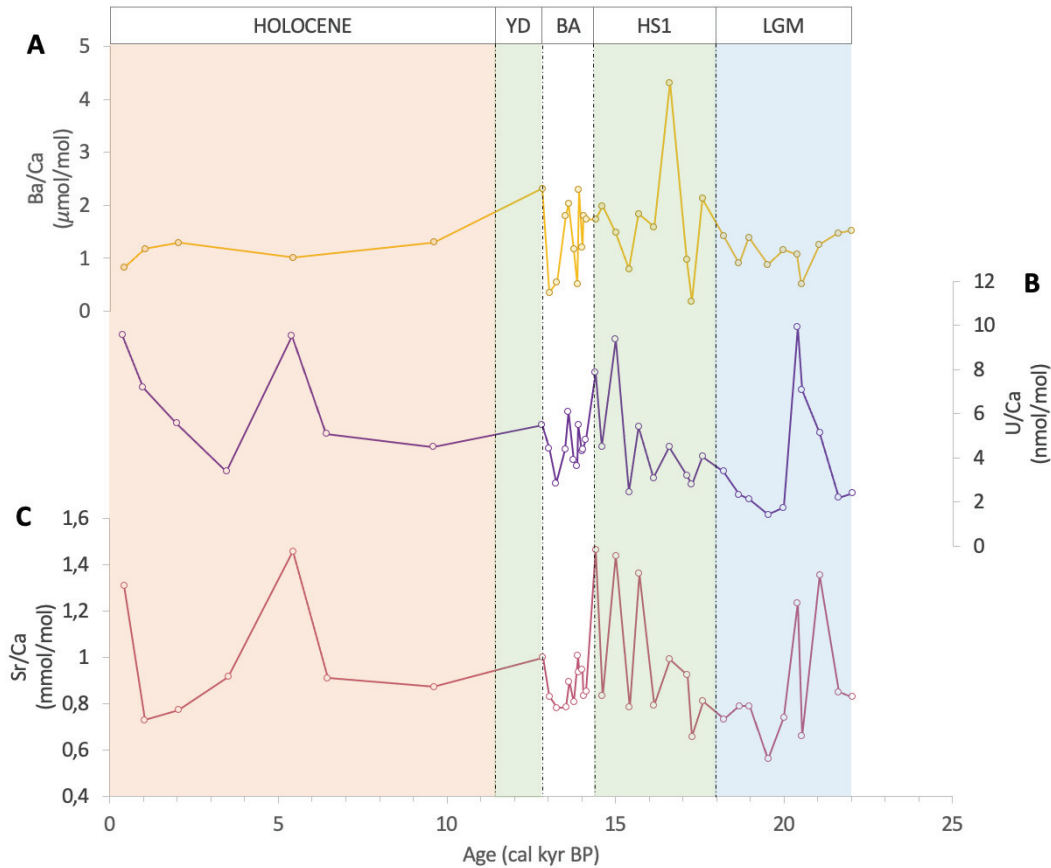


Figure 5. 1 : Rapports élémentaires (a) Ba/Ca, (b) U/Ca et (c) Sr/Ca de la carotte SU92-28 obtenus sur *Cibicoides pachyderma*.

Ba/Ca

Le rapport Ba/Ca de *C. pachyderma* (Figure 5.2a) montre des valeurs allant de 0.187 à 4.314 $\mu\text{mol/mol}$ sur les 26 derniers cal kyr BP. Au LGM, les valeurs oscillent autour d'une valeur moyenne d'environ 1.158 $\mu\text{mol/mol}$ (n=10). Le rapport Ba/Ca augmente ensuite pendant le HS1 montrant un maximum à 4.314 $\mu\text{mol/mol}$ (à 16,6 cal kyr BP) puis les valeurs diminuent jusqu'à atteindre un minimum de 0.794 $\mu\text{mol/mol}$ à 15.4 cal kyr BP. Au BA, les valeurs diminuent progressivement en passant de 1.732 à 14,4 cal kyr BP à 0.346 $\mu\text{mol/mol}$ à 13,0 cal kyr BP puis remontent à 2.315 $\mu\text{mol/mol}$ à 12.8 cal kyr BP au début du YD. Enfin, à l'Holocène, les valeurs oscillent autour d'une moyenne de 1.121 $\mu\text{mol/mol}$ (n=5)

U/Ca

Les valeurs du rapport U/Ca de *C. pachyderma* (Figure 5.2b) s'étendent de 1.423 à 9.932 nmol/mol. Au LGM, les valeurs montrent une valeur maximale à 20.4 cal kyr BP (9.932 nmol/mol) puis diminuent jusqu'à 1.423 nmol/mol à 19.5 cal kyr BP. Le rapport U/Ca augmente ensuite progressivement pendant le HS1 allant de 2.802 nmol/mol à 17.3 à 9.365 nmol/mol à 15.0 cal kyr BP. Au BA, les valeurs diminuent en passant de 7.870 à 14,4 cal kyr BP à 4.434 nmol/mol à 13,0 cal kyr BP puis remontent à 5.489 nmol/mol à 12.8 cal kyr BP au début du YD. Enfin, à l'Holocène, les valeurs oscillent autour d'une moyenne de 6.408 nmol/mol (n=7) avec un pic à 9.536 nmol/mol à 5.4 cal kyr BP.

Sr/Ca

Le rapport Sr/Ca de *C. pachyderma* (Figure 5.2c) montre des valeurs allant de 0.560 à 1.465 mmol/mol. Au LGM, les valeurs diminuent jusqu'à 0.732 mmol/mol à 18.2 cal kyr BP avec deux maxima à 21.1 et 20.4 cal kyr BP (1.352 et 1.233 mmol/mol). Le rapport U/Ca augmente ensuite progressivement pendant le HS1 allant de 0.809 mmol/mol à 17.6 à 1.437 mmol/mol à 15.0 cal kyr BP. Au BA, les valeurs diminuent en passant de 1.465 mmol/mol à 14,4 cal kyr BP à 0.831 mmol/mol à 13,0 cal kyr BP puis remontent à 0.997 mmol/mol à 12.8 cal kyr BP au début du YD. Enfin, à l'Holocène, les valeurs oscillent autour d'une moyenne de 0.994 mmol/mol (n=7) avec un pic à 1.457 mmol/mol à 5.4 cal kyr BP.

2.2. Variations des rapports Cd/Ca, Ba/Ca, U/Ca et Sr/Ca mesurés dans les tests d'*Uvigerina* spp.

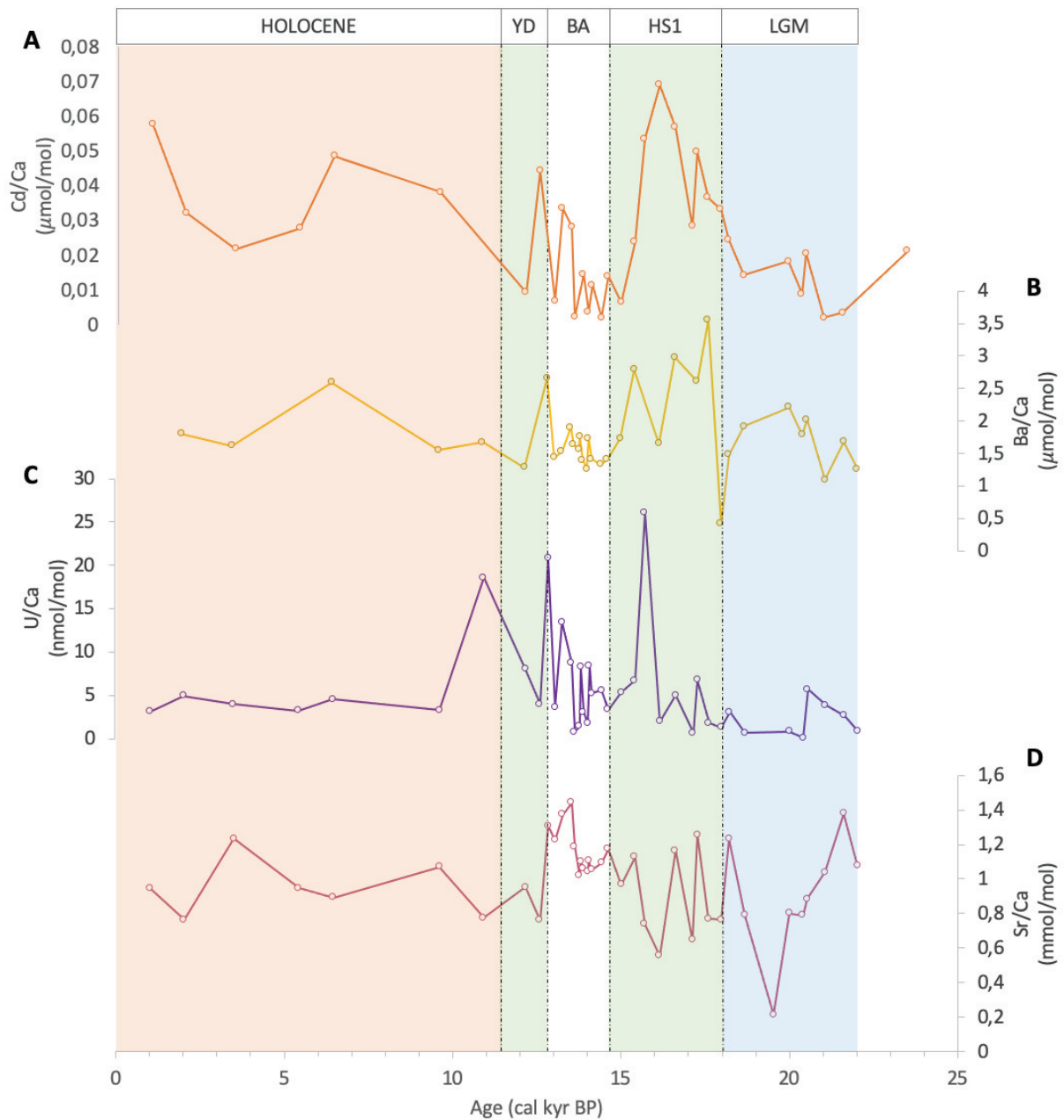


Figure 5. 2 : Rapports élémentaires (a) Cd/Ca, (b) Ba/Ca, (c) U/Ca et (d) Sr/Ca de la carotte SU92-28 obtenus sur *Uvigerina* spp.

Cd/Ca

Le rapport Cd/Ca de *Uvigerina spp.* (Figure 5.3a) montre des valeurs allant de 0.002 à 0.224 $\mu\text{mol/mol}$ sur les derniers 26 cal kyr BP. Les valeurs les plus basses sont observées au cours du LGM où elles vont de 0.004 $\mu\text{mol/mol}$ à 21.6 cal kyr BP à 0.025 $\mu\text{mol/mol}$ à 18.2 cal kyr BP avec une valeur moyenne d'environ 0.013 $\mu\text{mol/mol}$ (n=7). Le rapport Cd/Ca augmente ensuite progressivement au HS1 de 0.033 $\mu\text{mol/mol}$ à 18.0 cal kyr BP à 0.069 $\mu\text{mol/mol}$ à 16.1 cal kyr BP puis diminue jusqu'à 0.014 $\mu\text{mol/mol}$ à 14.6 cal kyr BP. Au BA, les valeurs oscillent entre 0.002 $\mu\text{mol/mol}$ à 14.4 cal kyr BP et 0.101 $\mu\text{mol/mol}$ à 13.8 cal kyr BP avec une moyenne de 0.025 $\mu\text{mol/mol}$ (n=10). Au YD, les valeurs Cd/Ca passent de 0.102 $\mu\text{mol/mol}$ à 12.8 cal kyr BP à 0.009 $\mu\text{mol/mol}$ à 12.2 cal kyr BP. Enfin, à l'Holocène, les valeurs se stabilisent autour d'une moyenne de 0.064 $\mu\text{mol/mol}$ avec un pic à 0.224 $\mu\text{mol/mol}$ à 10.9 cal kyr BP.

Ba/Ca

Les valeurs Ba/Ca de *Uvigerina spp.* (Figure 5.3b) vont de 0.416 à 3.554 $\mu\text{mol/mol}$ sur les 26 derniers cal kyr BP. Au LGM, les valeurs passent d'un maximum à 2.020 $\mu\text{mol/mol}$ à 20.5 cal kyr BP à un minimum à 1.483 $\mu\text{mol/mol}$ à 18.2 cal kyr BP. Le rapport Ba/Ca augmente ensuite pendant le HS1 montrant un maximum à 3.554 $\mu\text{mol/mol}$ (à 17,6 cal kyr BP) puis les valeurs diminuent jusqu'à atteindre un minimum de 1.407 $\mu\text{mol/mol}$ à 14.6 cal kyr BP. Au BA, les valeurs se stabilisent autour d'une moyenne de 1.542 $\mu\text{mol/mol}$ (n=11) puis réaugmente jusqu'à 2.660 à 12.8 cal kyr BP au début du YD. Enfin, à l'Holocène, les valeurs se stabilisent autour d'une moyenne de 1.847 $\mu\text{mol/mol}$ (n=5).

U/Ca

Le rapport U/Ca de *Uvigerina spp.* (Figure 5.3c) varie de 0.111 à 26.029 nmol/mol sur les 26 derniers cal kyr BP. Au LGM, les valeurs sont relativement stables présentant une moyenne de 2.204 nmol/mol (n=8) avec un maximum à 20.5 cal kyr BP (5.676 nmol/mol). Le rapport U/Ca augmente ensuite pendant le HS1 allant de 1.310 nmol/mol à 18.0 à 3.357 nmol/mol à 14.6. Les valeurs augmentent ensuite en passant de 5.587 nmol/mol à 14.4 cal kyr BP à 13.445 nmol/mol à 20.795 à 12.8 cal kyr BP au début du YD. Les valeurs diminuent jusqu'à 3.970 nmol/mol à 12.6 cal kyr BP puis remontent jusqu'à 18.554 nmol/mol au début de

l'Holocène à 10.9. Les valeurs U/Ca finissent par se stabiliser autour d'une moyenne de 5.949 nmol/mol (n=7).

Sr/Ca

Le rapport Sr/Ca d'*Uvigerina spp.* (Figure 5.3d) montre des valeurs allant de 0.214 à 1.441 mmol/mol sur les 26 derniers cal kyr BP. Au LGM, les valeurs diminuent progressivement dans un premier temps en passant de 1.076 mmol/mol à 22.0 cal kyr BP à 0.790 mmol/mol à 20.4 cal kyr BP puis réaugmente jusqu'à 1.230 mmol/mol à 18.2 cal kyr BP. Le rapport Sr/Ca oscille beaucoup au HS1 en passant de 0.554 mmol/mol (à 16,1 cal kyr BP) à 1.255 mmol/mol (à 17.3 cal kyr BP) avec une moyenne d'environ 0.916 mmol/mol (n=10). Au BA, les valeurs augmentent et passent de 1.092 mmol/mol à 14.4 cal kyr BP à 1.307 mmol/mol à 12.8 cal kyr BP au début du YD. Enfin, à partir de 12.6 cal kyr BP, les valeurs se stabilisent autour d'une moyenne de 0.927 mmol/mol (n=7).

2.3. Variations des rapports Cd/Ca, Ba/Ca, Mg/Ca, U/Ca et Sr/Ca mesurés dans les tests de *Melonis affinis*

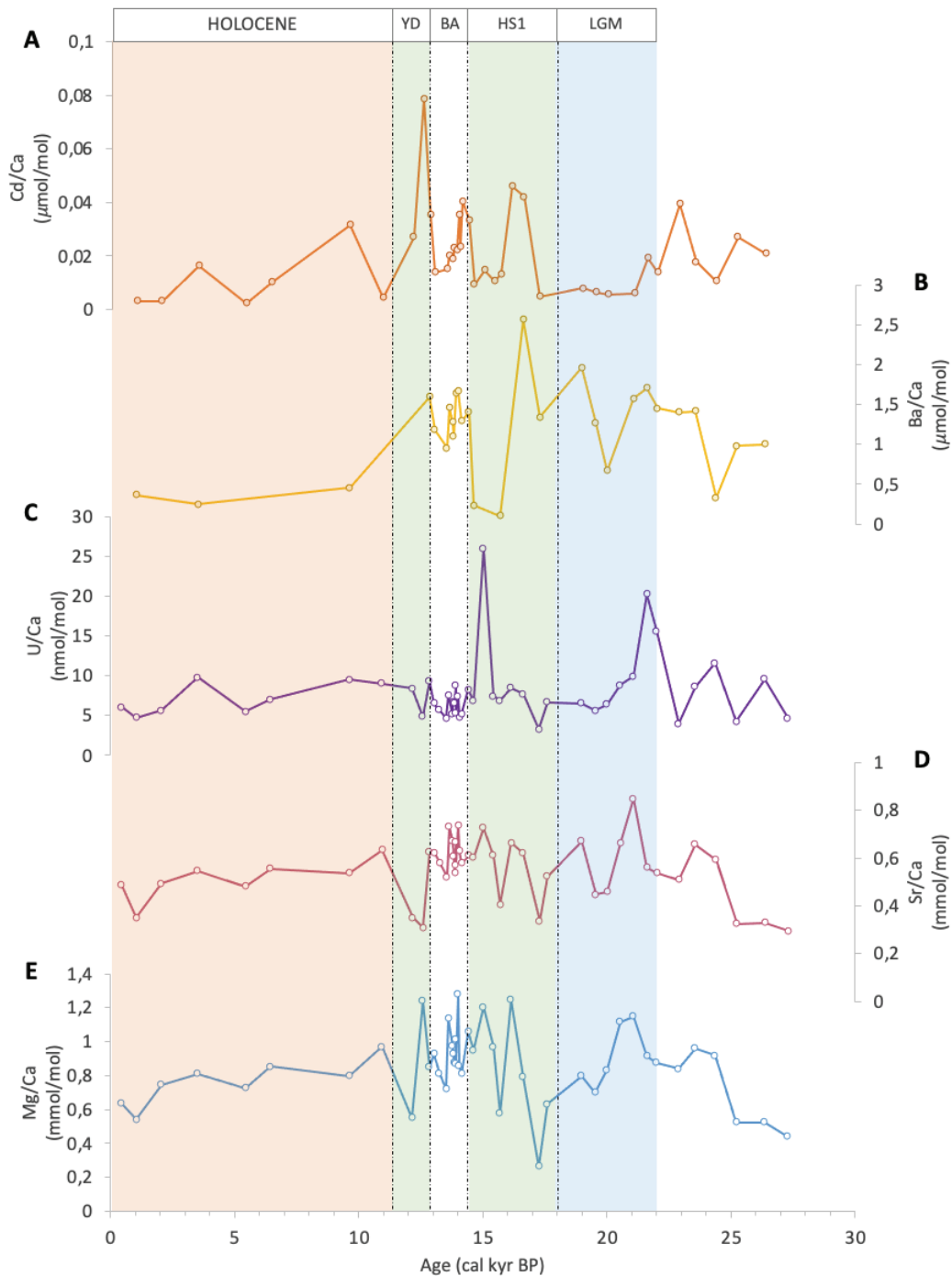


Figure 5. 3 : Rapports élémentaires (a) Cd/Ca, (b) Ba/Ca, (c) U/Ca, (d) Sr/Ca et (e) Mg/Ca de la carotte SU92-28 obtenus sur *Melonis affinis*.

Cd/Ca

Le rapport Cd/Ca de *M. affinis* (Figure 5.4a) montre des valeurs allant de 0.002 à 0.079 $\mu\text{mol/mol}$ sur les 26 derniers cal kyr BP. Les valeurs les plus basses sont observées au LGM et à l'Holocène. Au LGM, elles vont de 0.006 $\mu\text{mol/mol}$ à 21.1 et 20 cal kyr BP à 0.019 $\mu\text{mol/mol}$ à 21.6 cal kyr BP avec une valeur moyenne d'environ 0.010 $\mu\text{mol/mol}$ (n=6). À l'Holocène, les valeurs de Cd/Ca vont de 0.032 $\mu\text{mol/mol}$ à 9.6 cal kyr BP à 0,002 $\mu\text{mol/mol}$ à 5.4 cal kyr BP avec une valeur moyenne d'environ 0,010 $\mu\text{mol/mol}$ (n=7). Le rapport Cd/Ca augmente ensuite pendant le HS1 montrant deux maximums à 0.042 et 0.046 $\mu\text{mol/mol}$ (à 16.6 et 16.1 cal kyr BP respectivement). Au BA, les valeurs diminuent progressivement en passant de 0.033 à 14.4 cal kyr BP à 0.014 $\mu\text{mol/mol}$ à 13,0 cal kyr BP puis remontent rapidement à 0.079 $\mu\text{mol/mol}$ à 12.6 cal kyr BP pendant le YD.

Ba/Ca

Le rapport Ba/Ca de *M. affinis* (Figure 5.4b) varie de 0.102 à 2.567 $\mu\text{mol/mol}$ sur les 26 derniers cal kyr BP. Au LGM, les valeurs oscillent entre 0.667 $\mu\text{mol/mol}$ à 20 cal kyr BP et 1.965 $\mu\text{mol/mol}$ à 19.0 cal kyr BP avec une valeur moyenne d'environ 1.438 $\mu\text{mol/mol}$ (n=6). Le rapport Ba/Ca augmente ensuite pendant le HS1 montrant un maximum à 2.567 $\mu\text{mol/mol}$ (à 16,6 cal kyr BP) puis les valeurs diminuent jusqu'à atteindre un minimum de 0.102 $\mu\text{mol/mol}$ à 15.7 cal kyr BP. Au BA, les valeurs diminuent progressivement en passant de 1.412 à 14,4 cal kyr BP à 1.182 $\mu\text{mol/mol}$ à 13,0 cal kyr BP puis remontent à 1.596 $\mu\text{mol/mol}$ à 12.8 cal kyr BP au début du YD. Enfin, à l'Holocène, les valeurs de Ba/Ca vont de 0.453 $\mu\text{mol/mol}$ à 9.6 cal kyr BP à 0.245 $\mu\text{mol/mol}$ à 3.5 cal kyr BP.

U/Ca

Le rapport U/Ca de *M. affinis* (Figure 5.4c) s'étend de 3.321 à 25.947 nmol/mol sur les 26 derniers cal kyr BP. Au LGM, les valeurs passent de 20.226 nmol/mol à 21.6 cal kyr BP à 6.513 nmol/mol à 19.0 cal kyr BP. Le rapport U/Ca augmente ensuite pendant le HS1 allant de 6.703 nmol/mol à 17.6 à 25.947 nmol/mol à 15.0 cal kyr BP. À partir du BA jusqu'à l'Holocène, les valeurs oscillent entre 4.664 et 9.815 nmol/mol (à 13.5 et 3.5 cal kyr BP respectivement) soit une moyenne de 6.78 nmol/mol (n=24).

Sr/Ca

Le rapport Sr/Ca de *M. affinis* (Figure 5.4d) montre de faibles amplitudes de variations allant de 0.295 à 0.848 mmol/mol sur les 26 derniers cal kyr BP. Au LGM, les valeurs diminuent progressivement en passant de 0.848 mmol/mol à 21.1 cal kyr BP à 0.670 mmol/mol à 19.0 cal kyr BP avec une valeur moyenne d'environ 0.597 mmol/mol (n=7). Le rapport Sr/Ca augmente ensuite très légèrement pendant le HS1 en passant de 0.524 mmol/mol (à 17,6 cal kyr BP) à 0.726 mmol/mol à 15.0 cal kyr BP. Au BA, les valeurs oscillent autour d'une moyenne de 0.619 mmol/mol puis diminuent rapidement jusqu'à 0.308 mmol/mol à 12.6 cal kyr BP au début du YD. Enfin, à l'Holocène, les valeurs se stabilisent autour d'une moyenne de 0.510 mmol/mol (n=8).

Mg/Ca

Le rapport Mg/Ca de *M. affinis* (Figure 5.4e) montre des valeurs allant de 0.264 à 1.280 mmol/mol sur les 26 derniers cal kyr BP. Au LGM, les valeurs diminuent en passant de 1.147 mmol/mol à 21.1 cal kyr BP à 0.799 mmol/mol à 19.0 cal kyr BP. Le rapport Mg/Ca augmente ensuite pendant le HS1 de 0.631 μ mol/mol (à 17,6 cal kyr BP) à 1.203 à 15.0 cal kyr BP. Au BA, les valeurs oscillent fortement entre 0.721 et 1.280 mmol/mol (à 13,5 et 14.0 cal kyr BP respectivement) puis les valeurs remontent à 1.239 mmol/mol à 12.6 cal kyr BP au début du YD pour finir par redescendre à 0.551 mmol/mol à 12.2 cal kyr BP. Enfin, à l'Holocène, les valeurs de Mg/Ca oscillent entre 0.541 et 0.973 (à 10.9 et 1.0 cal kyr BP respectivement) soit une moyenne de 0.760 (n=8).

3. Discussion

3.1. Reconstitution des concentrations en nutriments des eaux intermédiaires

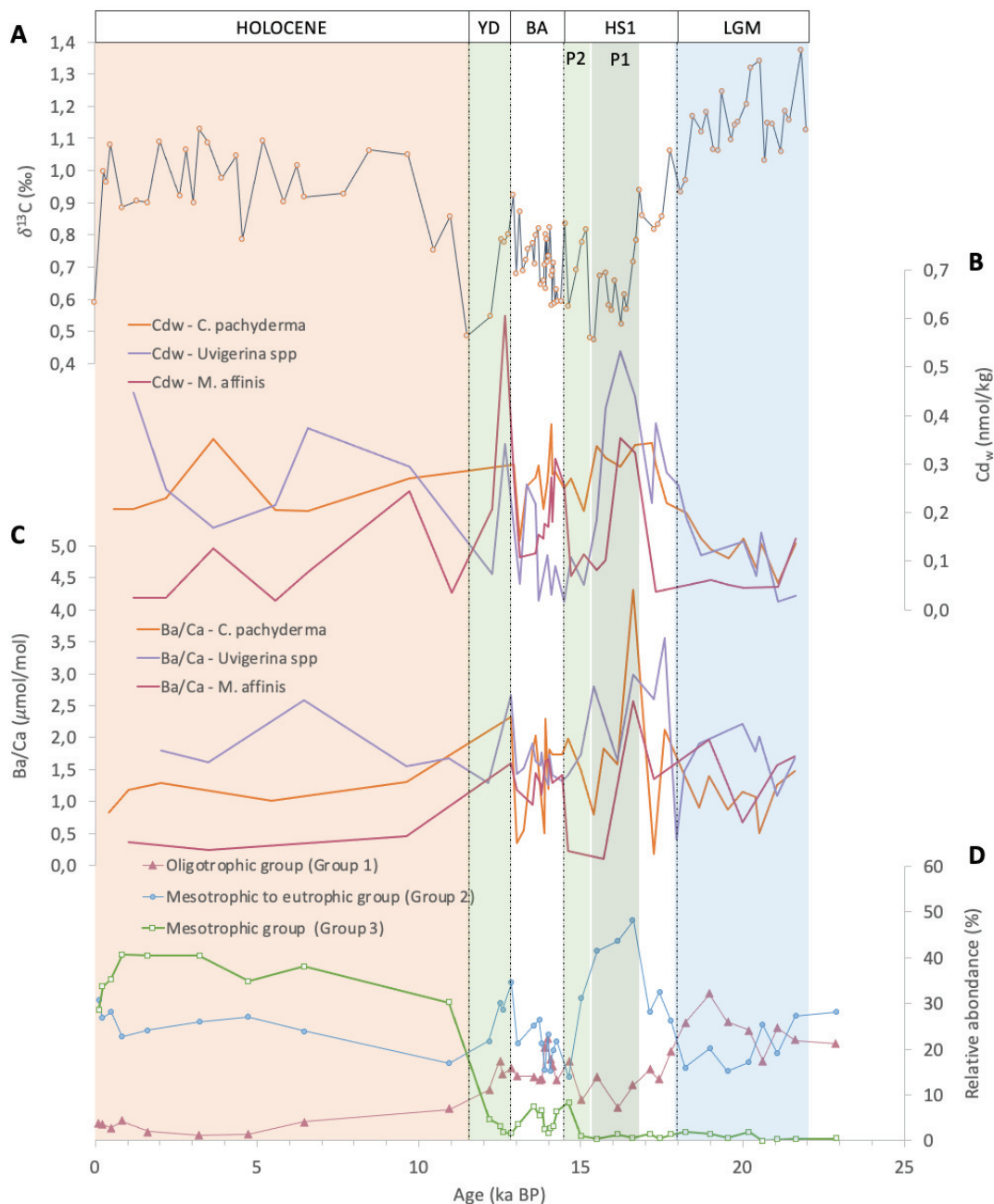


Figure 5. 4 : (a) Valeurs de $\delta^{13}C$ obtenus sur *Cibicidoides* spp. (b) C_{dw} calculé à partir du Cd/Ca de *Cibicides pachyderma* (trait orange), *Uvigerina* spp (trait violet) et *Melonis affinis* (trait rouge). (c) Ba/Ca de *Cibicides pachyderma* (trait orange), *Uvigerina* spp (trait violet) et *Melonis affinis* (trait rouge). (d) Assemblages de foraminifères benthiques regroupés suivant leurs préférences écologiques ; groupe 1, groupe oligotrophe (*Cibicides pachyderma* et *Cassidulina* spp ; triangle rose) ; groupe 2, groupe mésotrophe à eutrophe (*Uvigerina* spp., *Melonis affinis* et *Globobulimina affinis* ; rond bleu) et groupe 3, groupe mésotrophe (*Bulimina striata*, *Nuttallides umbonifer*, *Planulina ariminensis* ; carré vert).

Pour reconstituer les changements passés des schémas de circulation de l'Atlantique intermédiaire, le Cd/Ca des foraminifères benthiques a été couramment utilisé comme indicateur indirect des concentrations de cadmium dans l'eau de mer. La teneur en Cd des tests calcitiques fossiles reflète les concentrations distinctes de nutriments des masses d'eau de fond dans le passé (Boyle, 1988, 1992). Les rapports Cd/Ca peuvent donc être convertis en Cd_w grâce à la relation de Boyle et al. (1995), avec une calibration pour les espèces calcitiques profondes exprimée par :

$$D = \frac{(Cd/Ca)_{\text{foram}}}{(Cd/Ca)_{\text{water}}}$$

Avec $D = 2,3$ (Boyle, 1992). Ensuite, nous utilisons la concentration de Ca dans l'eau de mer qui a une valeur moyenne constante de 0,01 mol/kg (Boyle, 1992) pour calculer la Cd_w. Nous avons ainsi calculé le Cd_w des espèces *C. pachyderma*, *Uvigerina spp.* et *M. affinis*.

Les trois concentrations en cadmium de l'eau de mer des trois espèces de foraminifères benthiques semblent covarier au cours des derniers 25 cal kyr BP (Figure 5.5b). Leurs gammes de valeurs se situent entre ~0 et 0.7 nmol/kg.

Le Cd_w de *C. pachyderma* varie de 0,056 à 0,382 nmol/kg au cours des 25 derniers cal kyr BP. Le LGM, montre les valeurs les plus basses de toute la transition glaciaire déglaciaire avec une moyenne de 0.131 nmol/kg. Les valeurs Cd_w augmentent ensuite progressivement au cours du HS1 et montrent trois maxima de Cd_w à 17.1, 16.6 et 15,4 cal kyr BP (0.343, 0.338 et 0.336 nmol/kg respectivement). Ensuite, les valeurs de Cd_w diminuent à 0,143 nmol/kg à 13,0 cal kyr BP pendant la BA. Une nouvelle augmentation des concentrations de Cd_w se produit au début du YD à 12.8 cal kyr BP (0.299 nmol/kg). Enfin, au cours de l'Holocène, les valeurs se situent autour d'une moyenne de ~ 0.131 nmol/kg.

Le Cd_w de *M. affinis* fluctue entre 0,018 à 0,606 nmol/kg au cours des 25 derniers cal kyr BP. Au LGM, sont recensées les plus faibles valeurs avec une moyenne de 0.076 nmol/kg. Les valeurs de Cd_w augmentent ensuite au cours du HS1 en passant de 0.036 nmol/kg à 17.3 cal kyr BP à 0.354 nmol/kg à 16.1 cal kyr BP. Ensuite, les valeurs de Cd_w diminuent jusqu'à 0.107 nmol/kg à 13.0 cal kyr BP pendant la BA. Une nouvelle augmentation des concentrations

de Cd_w se produit au début du YD à 12.6 cal kyr BP (0.606 nmol/kg). Enfin, au cours de l'Holocène, les valeurs se situent autour d'une moyenne de ~ 0.078 nmol/kg.

Le Cd_w de *Uvigerina spp* varie de 0.017 à 0.533 nmol/kg au cours des 25 derniers cal kyr BP. Au LGM, sont toujours enregistrées les plus faibles valeurs avec une moyenne de 0.102 nmol/kg. Les valeurs de Cd_w augmentent ensuite au cours du HS1 en passant de 0,256 nmol/kg à 18.0 cal kyr BP à 0.533 nmol/kg à 16.1 cal kyr BP. Ensuite, au BA, les valeurs diminuent dans un premier temps puis réaugmentent progressivement montrant deux maxima à 13.5 et 13.3 cal kyr BP (0.218 et 0.258 nmol/kg respectivement). Une nouvelle augmentation des concentrations de Cd_w se produit au début du YD à 12.6 cal kyr BP (0.342 nmol/kg). Enfin, au cours de l'Holocène, les valeurs se situent autour d'une moyenne de ~ 0.291 nmol/kg.

Pour les deux enregistrements de Ba/Ca ou Cd_w des trois espèces de foraminifères benthiques, les plus faibles valeurs sont enregistrées pendant le LGM (sauf pour le Ba où elles sont presque équivalentes aux valeurs holocène), les valeurs les plus hautes sont pendant les deux évènements froids et des valeurs intermédiaires sont enregistrées pendant le BA et l'Holocène.

Boyle et al. (1976) ont établi qu'il existe une corrélation linéaire positive entre le phosphore et le cadmium dans les eaux océaniques (Cd_w). Par conséquent, le Cd/Ca des foraminifères benthiques est largement utilisé comme indicateur des nutriments labiles dans les études paléocéanographiques (e.g., Boyle, 1988; Marchitto et al., 1998). Au contraire, les nutriments réfractaires (silice et alcalinité) sont dissous à partir des débris squelettiques dans la colonne d'eau, ce qui entraîne une régénération plus profonde par rapport aux nutriments labiles. La distribution du baryum (Ba) dans l'océan mondial a une corrélation positive avec l'alcalinité et la silice dans la mesure où il est en grande partie appauvri dans les eaux de surface et régénéré en profondeur, ce qui en fait un proxy pour les nutriments réfractaires (Lea & Boyle, 1990).

Depuis le LGM et pendant toute la période de déglaciation, le Cd_w (Figure 5.5b) et le Ba/Ca (Figure 5.5c) montre une corrélation positive (Figure S1) tandis qu'ils ont une corrélation négative avec l'enregistrement de δ¹³C (Figure S2).

Nous avons vu dans un chapitre précédent (chapitre 2) qu'étant donné que les périodes de productivité de surface élevée ne coïncidaient pas avec les fortes valeurs d'enregistrements de δ¹³C de la carotte SU92-28, le signal de δ¹³C de *Cibicidoides spp*. n'est pas affecté ou est peu affecté par l'upwelling à la marge ibérique et se comporte donc comme un traceur semi-

quantitatif de source de masse d'eau (via la disponibilité en matières organiques, nutriments) et/ou de ventilation (Béthoux & Pierre, 1999; Pierre, 1999). La même conclusion peut ainsi s'appliquer aux enregistrements de Cd_w et Ba/Ca.

Les eaux de surface de l'Atlantique Nord sont appauvries en baryum et sont susceptibles de produire une masse d'eau pauvre en baryum (ou pauvre en silice ; Figure 5.1b). Pendant le LGM, la production de NADW a cessée ou a été considérablement réduite, tandis que la production de GNAIW a été renforcée et a rempli le bassin de l'Atlantique Nord au-dessus d'environ 2000 m de profondeur d'eau (Boyle & Keigwin, 1987; Duplessy et al., 1988; Marchitto et al., 1998; Oppo & Fairbanks, 1987). Le Ba/Ca des foraminifères à 997 m de profondeur pendant le LGM est équivalent aux valeurs holocènes ce qui pourrait traduire que les deux périodes ont été baignées par des eaux plutôt pauvres en Ba provenant de masses d'eau originaire de l'Atlantique Nord. Par ailleurs, dans une carotte de l'Atlantique Nord à plus grande profondeur, marquant la limite entre le GNAIW et l'AABW (CHN82-41-15PC, 43°N, 28°W, 2151 m), Lea et Boyle (1990) ont également trouvé que les valeurs de Ba/Ca pendant le LGM étaient similaires à celles de l'Holocène. Le δ¹³C soutient cette hypothèse en montrant les valeurs les plus élevées des derniers 25 cal kyr BP autour de 1.16±0.10‰ (n=21) suggérant un site bien ventilé et/ou pauvre en matière organique. *C. pachyderma* et *Cassidulina spp.* (groupe 1) montrent aussi des pourcentages les plus élevés de la transition glaciaire-interglaciaire. Si *Cassidulina spp.* est une espèce plutôt opportuniste, *C. pachyderma* quant à lui est fortement dépendant de la concentration en oxygène (Nardelli et al., 2014) et est extrêmement sensible à la qualité des aliments, ne se nourrissant que de matière organique labile et fraîche (Altenbach & Sarnthein, 1989). L'abondance relative la plus élevée de ce groupe 1 (~29%) renforce l'interprétation d'une contribution exclusivement Nord et active à profondeur d'eau intermédiaire pendant le LGM.

Dans l'hémisphère nord, plusieurs changements climatiques abrupts à l'échelle du millénaire se sont produits au cours de la dernière déglaciation, à savoir les deux périodes froides (HS1 : 18 000 à 14 500 ans BP ; YD : 12 800 à 11 500 ans BP) et les deux périodes chaudes du BA et de l'Holocène (~ 14 500 et 12 800 ans BP et après environ 11 500 ans BP respectivement). À chacun de ces événements sont associés des variations de transport de nutriments vers la région de l'Atlantique Nord. Après le LGM, un enrichissement déglaciaire

significatif en nutriments peut être observé dans les quatre enregistrements d'assemblages de foraminifères benthiques, $\delta^{13}\text{C}$, Cd_w et Ba/Ca . Les variations de nutriments labiles et réfractaires montrent que le HS1 s'est découpé en deux phases (P1 et P2 ; Figure 5.5). La P1 s'est produite entre environ 17.6 et 15.2 cal kyr BP, elle est caractérisée par un maximum d'apport en matière organique, à la fois labile et réfractaire, enregistré par les trois espèces de foraminifères benthiques. Ces maximas sont associées aux plus faibles valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ enregistrées sur les derniers 25 cal kyr BP (par exemple, 0.47‰ à 15.4 cal kyr BP). Au cours du HS1, le groupe oligotrophe 1 est remplacé par le groupe mésotrophe à eutrophe 2 (Figure 5.5d). Ce deuxième groupe comprend l'endofaune peu profonde (*U. peregrina*) et intermédiaire et profonde (*M. affinis* et *Globobulimina* spp., respectivement). Les espèces d'endofaune peu profondes (*U. peregrina*) ont été décrites dans une grande variété de contextes mésotrophes à eutrophes, montrant une meilleure tolérance pour la matière organique de mauvaise qualité et des faibles concentrations d'oxygène. Cependant, elles nécessitent un flux organique labile exporté d'au moins 2,5 g C.m⁻².an⁻¹ (Corliss, 1991; Corliss & Emerson, 1990; Lutze & Coulbourn, 1984; Morigi, 2001; Rijk et al., 2000). *M. affinis* et *G. affinis* sont dépendants des stocks bactériens aérobies et anaérobies, dégradant la matière organique plus ou moins réfractaire. Les deux espèces se nourrissent soit directement de souches bactériennes (Kitazato, 1994; Lee et al., 1979; Thomsen & Altenbach, 1993), soit se nourrissent de produits de brisure. Plus particulièrement, *M. affinis* est capable de migrer dans le sédiment et de se nourrir à la fois de matière organique labile et réfractaire (Caralp, 1989), ainsi, il semble adaptable aux changements d'oxygénation (Linke & Lutze, 1993). *G. affinis* quant à lui, est caractéristique des environnements eutrophes ayant la capacité de survivre dans des sédiments fortement hypoxiques, voire anoxiques (e.g., Bernhard et al., 1997; Bernhard, 1992; Bernhard & Reimers, 1991; Moodley & Hess, 1992), où les particules organiques labiles sont rares laissant place à de la matière organique plus ou moins réfractaire (Koho et al., 2008). Finalement, la présence de ces taxons associés aux autres enregistrements, suggère un milieu beaucoup moins ventilé (plus pauvre en oxygène), avec des apports de matière organique (labile et réfractaire) plus importants que lors du LGM (Caralp, 1989; Licari & Mackensen, 2005; Linke & Lutze, 1993; Schmiedl et al., 2000). L'augmentation de Ba/Ca et Cd_w pendant la déglaciation à la base de la thermocline (997m) est compatible avec un ralentissement de la circulation thermohaline. Ce ralentissement aurait pu être déclenché par l'augmentation de la débâcle d'icebergs et d'eau de fonte entraînant une diminution de la production de GNAIW, résultant de la réduction de la

ventilation de l'Atlantique à profondeur d'eau intermédiaire (Hall & Chan, 2004; Rühlemann et al., 1999; Venz et al., 1999). Ceci est corroboré par les enregistrements de $\delta^{13}\text{C}$ de la carotte SU92-28 qui montrent également des preuves d'une diminution de la ventilation pendant la période déglaciaire (P1) associé à un apport important de nutriments. En l'absence de GNAIW, l'Atlantique à profondeur d'eau intermédiaire était occupé par les eaux de la composante sud (AAIW) (Lea & Boyle, 1990; Oppo & Fairbanks, 1987; Venz et al., 1999), augmentant le Cd_w et le Ba/Ca au site d'étude SU92-28 et permettant l'apparition des taxons du groupe 2. Ces résultats soutiennent l'hypothèse d'un apport accru d'AAIW jusqu'aux latitudes de la carotte SU92-28, au moins pendant P1, en réponse à l'arrêt (ou au ralentissement) de GNAIW.

Lors de la seconde phase du HS1 (P2 ; Figure 5.5), après 15.2 cal kyr BP, il a été montré dans un chapitre précédent (Chapitre 4) que le flux d'eau de sortie de la Méditerranée (MSW) s'est progressivement rétabli à 997m coïncidant avec l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 5.5a). En parallèle, les enregistrements de Ba/Ca et Cd_w ont diminué de manière synchrone avec l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ entraînant une baisse des pourcentages d'abondance relatives des espèces du groupe 2. Néanmoins, le groupe mésotrophe à eutrophe 2 reste dominant pendant P2 ainsi que pendant toute la période du BA. Au cours du BA, les archives Pa/Th (McManus et al., 2004) suggèrent que l'Atlantique Nord aurait pu être baigné par une masse d'eau à nouveau relativement bien ventilée ce que soutiennent les données $\delta^{13}\text{C}$ au site d'étude SU92-28. Cependant, les quatre enregistrements à 997m suggèrent une masse d'eau plus enrichie en nutriments que durant les périodes LGM mais moins enrichie que pendant HS1, mettant en évidence un mélange entre une composante Nord bien ventilée et pauvre en matière organique et une composante Sud peu ventilée et riche en matière organique. Ce changement hydrologique est également enregistré par la légère diminution de l'abondance du groupe mésotrophe à eutrophe 2 (~22%) au profit relatif du groupe oligotrophe 1 (~18%) (Figure 5.5d). En accord avec cette hypothèse, les enregistrements de Cd_w et Ba/Ca montrent des concentrations en matière organique équivalente voire plus importante au BA qu'à l'Holocène soutenant la contribution de AAIW pendant le BA, en moindre proportion qu'au HS1.

Un autre schéma émerge au cours du YD où le groupe mésotrophe à eutrophe 2 réaugmente drastiquement et sur une courte période (YD = ~29 % ; Figure 5.5d) suggérant à nouveau un milieu beaucoup moins bien ventilé (pauvre en oxygène), avec des apports de

matière organique (labile et réfractaire) plus importants. L'augmentation de Ba/Ca et Cd_w pendant le YD est compatible avec le ralentissement de la circulation thermohaline (Hall & Chan, 2004; McManus et al., 2004; Rühlemann et al., 1999; Venz et al., 1999). Ceci est corroboré par les enregistrements de δ¹³C de la carotte SU92-28 qui montrent également des preuves d'une diminution de la ventilation. Cette seconde phase de ralentissement de GNAIW pendant la déglaciation a permis l'incursion accrue et de courte durée des AAIW (Lea & Boyle, 1990; Oppo & Fairbanks, 1987; Venz et al., 1999), augmentant le Cd_w et le Ba/Ca au site d'étude SU92-28 et permettant l'apparition des taxons du groupe 2.

Les enregistrements Cd_w et Ba/Ca montrent deux tendances différentes pendant l'Holocène. Le Ba/Ca diminue sur toute la période Holocène jusqu'à atteindre des valeurs équivalentes ou inférieures à celles du LGM tandis que les valeurs Cd_w réaugmentent après 11 cal kyr BP traduisant un apport de matière organique labile soutenu pendant l'holocène contrairement à la matière organique réfractaire. Aussi, le groupe mésotrophe 3 augmente à des valeurs supérieures à 30% à partir de 10,1 cal kyr BP ainsi que le groupe mésotrophe à eutrophe 2 qui présente également des valeurs supérieures à 17 % à partir de 10,1 cal kyr BP (Figure 5.5d). Le troisième groupe est constitué de foraminifères benthiques endofauniques peu profonds associés à des conditions de faible teneur en oxygène, avec une forte dépendance à la matière organique de haute qualité (Fontanier et al., 2002). L'effondrement de la circulation profonde observée en Méditerranée durant l'Holocène inférieur (Kuhnt et al., 2008; Schmiedl et al., 2010; Toucanne et al., 2012), synchronique avec le dépôt de sapropèle S1 de 10,2 à 6,4 cal kyr BP (Mercone et al., 2000) a engendré une convection profonde réduite en Méditerranée occidentale (Rogerson et al., 2008). Le manque de ventilation des masses d'eau a conduit à des conditions dysoxiques compatibles avec l'absence de foraminifères épibenthiques tels que le groupe 1 (Figure 5.5d) après 11 cal ka BP (Sierro et al., 2005). Un apport de MSW aurait advecté latéralement de la matière organique de haute qualité, conduisant à des conditions de vie adaptées aux espèces du groupe 2 et 3.

Les valeurs intermédiaires de δ¹³C comparées aux minima du HS1 et du YD et au maximum du LGM est certainement la conséquence de la revitalisation de l'AMOC. Elle s'est rapidement propagée aux profondeurs de l'océan Austral (Barker et al., 2009; Skinner et al., 2013; Waelbroeck et al., 2011), ce qui a rapidement rendu l'ensemble du bassin de l'océan Atlantique

bien ventilé dès le début de l'Holocène (après ~10 ka). Cette interprétation est cohérente avec les données de ²³¹Pa/²³⁰Th sédimentaire (Gherardi et al., 2009; McManus et al., 2004), suggérant des liens forts entre la circulation atlantique et la dynamique de l'océan Austral, et une réorganisation rapide vers le mode moderne peu après la YD (Ferrari et al., 2014). L'ensemble de nos enregistrements suggère ainsi que le site central SU92-28 est baigné depuis le début de l'Holocène par un mélange entre une faible proportion d'AAIW riches en nutriments, avec une contribution dominante de MSW et une partie de NCW, reflétant les observations modernes telles que définies par Louarn & Morin (2011) dans le golfe de Cadix. Les enregistrements de nutriments fournissent également des preuves supplémentaires de la reconnexion des cellules de renversement de l'Atlantique peu profond et profond et de leurs relations avec la dynamique de l'océan Austral, en accord avec les résultats des changements de circulation déduits par Ferrari et al. (2014).

3.2. Essais de reconstruction du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ des eaux intermédiaires à partir des rapports Sr/Ca et U/Ca

Afin de reconstruire les $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ passé, nous avons appliqué les relations U/Ca- $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ et Sr/Ca- $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de Raitzsch et al. (2011) (Équation 5.1) et Yu et al. (2014) (Équation 5.2) respectivement (Figure 5.6) :

$$U/Ca_{C.wuellerstorfi} = (-0.27 \pm 0.04) \times \Delta[\text{CO}_3^{2-}] + 15.1 \pm 1.4 \quad (5.1)$$

Où $R^2 = 0.58$

$$Sr/Ca_{C.wuellerstorfi} = (1.168 \pm 0.010) + 0.0041 \pm 0.0003 \times \Delta[\text{CO}_3^{2-}] \quad (5.2)$$

Où $R^2 = 0.78$

Néanmoins, les calibrations des deux études ont été réalisées sur *C. mundulus* et *C. wuellerstorfi* mais pas sur *C. pachyderma*, nous avons donc choisi de calculer les $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ à partir des équations de l'espèce *C. wuellerstorfi* qui sont plus cohérentes en termes de profondeur de vie dans la colonne d'eau et de microhabitat.

Chapitre 5 : Impact des changements de circulation océanique Nord Atlantique sur la dynamique de l'océan austral et influence sur le CO₂ atmosphérique

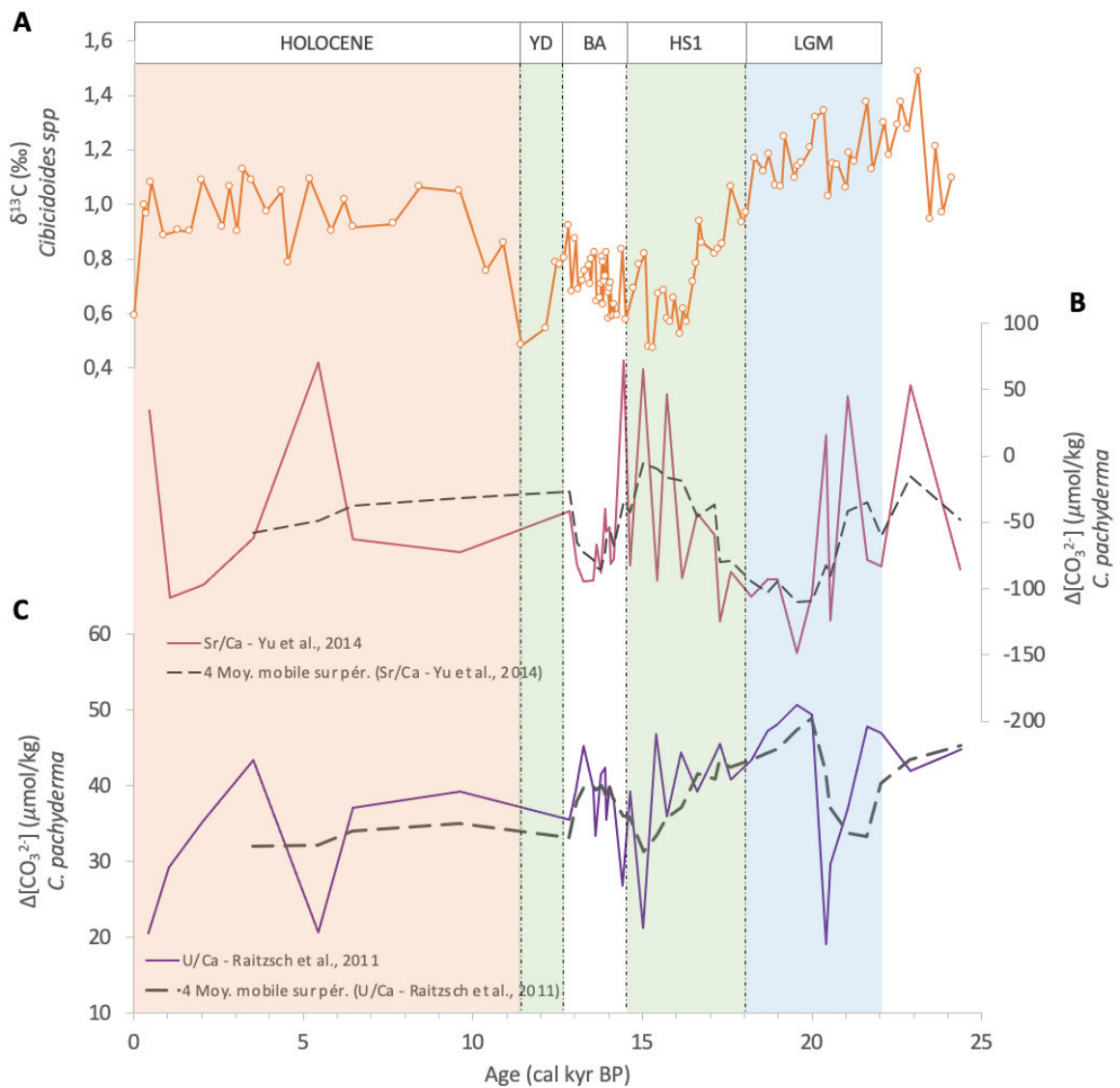


Figure 5. 5 : (a) Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ obtenus sur *Cibicoides spp*, (b) $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ obtenus à partir du Sr/Ca de *Cibicides pachyderma* et (c) $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ obtenus à partir du U/Ca de *Cibicides pachyderma*.

Les $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ obtenus sur U/Ca et Sr/Ca n'évoluent pas en phase comme on pourrait si attendre si les rapports retraçaient tous deux uniquement le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ (Figure 5.7). Aussi, les valeurs de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ -Sr/Ca montrent des valeurs négatives allant jusqu'à des valeurs inférieures à -100 $\mu\text{mol/kg}$, ces valeurs très négatives montrent que Sr/Ca pourrait ne pas être uniquement indicateur de la concentration en $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ à profondeur d'eau intermédiaire au site SU92-28 mais que ce traceur est certainement biaisé par d'autres paramètres environnementaux. Nous allons donc tester la sensibilité du Sr/Ca à d'autres paramètres environnementaux en nous basant sur d'autres traceurs. En revanche, il semble que les tendances observées de Sr/Ca- $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ sont très bien corrélées aux températures obtenues à partir du Mg/Ca (Figure 5.9). Ce point sera davantage développé dans la partie 5.1.3.

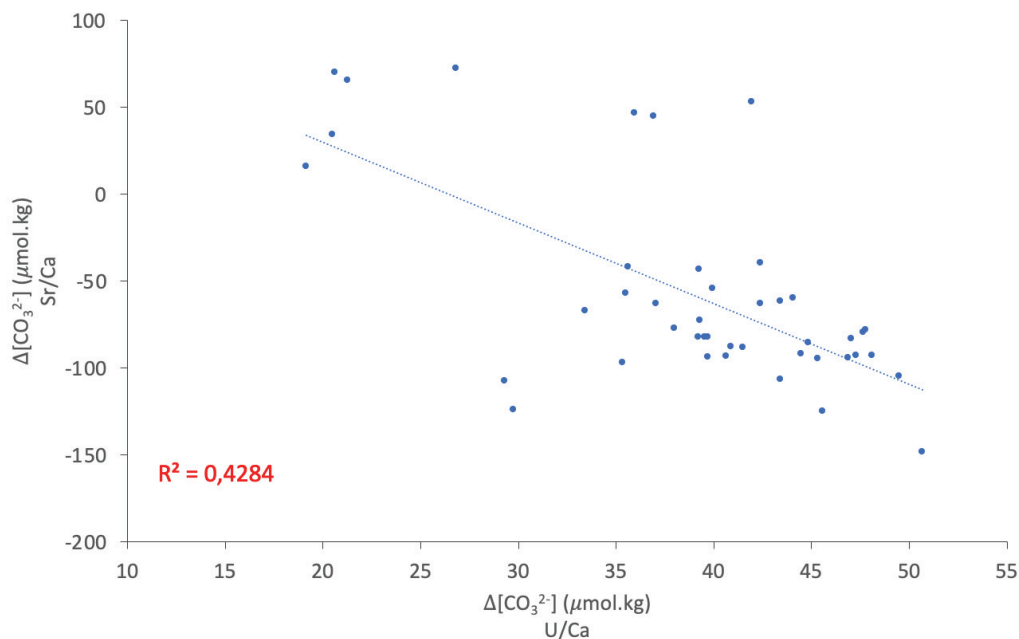


Figure 5. 6 : Corrélation négative entre $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ -Sr/Ca et $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ -U/Ca obtenus sur *C. pachyderma*.

Nous nous concentrerons ainsi uniquement sur l'enregistrement U/Ca- $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ pour les reconstructions passées de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$.

En accord avec plusieurs études, il semble que les valeurs de concentrations de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ calculées d'après l'U/Ca au site SU92-28 soient plus importantes pendant le LGM (Marchitto & Broecker, 2006; Oppo & Lehman, 1993) avec une valeur maximale de 50.6 $\mu\text{mol/kg}$ à 19.5 cal kyr BP. Ces valeurs élevées correspondraient à un site d'étude baigné par des eaux

intermédiaires à faible teneur en nutriments pendant le LGM et à haut $\delta^{13}\text{C}$, typique des GNAIW (Boyle, 1992; Curry & Oppo, 2005; Marchitto et al., 1998). Le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ diminuent ensuite progressivement en passant de 45,5 à 21.2 $\mu\text{mol/kg}$ (à 17.3 et 15.0 cal kyr BP) et de 39.9 à 35.9 $\mu\text{mol/kg}$ (à 13.0 et 12.8 cal kyr BP) traduisant un changement dans l'équilibre du CO_3^{2-} versus CO_2 à profondeur d'eau intermédiaire. Au HS1 comme au YD, une extension accrue vers le Nord d'AAIW a été enregistrée au site d'étude SU92-28 (Chapitre 2 et 3) mais aussi dans d'autres sites à travers le monde (e.g., Dubois-Dauphin et al., 2016; Ma, 2019; Marchitto et al., 2007; Pahnke et al., 2008; Poggemann et al., 2018; Poggemann et al., 2017; Rickaby & Elderfield, 2005; Yu et al., 2018). Dans l'Atlantique, les NADW sont formées à partir des eaux de surface et portent des signatures à faible teneur en nutriments (haute en $\delta^{13}\text{C}$) et à haute teneur en $[\text{CO}_3^{2-}]$. En revanche, les eaux intermédiaires de l'Antarctique (AAIW) de source australe sont formées à partir d'eaux profondes, enrichies en nutriments (faible $\delta^{13}\text{C}$ et faible $[\text{CO}_3^{2-}]$), qui n'ont été que brièvement en contact avec l'atmosphère (e.g., Yu et al., 2008). Les deux masses d'eau peuvent donc être clairement distinguées par les variations de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ mesurés dans l'océan Atlantique. La baisse des valeurs de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ au site SU92-28 pourrait alors être une autre preuve d'un apport de masses d'eau de composante sud riche en nutriments et plus pauvre en $[\text{CO}_3^{2-}]$. Les valeurs de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ remontent drastiquement à partir de 15.0 cal kyr BP pendant le HS1, corroborant les observations réalisées sur Ba/Ca, Cd_w et $\delta^{13}\text{C}$, d'une contribution accrue de MSW lors de la seconde phase du HS1. En effet, les MSW sont caractérisées par de faibles concentrations en nutriments (proches des valeurs de l'Atlantique Nord) par rapport à AAIW (Tableau 5.1 ; Liu & Tanhua, 2021) ce qui entraîne des $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ plus élevé que ceux observés au HS1 ou au YD.

Ces deux évènements froids sont séparés par une période plus chaude (BA) où le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ réaugmente en passant de 26,8 $\mu\text{mol/kg}$ à 14.4 à 39,5 $\mu\text{mol/kg}$ à 13.0 cal kyr BP ce qui pourrait être la conséquence d'une reprise partielle d'une AMOC mondiale mieux ventilée et donc plus élevée en $[\text{CO}_3^{2-}]$. Cependant, le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ au BA montre des valeurs intermédiaires comprises entre les valeurs LGM (valeurs les plus enrichies) et les valeurs du HS1 (valeurs les plus appauvries) témoignant d'un mélange entre MSW à haute concentration en $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ et AAIW à faible concentration en $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. Les $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ au BA sont ainsi plus appauvries que

quand il n'y avait aucune contribution de AAIW au LGM mais plus enrichies que quand il n'y avait que ou en grande proportion de contribution AAIW au HS1 et au YD.

Enfin l'Holocène, comme le BA, présente des valeurs $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ intermédiaires aux extrêmes observés pendant le LGM et le HS1. Ces enregistrements associés à l'augmentation de $\delta^{13}\text{C}$ pourraient être le résultat d'une intense récupération d'un AMOC bien ventilée, pauvre en nutriments (Barker et al., 2009; McManus et al., 2004; Muscheler et al., 2004; Skinner et al., 2013; Thiagarajan et al., 2014). En effet, au dernier maximum glaciaire, l'AMOC était caractérisée par des cellules de renversement clairement séparées (Ferrari et al., 2014). Dans la cellule peu profonde, les AAIW étaient principalement alimentées par les GNAIW peu profondes appauvries en nutriments, ce qui a entraîné des signatures $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ les plus hautes de la transition glaciaire-interglaciaire associées à des $\delta^{13}\text{C}$ élevés à des profondeurs intermédiaires au site de la SU92-28. Comme la couverture de glace de mer de l'Antarctique était largement étendue, la remontée des CPDW riches en nutriments et les échanges air-mer correspondants étaient entravés et n'alimentait plus AAIW (Gersonde et al., 2005; Stephens & Keeling, 2000). Cependant, à l'Holocène, l'AMOC se caractérise par la formation renforcée de NADW oxygénées, ventilant l'Atlantique profond et les MSW contribuent aussi de façon non négligeable à l'hydrologie à 997m. L'AAIW dans l'océan moderne est quant à elle alimentée par un mélange de CPDW et de NADW (Anderson et al., 2009). Le rétablissement de la connexion entre les masses d'eau du Nord et du Sud a très certainement provoqué des $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$, des concentrations en nutriments et des $\delta^{13}\text{C}$ intermédiaires aux maxima et minima du LGM et des deux événements froids de la dernière déglaciation.

Au-delà, des changements hydrologiques sans équivoque, les variations de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ ont certainement eu un impact important sur les variations de CO₂ atmosphérique. Au cours du LGM, GNAIW était caractérisée par une faible teneur en éléments nutritifs, des valeurs élevées de $\delta^{13}\text{C}$ et $[\text{CO}_3^{2-}]$ élevées, et a coulé à environ 2,5 km dans l'Atlantique Nord. Au-dessous du GNAIW se trouvaient des eaux dérivées de l'Antarctique avec des propriétés riches en nutriments, faibles en $\delta^{13}\text{C}$ et faibles en $[\text{CO}_3^{2-}]$ (Boyle & Keigwin, 1987; Curry & Oppo, 2005; Yu et al., 2008, 2014). Au cours de la LGM, le CO₂ atmosphérique était d'environ 90 ppm inférieur à celui de la période préindustrielle (Lüthi et al., 2008). En supposant un équilibre entre l'océan de surface et l'atmosphère, l'eau de surface $[\text{CO}_3^{2-}]$ pendant la LGM aurait été

~60 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ plus élevée qu'à l'époque préindustrielle (Henehan et al., 2013). La similitude des valeurs $[\text{CO}_3^{2-}]$ en eau profonde entre le LGM et l'Holocène supérieur suggère alors un gradient de surface à profond $[\text{CO}_3^{2-}]$ amélioré dans l'océan LGM (Yu et al., 2014). Cela aurait entraîné une plus grande quantité de CO₂ stocké dans les eaux profondes pendant la LGM en association avec une efficacité accrue de la pompe biologique et d'une stratification accrue dans l'océan glaciaire (Burke & Robinson, 2012; Lund et al., 2011). Ces paramètres combinés auraient facilité l'accumulation de CO₂ dans l'océan et contribué à réduire les niveaux de CO₂ dans l'atmosphère glaciaire (Sigman et al., 2010; Sigman & Boyle, 2000).

A chacun des deux évènements froids de l'hémisphère Nord (HS1 et YD), un affaiblissement voire un effondrement de l'AMOC s'est produit (Böhm et al., 2015; McManus et al., 2004). Les enregistrements de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ ont diminué (d'environ 15 $\mu\text{mol.kg}$ au HS1 et 5 au YD 5 $\mu\text{mol.kg}$) interrompu par une remontée de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ pendant le BA (d'environ 10 $\mu\text{mol.kg}$). Ces deux évènements froids dans l'hémisphère Nord, ont coïncidé avec le réchauffement déglaciaire en Antarctique (Blunier et al., 1997; Stenni, 2006). Les enregistrements de flux d'opale de la carotte TN057 (53°10.22'S, 05°07.39E, 2848m) ont aussi documenté un renforcement de la remontée d'eau de CPDW riche en nutriments et très faible en $[\text{CO}_3^{2-}]$ combiné à l'augmentation du CO₂ atmosphérique (Anderson et al., 2009; Burke & Robinson, 2012; Jaccard et al., 2016). Anderson et al, (2009) ont montré que la diminution importante de l'upwelling austral pendant l'Antarctic Cold Reversal (ACR (nommé BA dans l'hémisphère Nord) ; ~14,5 à ~12,8 ka), correspondait à un plateau de concentration de CO₂. La chronologie et la nature globales des événements enregistrés dans l'enregistrement d'upwelling de la carotte TN057, y compris l'interruption de l'upwelling au milieu de la déglaciation, nous amènent à conclure que l'upwelling accru de l'océan Austral a été le principal contributeur à l'augmentation déglaciaire du CO₂ atmosphérique au cours des deux évènements froids de l'hémisphère Nord. Le CO₂ stocké en profondeur pendant le LGM (faible $[\text{CO}_3^{2-}]$), en remontant vers la surface à alimenter les eaux intermédiaire AAIW abaissant leur concentration de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ et à relarguer dans l'atmosphère le CO₂ accumulé en profondeur. Les enregistrements $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ au site SU92-28 enregistrent donc l'apport accru d'AAIW enrichie en nutriments (faible $\delta^{13}\text{C}$, Cd_w élevé et Ba/Ca élevé), appauvries $[\text{CO}_3^{2-}]$ grâce à la remontée de CPDW et montrent là encore une preuve de la reconnexion des cellules de surface, intermédiaires et profonde dans l'atlantique pendant le HS1 et le YD.

3.3. Comparaison entre les reconstitutions de températures des eaux intermédiaires (IWT) de la SU-9228

Le rapport Mg/Ca des foraminifères benthiques est mesuré comme un indicateur de la température de l'eau de mer à partir de laquelle les foraminifères se sont calcifiés (e.g., Billups & Schrag, 2002, 2003; Marchitto & deMenocal, 2003; Martin & Lea, 2002; Skinner et al., 2003). Nous avons la possibilité de contraindre les IWT à partir de plusieurs traceurs mesurés sur les foraminifères benthiques de la SU92-28 (Chapitre 2).

Contrairement aux étalonnages précédents qui ont trouvé des preuves faibles d'une réponse exponentielle de Mg/Ca de *Melonis* à la température (Kristjansdottir et al., 2007; Lear et al., 2002), les données de Hasenfratz et al. (2017) ont démontré une relation linéaire, avec une sensibilité de 0,11 mmol/mol Mg/Ca par °C (Figure 5.8) :

$$Mg/Ca = 0,113 \pm 0,005T + 0,792 \pm 0,036 (r^2 = 0,81)$$

L'incertitude d'étalonnage augmente avec l'augmentation de Mg/Ca, entraînant une erreur de température 1σ de $\pm 0,3^\circ\text{C}$ et $\pm 1,0^\circ\text{C}$ pour des températures autour de -1°C et 16°C , respectivement (Hasenfratz et al., 2017).

Les IWT reconstituées d'après *M. affinis* varient de -4.7°C à 4.32°C au cours des 25 derniers cal kyr BP (Figure 5.8). Au cours du LGM, les valeurs varient de 3.1°C à 21.1°C cal kyr BP à -0.8°C à 19.0°C cal kyr BP. Les valeurs IWT augmentent ensuite au cours du HS1 en passant de -4.7°C à 17.3°C cal kyr BP à 1.4°C à 14.6°C cal kyr BP. Ensuite, les valeurs IWT diminuent progressivement de 2.3°C à 14.4°C cal kyr BP jusqu'à 1.2°C à $13,0^\circ\text{C}$ cal kyr BP pendant la BA, avec deux maximas à 14 et 13.6 cal kyr BP (4.3°C et 3.0°C respectivement). Les IWT continuent de décroître pendant le YD en passant de 0.5°C à 12.8°C cal kyr BP à -2.1°C à 12.2°C cal kyr BP. Enfin, au cours de l'Holocène, les valeurs remontent dans un premier temps à 1.6°C à 10.9°C cal kyr BP puis diminuent jusqu'à -2.2°C à 1.0°C cal kyr BP.

Lorsqu'on compare les enregistrements *M. affinis* aux enregistrements de *Uvigerina spp* au site d'étude SU92-28 (Chapitre 2), il semble que les tendances soient les mêmes sauf pour

l'Holocène où elles sont inversées. En revanche, les valeurs des températures reconstituées sont différentes.

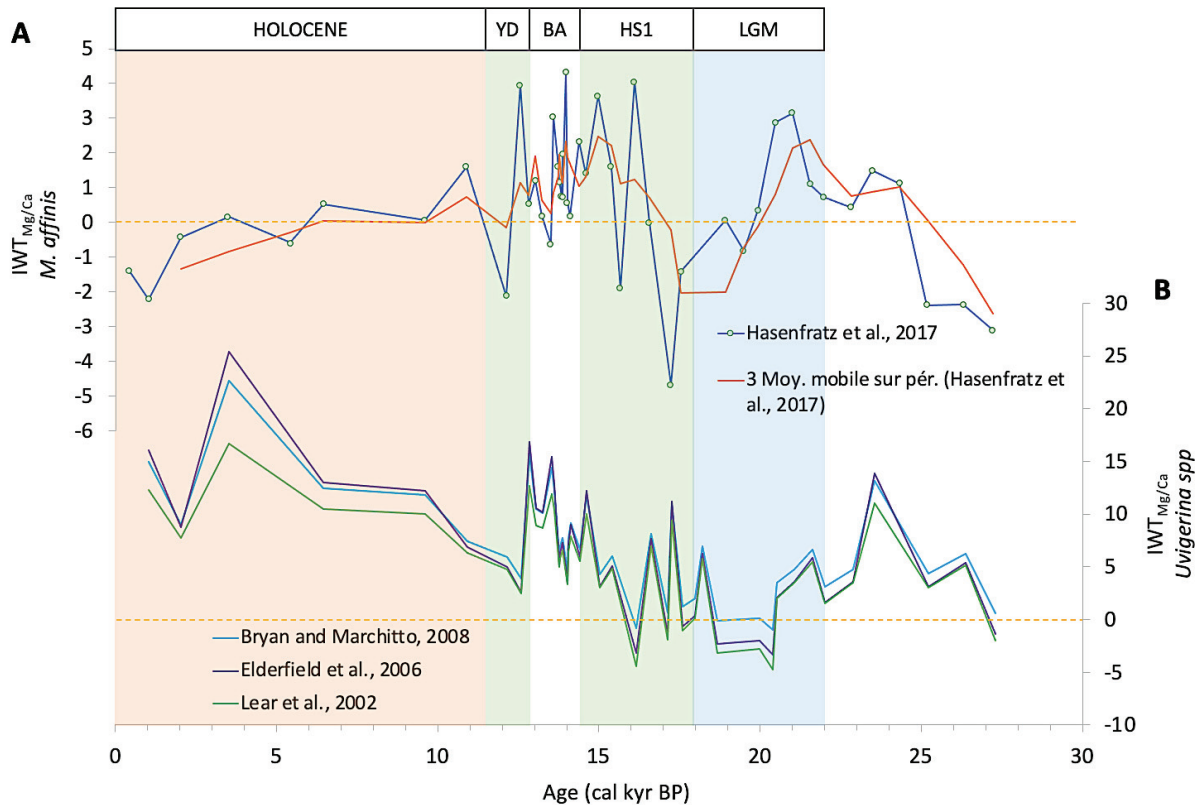


Figure 5. 7 : (a) IWT obtenus à partir du Mg/Ca de *Melonis affinis* selon la calibration de Hasenfratz et al. (2017) comparé aux (b) IWT obtenus à partir du Mg/Ca de *Uvigerina spp* (soit deux espèces de l'endofaune) selon les calibrations de Bryan & Marchitto. (2008), Elderfield et al. (2006) et Lear et al. (2002).

En effet, les enregistrements de *M. affinis* affichent des températures beaucoup plus faibles (-4.7°C à 4.32°C) que celles obtenues sur *Uvigerina spp* (-4.8°C à 22.7°C). De plus, l'enregistrement IWT de *M. affinis* ne semblent pas coïncider avec les valeurs modernes mesurées sur la marge Ibérique (>10°C), ce qui suggère que les températures sont sous-estimées (Ambar et al., 1978; Ambar & Howe, 1979; Cabeçadas et al., 2002; Jeandel, 1993; Rickli et al., 2009; Stichel et al., 2012, 2015; Tachikawa et al., 1999). Cette observation pourrait ainsi mettre en évidence que le Mg/Ca de *M. affinis* peut être significativement affecté par d'autres facteurs environnementaux comme suggéré par plusieurs études et discuté ci-après (e.g., Hasenfratz et al., 2017).

Par exemple, la dissolution des parties riches en Mg du test pourrait contribuer aux faibles valeurs de Mg/Ca (McCorkle et al., 1995). Cependant, les espèces de *M. affinis* ont été soigneusement sectionnées et ne présentaient aucune caractéristique de dissolution apparente, et les caractéristiques physico-chimiques des masses d'eau au site de la SU92-28 suggèrent plutôt une bonne préservation du CaCO₃.

La température, la salinité et le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau du fond ont tendance à covarier dans l'océan, diminuant généralement avec la profondeur. S'il a été largement admis que la température est le principal contrôle sur le Mg/Ca des foraminifères, l'influence de la salinité sur les foraminifères benthiques est débattue. Plusieurs études de culture (Diz et al., 2012; Toyofuku et al., 2000) et d'étalonnage (Weldeab et al., 2016) n'ont trouvé aucun effet de salinité tandis que d'autres ont révélé une augmentation de 3,2–3,6 % en Mg/Ca benthique par unité de salinité (Dissard et al., 2010). Hasenfratz et al. (2017) n'ont souligné aucune corrélation entre le Mg/Ca et la salinité sur toute la côte Est de l'Atlantique Nord ($r^2 = 0.02$) hormis pour la zone tropicale ($r^2 = 0.40$). Plusieurs études ont aussi proposé que la $[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau de fond affecte l'incorporation de Mg dans le carbonate test des foraminifères épibenthiques, avec des rapports Mg/Ca plus faibles dans des conditions à la fois sous-saturées et fortement sursaturées (Elderfield et al., 2006; Lear et al., 2010; Marchitto et al., 2007; Rosenthal et al., 2006; Yu & Elderfield, 2008). L'influence de la $[\text{CO}_3^{2-}]$ sur les foraminifères benthiques de l'endofaune est néanmoins encore mal contrainte. La principale incertitude semble résider dans l'estimation du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau interstitielle aux profondeurs à l'intérieur du sédiment dans lesquelles vivent les foraminifères. Selon Elderfield et al. (2006, 2010), les foraminifères de l'endofaune vivant à quelques centimètres sous la surface des sédiments ne devraient pas présenter d'effet $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. Cette conclusion a été revue par Weldeab et al. (2016) qui, grâce à des mesures d'alcalinité totale et de pH dans l'eau interstitielle des sédiments atlantiques (1–10 cm), ont montré que le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau interstitielle est inférieur d'environ 40–50 $\mu\text{mol/kg}$ par rapport à l'eau de fond sus-jacente, indépendamment de leur état de saturation. Le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau interstitielle peut donc s'écarter de celui de l'eau du fond, qui dépend notamment de la productivité primaire et de la reminéralisation de la matière organique dans les sédiments supérieurs (Emerson et al., 1985; Martin & Sayles, 1996; Weldeab et al., 2016). *M. affinis* est associé à des flux de 3 à 10 $\text{gC.m}^2.\text{an}^{-1}$ de carbone organique particulaire (COP) (Altenbach et al., 1999). La reminéralisation de la matière organique dans le sédiment pourrait alors faire baisser le

$\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau interstitielle par rapport aux valeurs de l'eau de fond en raison de l'augmentation de la respiration bactérienne. La relation négative entre les enregistrements de Mg/Ca et le COP suggère que les foraminifères benthiques des sédiments avec une teneur élevée en matière organique et une augmentation de la production de CO₂ par les bactéries reminéralisantes pourraient voir leur Mg/Ca altéré en raison d'un effet de fractionnement lors de la calcification dans les eaux interstitielles sous-saturées (Martin & Lea, 2002; Yu & Elderfield, 2008).

Enfin, *M. affinis* est connue pour sa faculté à migrer dans le sédiment afin de s'adapter au mieux aux différentes conditions trophiques du milieu. Par exemple, il a été démontré que cette espèce migre plus profondément dans les sédiments pendant les périodes de disponibilité alimentaire accrue. Cependant, étant donné que le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau interstitielle ne montre pas de déclin clair en dessous de ~1–2 cm et reste relativement stable (Weldeab et al., 2016), la migration verticale potentielle de *M. affinis* a certainement une influence négligeable.

3.4. Combinaison des traceurs : le Sr/Ca, un indicateur de l'influence du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ sur la variabilité de l'incorporation de Mg ?

Les valeurs de Sr/Ca des trois espèces de foraminifères benthiques sont fortement corrélées aux valeurs de Mg/Ca (Figure 5.9). D'anciennes études ont établi une relation entre Mg/Ca, Sr/Ca et la température ambiante de l'eau, comme étant des facteurs clés dans l'incorporation du Sr (Lea et al., 1999; Lear et al., 2000; Nürnberg et al., 1996; Rathburn & DeDeckker, 1997; Rosenthal et al., 1997). Néanmoins des études plus récentes ont montré qu'il n'y avait aucune corrélation de Sr/Ca avec la température ou la salinité des eaux profondes, ce qui suggère que ces paramètres ont peu d'influence sur le Sr/Ca foraminifère benthique (e.g., Rosenthal et al., 1997; Yu et al., 2014).

Chapitre 5 : Impact des changements de circulation océanique Nord Atlantique sur la dynamique de l'océan austral et influence sur le CO₂ atmosphérique

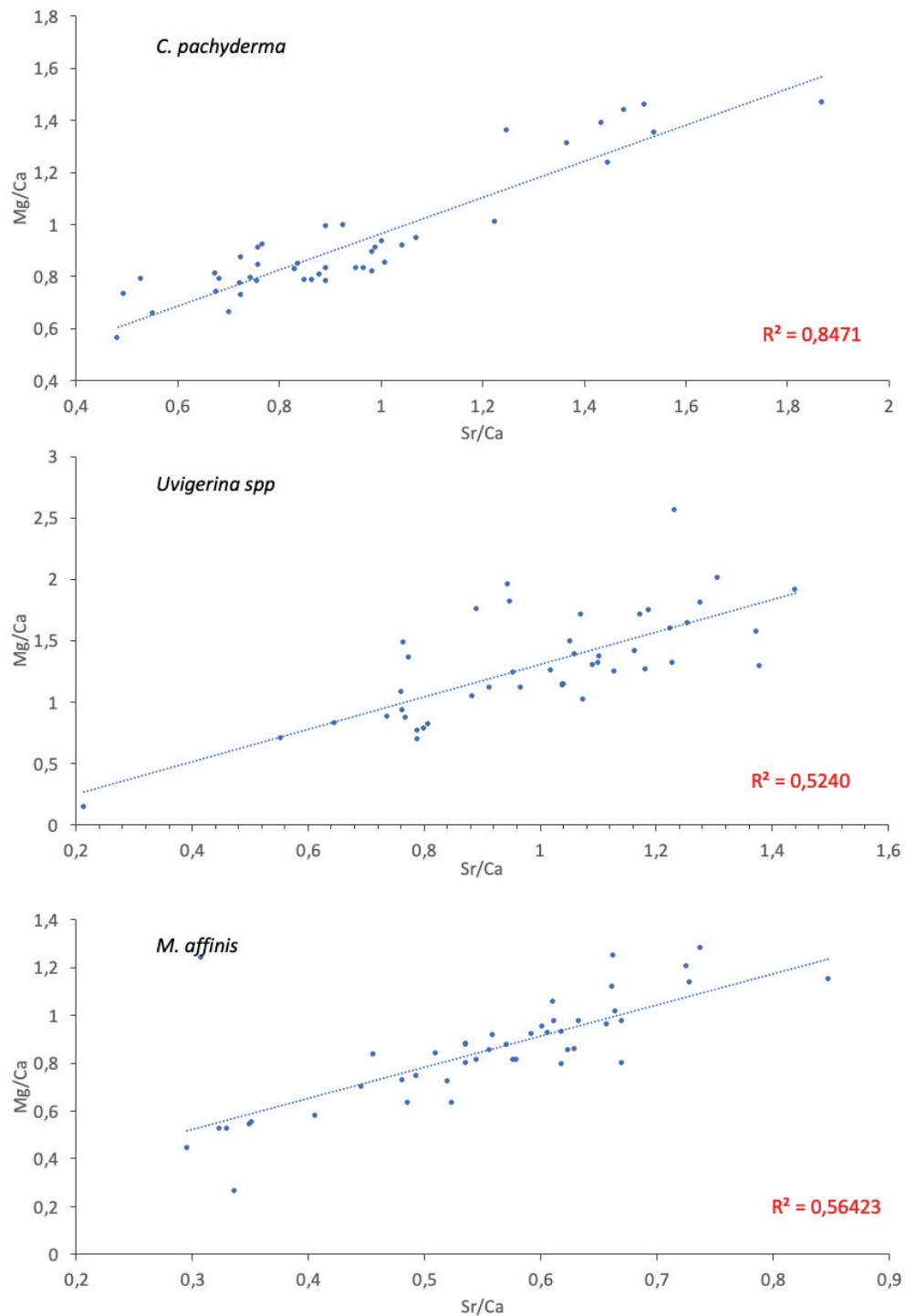


Figure 5.8 : Coefficient de corrélation entre les rapports élémentaires Mg/Ca et Sr/Ca pour les trois espèces de foraminifères benthiques (*Cibicides pachyderma*, *Uvigerina spp* et *Melonis affinis*) de la carotte SU92-28.

D'autres études ont proposé que des facteurs environnementaux, tels que l'état de saturation en carbonate, donnent lieu à des différences dans l'incorporation de Sr/Ca dans la coquille, soit par un effet de dissolution postdépositionnelle pouvant abaisser le Sr/Ca de la coquille (Brown & Elderfield, 1996; McCorkle et al., 1995), soit par un fractionnement pendant la calcification (e.g., Brown & Elderfield, 1996; McCorkle et al., 1995; Rathburn & DeDeckker, 1997). Comme pour le rapport Mg/Ca et en accord avec les conclusions de Yu et al. (2014), l'effet de dissolution peut être exclu comme facteur principal de perturbation de l'incorporation de Sr/Ca dans les coquilles pour les échantillons de la SU92-28 vu le contexte océanographique et puisque celles-ci ont été soigneusement sélectionnées et ne présentaient aucune forme de dissolution apparente.

Ainsi, le facteur commun capable de modifier les rapports Sr/Ca et Mg/Ca reste donc le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. La concentration de saturation en carbonate ($[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}}$) augmente avec l'augmentation de la profondeur d'eau en raison d'un effet de pression sur la solubilité du CaCO₃ (Ingle, 1975). Par conséquent, le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ en eau profonde ($= [\text{CO}_3^{2-}] - [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}}$) diminue généralement avec l'augmentation de la profondeur de l'eau. Des expériences de précipitations inorganiques montrent que l'état de saturation en carbonate de l'eau de mer influence le carbonate Sr/Ca (Lorens, 1981; Morse & Bender, 1990; Tang et al., 2008). Cet effet est également observé sur les foraminifères benthiques cultivés (Dissard et al., 2010; Raitzsch et al., 2010).

Les rapports B/Ca benthiques sont connus comme étant des indicateurs indépendants du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ de l'eau profonde (Yu et al., 2014; Yu & Elderfield, 2007). Les foraminifères benthiques de l'épifaune Sr/Ca et B/Ca ont montrés des corrélations significatives ($r^2 = 0,39 - 0,79$) suggérant que les espèces de l'épifaune (tels que *Cibicidoides*) sont significativement affectées par le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. Pour les espèces de l'endofaune, les tests ont été réalisés sur *Uvigerina spp* cependant les deux espèces (*Uvigerina spp* et *M.affinis*) présentent les mêmes conditions de calcification affectée par la chimie de l'eau interstitielle en raison de leur appartenance à l'endofaune. Ainsi, les conclusions issues des travaux sur *Uvigerina spp* peuvent être raisonnablement transférées pour *M. affinis*, les rapports Sr/Ca de *Uvigerina spp* montrant de fortes corrélations avec le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ des eaux profondes (Rosenthal et al., 1997).

En conclusion, les rapports Mg/Ca et Sr/Ca des trois espèces de foraminifères benthiques semblent affectés par le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ en eau profonde. Nous suggérons donc qu'avec la prudence requise, les rapports Sr/Ca peut être davantage utilisés comme proxy auxiliaire pour le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ en eau profonde (si le Sr/Ca de l'eau de mer est stable) et que le Mg/Ca en tant que traceur des températures devraient être régulièrement comparé à des traceurs de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ afin de connaître l'impact du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ sur les rapports Mg/Ca. En effet, de la même manière que la combinaison entre Mg/Ca et Sr/Ca permet de mieux contraindre l'impact de la salinité sur le Mg/Ca des foraminifères planctoniques (Dissard et al., 2021), des travaux futurs pourraient s'intéresser à combiner ces deux traceurs pour corriger l'influence du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ sur le Mg/Ca des foraminifères benthiques.

4. Conclusion

Les enregistrements de Cd_w, Ba/Ca et U/Ca benthiques dans l'Atlantique Nord-Est confirment qu'il y a eu de grandes variations dans la composition en nutriments et en $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ des eaux intermédiaires au cours des dernières 25 cal kyr BP. Les oscillations de forte amplitude de ces traceurs reflètent principalement les changements dans la distribution des masses d'eau dans l'Atlantique intermédiaire. Les minima de concentrations en nutriments associés aux minima de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ ont lieu pendant le LGM, reflétant une contribution des eaux de l'Atlantique Nord glaciaire (GNAIW). Les concentrations en nutriments les plus importantes ont lieu pendant les deux événements froids de la dernière déglaciation suggérant un apport d'eaux intermédiaires méridionales : les AAIW, caractérisées par les augmentations des concentrations en nutriments labiles (Cd_w) et réfractaires (Ba/Ca) et par la diminution du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. Le BA et l'Holocène sont caractérisés par des eaux plus pauvres en nutriments que lors des maxima du HS1 et du YD mais plus élevé que pendant le LGM montrant une revigoration progressive de l'AMOC à grande échelle.

Au-delà, des changements hydrologiques, les variations de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ ont eu un impact important sur les variations de CO₂ atmosphérique. Le gradient de surface à profond $[\text{CO}_3^{2-}]$ amélioré dans l'océan, l'efficacité accrue de la pompe biologique et la stratification accrue des masses d'eau auraient facilité l'accumulation de CO₂ dans l'océan et contribué à réduire les niveaux de CO₂ dans l'atmosphère glaciaire. Au cours du HS1 et du YD, la remontée d'eau de CPDW riche en nutriments et très faible en $[\text{CO}_3^{2-}]$ dans l'Océan Austral coïncide fortement

avec les augmentations accrues de CO₂ atmosphérique nous amenant à conclure que la réactivation de l'upwelling de l'océan Austral a été le principal contributeur à l'augmentation déglaciaire du CO₂ atmosphérique au cours des deux événements froids de l'Hémisphère Nord.

Enfin, les foraminifères benthiques de l'endofaune du genre *Melonis* ont été décrits comme des proxys bien adaptés en paléocéanographie. Cependant, les reconstructions de température existantes utilisant les rapports Mg/Ca de *Melonis* dépendent d'étalonnages qui souffrent d'incertitudes importantes associées à une dépendance aux paramètres environnementaux. Les données de Sr/Ca et B/Ca sur des espèces de l'épifaune et de l'endofaune ont montré des corrélations significatives suggérant que ces espèces sont significativement affectées par le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. Si le Sr/Ca peut être davantage utilisés comme proxy auxiliaire pour le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$, les travaux futurs pourraient s'intéresser à combiner ces deux traceurs pour corriger l'influence du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ sur le Mg/Ca des foraminifères benthiques.

Chapitre 5 : Impact des changements de circulation océanique Nord Atlantique sur la dynamique de l'océan austral et influence sur le CO₂ atmosphérique

Données supplémentaires :

Tableau S5.1 : Coefficient de corrélation (r^2) des différents rapports élémentaires de l'espèce *Cibicides pachyderma*. Les valeurs en bleu sont les coefficients montrant le plus fort r^2 .

<i>C.pachyderma</i>	Cd/Ca	Ba/Ca	Mg/Ca	Sr/Ca	U/Ca
Cd/Ca		0,1518	0,0043	-0,0046	0,003
Ba/Ca	0,1518		0,0036	0,0172	0,1086
Mg/Ca	0,0043	0,0036		0,8471	0,4484
Sr/Ca	-0,0046	0,0172	0,8471		0,4284
U/Ca	0,003	0,1086	0,4484	0,4284	

Tableau S5.2 : Coefficient de corrélation (r^2) des différents rapports élémentaires de l'espèce *Uvigerina spp.* Les valeurs en bleu sont les coefficients montrant le plus fort r^2 .

<i>U.spp</i>	Cd/Ca	Ba/Ca	Mg/Ca	Sr/Ca	U/Ca
Cd/Ca		0,039	0,0073	-0,0477	0,2596
Ba/Ca	0,039		0,0006	-0,0006	0,0467
Mg/Ca	0,0073	0,0006		0,524	0,0346
Sr/Ca	-0,0477	-0,0006	0,5240		0,0234
U/Ca	0,2596	0,0467	0,0346	0,0234	

Tableau S5.3 : Coefficient de corrélation (r^2) des différents rapports élémentaires de l'espèce *Melonis affinis*. Les valeurs en bleu sont les coefficients montrant le plus fort r^2 .

<i>M.affinis</i>	Cd/Ca	Ba/Ca	Mg/Ca	Sr/Ca	U/Ca
Cd/Ca		0,1729	0,1355	-0,0056	-0,0069
Ba/Ca	0,1729		0,0768	0,1788	0,0119
Mg/Ca	0,1355	0,0768		0,5642	0,1344
Sr/Ca	-0,0056	0,1788	0,5642		0,1178
U/Ca	-0,0069	0,119	0,1344	0,1178	

Chapitre 5 : Impact des changements de circulation océanique Nord Atlantique sur la dynamique de l'océan austral et influence sur le CO₂ atmosphérique

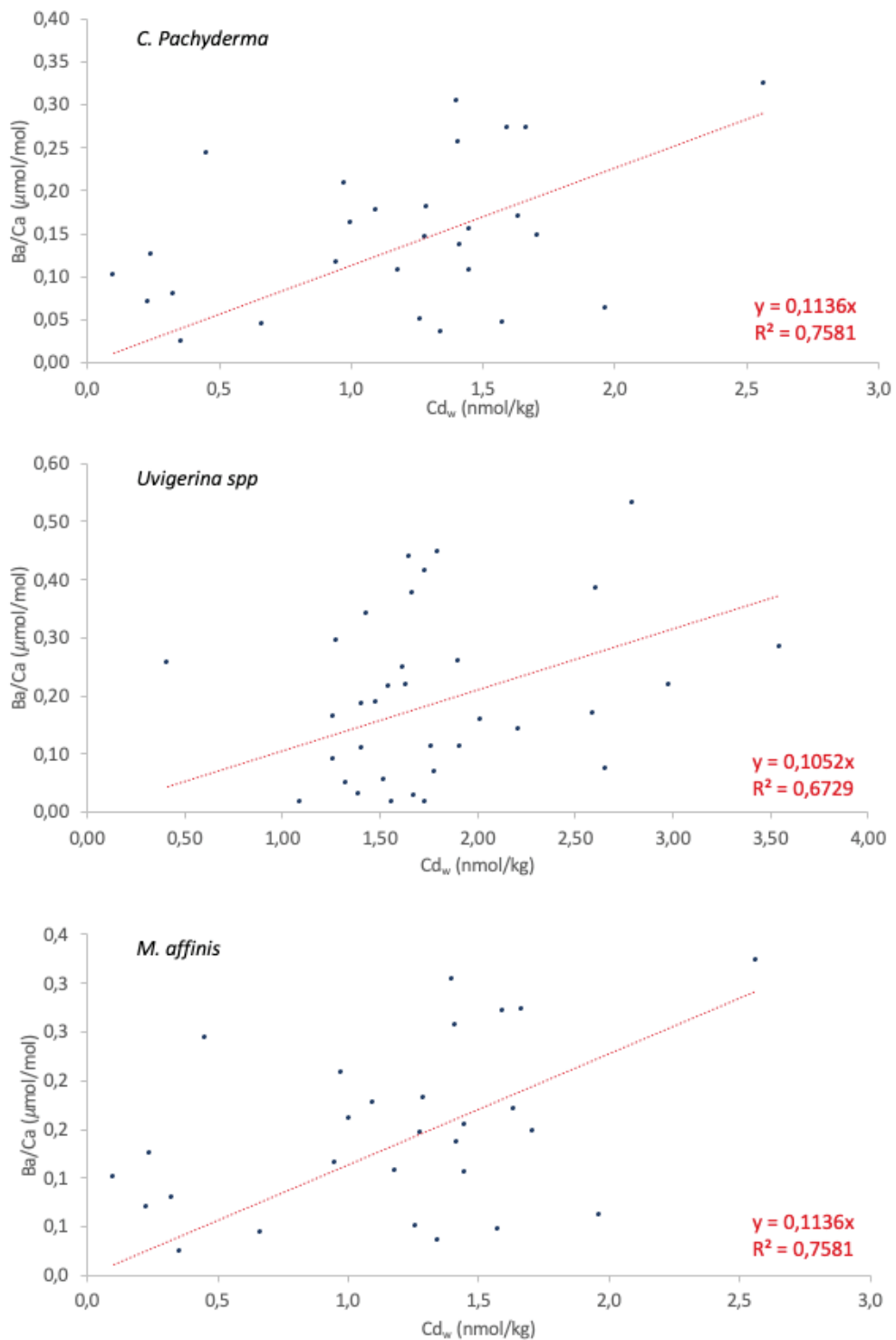


Figure S5.1 : Coefficient de corrélation (r^2) entre le rapport Ba/ca et Cd_w des trois espèces (*Cibicides pachyderma*, *Uvigerina spp* et *Melonis affinis*).

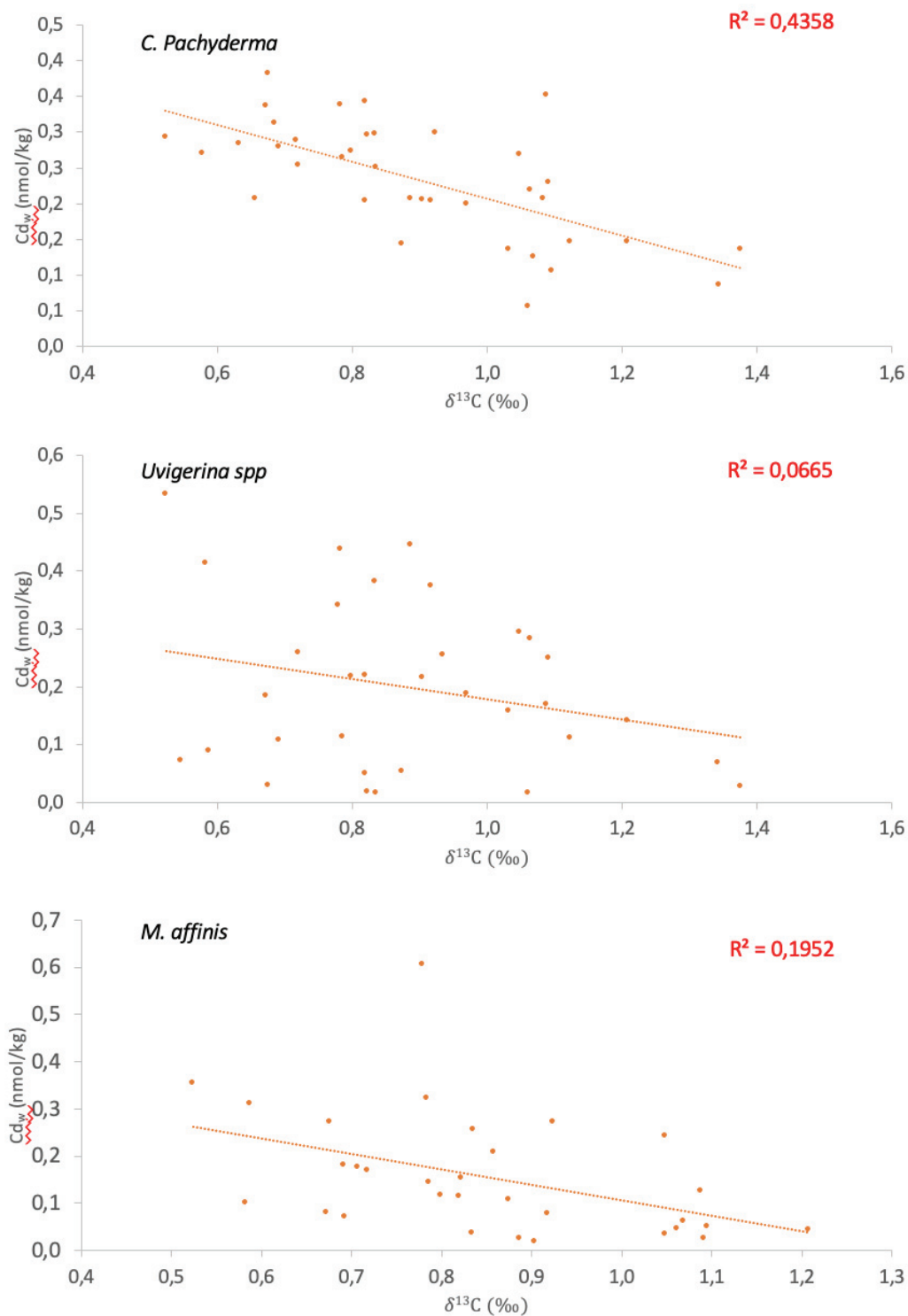


Figure S5.2 : Coefficient de corrélation (r^2) entre le rapport Cd_w et $\delta^{13}C$ des trois espèces (*Cibicides pachyderma*, *Uvigerina spp* et *Melonis affinis*).

Chapitre 5 : Impact des changements de circulation océanique Nord Atlantique sur la dynamique de l'océan austral et influence sur le CO₂ atmosphérique

Chapitre 6

Changements de dynamique et de source des masses d'eau dans le bassin de Porcupine à partir de l'étude micropaléontologique et géochimique depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Ce dernier chapitre parlera des changements passés de la circulation des eaux intermédiaires au site du banc de Porcupine (carotte MD01-2461). Le couplage des traceurs des isotopes stables de foraminifères benthiques et planctoniques associé aux assemblages de foraminifères benthiques permettra de comprendre les changements dans la dynamique et la ventilation des masses d'eau et de mieux contraindre l'incursion des AAIW jusqu'aux hautes latitudes Nord.

1. Introduction

Au cours du LGM, d'immenses calottes glaciaires couvraient de vastes zones de l'hémisphère nord : la calotte glaciaire Laurentide (*Laurentide Ice Sheet*, LIS) sur le nord de l'Amérique du Nord et la calotte glaciaire européenne (*European Ice Sheet*, EIS) (Ehlers & Gibbard, 2004). Alors que ces calottes glaciaires se retiraient pendant la terminaison 1, elles ont déversé des quantités massives d'icebergs et d'eaux de fonte dans l'Atlantique Nord (Denton et al., 2010; Knutti et al., 2004; Toucanne et al., 2015). Cela a entraîné le ralentissement de la circulation méridienne atlantique de renversement (AMOC) pendant plusieurs millénaires, déclenchant deux événements froids entre ~18 et 14,5 ka (Heinrich Stadial 1 ; HS1), et entre ~12,8 et 11,5 ka (Younger Dryas ; YD) (e.g., Carlson et al., 2007; Lynch-Stieglitz et al., 2014; McManus et al., 2004; Roberts et al., 2010).

Plusieurs études suggèrent que les eaux Nord Atlantique profonde (*North Atlantic Deep Water*, NADW) ont été alors remplacées par une masse d'eau pauvre en nutriments, et bien ventilée pendant le dernier maximum glaciaire (*Last Glacial Maximum*, LGM) : l'eau glaciaire intermédiaire de l'Atlantique nord (*Glacial North Atlantic Water*, GNAIW). Cette masse d'eau était dominante au-dessus de 2000 m de profondeur d'eau et entre 60° et 20°N (e.g., Gebbie, 2014; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Marson, 2015; Oppo & Lehman, 1993). La GNAIW recouvrait une masse d'eau plus riche en nutriments et moins bien ventilée à partir d'environ 2000 m, l'analogie glaciaire de l'eau de fond antarctique (*Antarctic Bottom Water*, AABW).

Dans le cadre du flux de retour de la circulation de retournement de l'Atlantique, les eaux intermédiaires antarctiques (AAIW) redistribuent la chaleur, le sel, le CO₂ et les nutriments de l'océan Austral vers l'Atlantique Nord et jouent ainsi un rôle clé dans les échanges océan-atmosphère. Elle alimente les upwellings (sub)tropicaux reliant la biogéochimie océanique des hautes et basses latitudes mais la dynamique de l'AAIW lors de la dernière déglaciation reste peu contrainte et très controversée.

En effet, lors des deux événements abrupts qui ont ponctué la Dernière Déglaciation, une ventilation considérablement réduite des eaux baignant les sites de profondeur intermédiaire de l'Atlantique Nord pendant les épisodes d'instabilité des calottes glaciaires de l'hémisphère nord, et en particulier l'évènement de Heinrich 1 (*Heinrich Stadial 1*, HS1), suggère une formation réduite de GNAIW, probablement en raison de l'augmentation du flux d'eau douce empêchant la formation d'eau profonde/intermédiaire de l'Atlantique Nord (e.g., Cortijo et al., 1997; Ganopolski & Rahmstorf, 2001), et en conséquence l'invasion des AAIW (*Antarctic Intermediate Water*) aux hautes latitudes (Elliot et al., 2002; Rickaby & Elderfield,

2005; Sarnthein et al., 1994; Willamowski & Zahn, 2000; Zahn et al., 1997). Plusieurs travaux ont démontré la réduction de la profondeur de convection (pendant le DMG) voire l'arrêt total (pendant le Younger Dryas, YD ou l'évènement de Heinrich 1, HS1) de la production des NADW, compensées par des changements importants des flux d'eaux intermédiaires et profonds provenant de l'Hémisphère Sud. Certaines études ont mis en évidence l'augmentation de l'extension des AAIW dans l'ensemble des bassins océaniques pendant les évènements froids enregistrés dans l'Atlantique Nord (Bryan et al., 2010; Dubois-Dauphin et al., 2016; Ma, 2019; Marchitto et al., 2007; Pahnke et al., 2008; Rickaby & Elderfield, 2005; Yu et al., 2018) tandis que d'autres travaux suggèrent l'absence de contribution de ces masses d'eau (Came et al., 2008; Gu et al., 2017; Howe et al., 2016; Huang et al., 2014; Xie et al., 2012).

Enfin, les eaux de sortie méditerranéenne (*Mediterranean Outflow Water*, MOW), qui deviennent par mélange des eaux méditerranéennes (*Mediterranean Sea Water*, MSW), contribuant à la circulation Atlantique semblent avoir été largement réduites pendant les états glaciaires, et donc limitées à la marge ibérique méridionale (Rogerson et al., 2012; Rohling & Bryden, 1994). La mer Méditerranée est un excellent capteur des conditions climatiques transitoires à différentes échelles de temps. Les modifications des propriétés de l'eau méditerranéenne résultent d'interactions complexes entre l'afflux de l'Atlantique, le climat local et les connexions atmosphériques nord et sud. À leur tour, les eaux de sortie de la Méditerranée se déversent dans l'océan Atlantique, agissant ainsi comme une source nette de sel et de chaleur pour la circulation méridienne de renversement de l'Atlantique (AMOC). Si Ivanovic et al. (2014) ont démontré qu'à l'actuel la MSW pourrait renforcer et peut-être stabiliser l'AMOC, le rôle distinctif qu'exerce la mer Méditerranée sur les changements AMOC pendant le HS1 et le YD n'a pas encore été clairement établi. L'évolution de la circulation aux profondeurs d'eau intermédiaires dans les hautes latitudes et les changements hydrologiques résultant depuis le LGM restent donc à documenter, et plusieurs questions restent controversées.

Afin de reconstituer l'extension vers le Nord des AAIW et des MSW, nous avons travaillé sur la carotte sédimentaire MD01-2461 (51° 45" N, 12° 55" O, 1153 m) située dans le bassin de Porcupine qui est une zone clé pour comprendre l'hydrologie passée de l'Atlantique Nord-est à profondeurs d'eau intermédiaire puisqu'il est le potentiel point de rencontre entre les eaux intermédiaires nord et sud. Nous reconstituons ainsi la variabilité de la circulation des eaux intermédiaires dans le bassin de Porcupine à l'aide d'assemblages de foraminifères benthiques, permettant de discuter de la dynamique sur la circulation depuis le LGM ainsi que les isotopes stables du carbone des foraminifères benthiques ($\delta^{13}\text{C}$). En effet, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ peuvent

varier dans le temps en fonction de différents facteurs : 1) la productivité primaire, 2) la décomposition de la matière organique et 3) les échanges avec l'atmosphère. Les processus biologiques absorbent préférentiellement l'isotope plus léger par le processus de fractionnement cinétique. Ainsi, les masses d'eau à haute productivité primaire seront caractérisées par de faibles valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et vice versa. Plusieurs études ont montré que le $\delta^{13}\text{C}$ est aussi un marqueur de la ventilation de l'eau (Ganopolski & Rahmstorf, 2001; Oppo et al., 2015; Raza et al., 2014; Sierro et al., 2005). Ainsi, des taux de convection plus lents dans les eaux profondes et/ou des exportations de carbone organique plus élevées entraîneraient une diminution des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans les eaux de fond. Au contraire, des valeurs plus élevées de $\delta^{13}\text{C}$ devraient être enregistrées pendant les périodes de forte convection en eau profonde et/ou de faibles exportations de carbone. Nous comparerons les enregistrements de $\delta^{13}\text{C}$ avec les variations des assemblages de foraminifères benthiques. Les foraminifères benthiques comptent parmi les protistes les plus abondants dans les écosystèmes marins. En raison de leur cycle de vie court, de leur grande diversité et de leurs exigences écologiques spécifiques, les foraminifères s'adaptent rapidement aux conditions physico-chimiques de leur environnement (Murray, 2006). Ils peuvent répondre rapidement à l'apport de matière organique (e.g., Gooday, 1988; Kitazato et al., 2000) en changeant la composition de la faune ou modifiant leur microhabitat (Jorissen et al., 1995; Linke & Lutze, 1993; Ohga & Kitazato, 1997). Les schémas de distribution des espèces de foraminifères sont étroitement liés au flux de matière organique vers les profondeurs et la teneur en oxygène des eaux de fond et interstitielles (Altenbach & Sarnthein, 1989; Fariduddin & Loubere, 1997; Jorissen et al., 1995, 2007; Lutze, 1980; Lutze & Coulbourn, 1984). Ainsi, le couplage entre $\delta^{13}\text{C}$ et assemblages faunistiques nous permettra de tracer les contributions des différentes masses d'eau (Nord, Sud et Méditerranéennes) au niveau de la carotte MD01-2461 car leurs signatures géochimiques respectives sont contrastées.

2. Hydrologie moderne

Au sein de Porcupine, une pycnocline permanente se développe à l'interface de l'ENAW et du MOW. Elle forme une zone de transition diffusive (TZ) entre 700 et 900 m de profondeur d'eau (Dickson & McCave, 1986; Dullo et al., 2008; White & Dorschel, 2010). Les masses d'eau intermédiaires montrent donc un chevauchement important, ce qui permet à la fois le mélange diapycnal (mélange vertical à travers des couches de densités différentes) et isopycnal (mélange horizontal le long des surfaces d'isodensité). L'ENAW-MOW-TZ est marquée par une persistance plus longue des particules (dont la matière organique) formant des couches

néphéloïdes (Dickson & McCave, 1986). Un fort flux de courant résiduel près du fond marin avec des vitesses de courant les plus élevées ($> 15 \text{ cm s}^{-1}$) est associé à la pycnocline et l'apport d'énergie est encore renforcé par le mélange turbulent induit par les vagues internes et les marées (Dickson & McCave, 1986; White, 2007; White & Dorschel, 2010). Les conditions dynamiques induites par les courants géostrophiques et les ondes internes favorisent d'importants mouvements de sédiments à travers la pente et des flux de matière organique (Cortijo et al., 1997; White & Dorschel, 2010).

3. Matériel et méthodes

3.1. Carotte sédimentaire et modèle d'âge

La carotte de sédiments MD01-2461 a été récupérée sur le flanc nord-ouest du Porcupine Seabight ($51^{\circ} 45'' \text{ N}$, $12^{\circ} 55'' \text{ O}$) à une profondeur d'eau de 1153 m. La carotte de 20,2m a récupéré des sédiments limono-argileux gris olive avec de fréquents éboulis (Peck et al., 2007). Les preuves visuelles et radiographiques ne présentent aucune preuve de perturbation du noyau ou de séquences de turbidites dans l'intervalle étudié (Peck et al., 2007). La chronologie de la MD01-2461 est basée sur 25 dates ^{14}C mesurées par AMS sur foraminifères monospécifiques (*Globigerina bulloides* ou *Neogloboquadrina pachyderma sinistral*) calibrées sur les années civiles avant le présent (années BP) à l'aide de CALIB 5.0.1 (avec MARINE04) et l'ajustement ultérieur de l'enregistrement d'abondance de *N. pachyderma sinistral* au record GISP2 $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (Peck et al., 2007). La corrélation entre les deux enregistrements est robuste sur leur longueur totale (profondeur de carotte de 1,2 à 9,5 m, 8 à 55 cal kyr BP) jusqu'à $r = 0,70$, augmentant à $r = 0,84$ entre 25 et 8 cal kyr BP à mesure que la résolution temporelle dans l'enregistrement marin augmente à travers le LGM et la dernière déglaciation. Les taux de sédimentation varient entre 12 et 60cm/kyr, avec un intervalle d'échantillonnage de 1 à 2 cm soit un pas de temps moyen le long des enregistrements de 60 ± 30 ans (Peck et al., 2007).

3.2. Méthodes

3.2.1. Isotopes stables

Des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été réalisées sur 15 échantillons de foraminifères benthiques (*Cibicides pachyderma*) couvrant une période de 26 cal kyr BP afin de compléter et/ou vérifier les enregistrements obtenus sur *Cibicides wuellerstorfi* par Peck et al. (2006) (Tableau S1). La résolution temporelle moyenne des enregistrements de Peck et al. (2006)

associé aux nouveaux enregistrements d'isotopes stables de cette étude est d'environ 550 ± 260 ans pour l'Holocène et d'environ 160 ± 200 ans pour la Dernière Déglaciation et le LGM. Afin d'évaluer les différences de composition en isotopes stables entre *C. pachyderma* et *C. wuellerstorfi*, nous avons effectué les comparaisons entre les niveaux analysés sur *C. pachyderma* (cette étude) et les niveaux analysés sur *C. wuellerstorfi* (Peck et al., 2006) où les deux espèces coexistaient, soit 5 niveaux.

Environ 1 à 5 spécimens propres et bien conservés ($> 200 \mu\text{m}$) ont été sélectionnés par échantillon, puis délicatement nettoyés avec du méthanol avant d'être séchés et pesés. Les analyses ont été réalisées sur un spectromètre de masse à rapport isotopique de type IRMS ISOPRIME 100 Dual Inlet au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE). L'étalon de carbonate IAEA 603 étalonné par rapport au National Bureau of Standards 19 (NBS19) a été utilisé. La reproductibilité externe moyenne des étalons carbonates est de $\pm 0,08\text{‰}$ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de $\pm 0,05\text{‰}$ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs des isotopes stables ont été calibrées par rapport à la Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) à l'aide du NBS19.

3.2.2. Assemblages

Les foraminifères benthiques ont été étudiés dans la fraction grossière ($>150 \mu\text{m}$) à une résolution temporelle moyenne d'environ 400 ± 300 ans. Pour chaque échantillon, un minimum de 300 spécimens de foraminifères benthiques a été collecté dans la mesure du possible. Cette limite inférieure est reconnue comme nécessaire pour produire un ensemble de données quantitatives statistiquement fiables (Buzas et al., 1993; Fatela & Taborda, 2002). Chaque spécimen a été compté et, dans la mesure du possible, identifié au niveau de l'espèce grâce à des descriptions taxonomiques par divers auteurs (Holbourn et al., 2013; Loeblich & Tappan, 1988).

Pour décrire et comprendre les principales variations faunistiques, nous avons réalisé une analyse de diversité à l'aide du logiciel PAST (Version 4.04, Hammer et al., 2001). Toutes les espèces ont été utilisées pour le calcul de la diversité, c'est-à-dire que 126 espèces au total ont été soumises à une analyse statistique.

4. Résultats

4.1. Isotopes stables

Les résultats de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ obtenus sur *C. pachyderma* sont présentés sur le tableau 6.1. Comme *C. pachyderma* n'est pas l'espèce benthique utilisée pour les autres données d'isotopes stables de la carotte MD01-2461, nous avons testé la différence entre les deux espèces en réalisant une comparaison entre les mesures obtenues sur *C. pachyderma* (cette étude) et les mesures obtenues sur *C. wuellerstorfi* (Peck et al., 2006a) dans les niveaux où les deux espèces coexistaient.

Sur le peu de données disponibles, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ entre les deux espèces ne montrent aucun changement significatif pour les échantillons de moins de 19.9 cal kyr BP ($\delta^{18}\text{O} = 0.07\text{‰} \pm 0.03$; $\delta^{13}\text{C} = 0,18\text{‰} \pm 0.08$). Nous avons donc ajouté les données obtenues de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ *C. pachyderma* aux données de Peck et al. (2006) pour toute cette période afin d'affiner la résolution de l'enregistrement.

En revanche, les valeurs benthiques de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de *C. pachyderma* semblent plus élevées que celles de *C. wuellerstorfi* pendant le LGM. Ces variations entre les deux espèces ont déjà été décrites dans Gottschalk et al. (2016), et résultent de la modification du microhabitat de *C. pachyderma* pendant les périodes glaciaires. Cependant, dû au manque de données, nous ne pouvons pas conclure si cette différence est ponctuelle ou valable pour toute la durée du LGM. Ainsi, nous avons pris la décision de ne pas remplacer les données *C. wuellerstorfi* par les nouvelles données de *C. pachyderma* à 19.9 cal kyr BP.

Tableau 6. 1 : Données sur les isotopes stables (en pour mille par rapport au PDB) de la carotte MD01-2461 de *Cibicoides pachyderma* (cette étude) et *Cibicides wuellerstorfi* (Peck et al., 2006a) aux mêmes niveaux pour évaluer l'effet vital et l'effet de microhabitat respectivement pour le $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$. Le décalage est obtenu en soustrayant *C. pachyderma* à *C. wuellerstorfi*.

Profondeur intermédiaire (cm)	Age (cal kyr BP)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ versus PDB)			$\delta^{13}\text{C}$ (‰ versus PDB)		
		<i>Cibicoides pachyderma</i>	<i>Cibicides wuellerstorfi</i>	Décalage (‰)	<i>Cibicoides pachyderma</i>	<i>Cibicides wuellerstorfi</i>	Décalage (‰)
158,5	9,8	2,40	2,46	-0,06	0,88	0,62	0,26
170,5	10,7	3,75		0,06	1,14		
180,5	11,4	1,86			0,86		
206,5	13,2	3,05			0,90		
218,5	13,9	3,08			0,86		
230,5	14,6	3,25			0,93		
246,5	15,3	3,40			0,85		
246,5	15,3	3,45			0,92		
307,5	17,7	4,08	4,02	0,05	1,24	1,41	-0,17
307,5	17,7	4,13	4,02	0,10	1,29	1,41	-0,11
312,5	17,9	4,06			1,08		
312,5	17,9	2,07			1,11		
312,5	17,9	4,03			1,19		
378,5	19,9	3,67	3,24	0,43	1,11	1,07	0,04
378,5	19,9	3,89	3,24	0,65	1,40	1,07	0,33

4.2. Assemblages

La diversité des assemblages de foraminifères benthiques dans chacun des échantillons varie de 14 à 34 espèces avec 126 espèces recensées au total. L'abondance des spécimens varie entre 56 et 525 individus. Les foraminifères benthiques hyalins sont les constituants dominants, avec un pourcentage d'environ 85%. L'abondance relative moyenne des foraminifères benthiques agglutinés est de 13%, tandis que le pourcentage moyen des formes porcelanées est d'environ 2%.

Pour l'indice de Shannon (Figure 6.2), une communauté dominée par une seule espèce aura un coefficient moindre qu'une communauté dont toutes les espèces sont co-dominantes. La valeur de l'indice varie de 0 (une seule espèce, ou bien une espèce dominante très largement toutes les autres) à $\log S$ (lorsque toutes les espèces ont la même abondance). L'indice de Shannon affiche la plus faible valeur de la transition glaciaire-interglaciaire au LGM avec 1.20 à 19,5 cal kyr BP, la moyenne sur le LGM étant de 1.49 (n=11). Au cours du HS1, la valeur la plus haute de tout l'intervalle glaciaire-interglaciaire est observée à 15,0 cal kyr BP avec 2.69. La moyenne au HS1 est de 2.22 (n=12). À partir du BA, les valeurs de l'indice de Shannon diminuent progressivement passant d'une moyenne de 2.25 (n=3) au BA, à 1.95 (n=4) à l'Holocène. Ceci témoigne d'une plus grande diversité d'espèce au cours du HS1 et BA par rapport aux périodes LGM, YD et Holocène.

L'indice de Simpson (Figure 6.2) mesure la probabilité que deux individus sélectionnés au hasard appartiennent à la même espèce. L'indice de Simpson affiche la plus faible valeur de la transition glaciaire-interglaciaire au LGM avec 0.51 à 19,5 cal kyr BP, la moyenne sur le LGM étant de 0.63 (n=11). Au cours du HS1, la valeur la plus haute de tout l'intervalle glaciaire-interglaciaire est observée à 15,0 cal kyr BP avec 0.90, la moyenne au HS1 étant de 0.82 (n=12). À partir du BA, les valeurs de l'indice de Simpson diminuent progressivement passant d'une moyenne de 0.83 (n=3) au BA, à 0.73 (n=4) à l'Holocène. Les deux indices combinés de Shanon et de Simpson montrent une plus grande diversité des espèces et d'abondance d'individus au sein de chacune de ces espèces pendant le HS1 avec une baisse de cette diversité à partir du BA jusqu'à l'Holocène. Le LGM, semble être la période montrant le moins de diversité de la transition glaciaire-interglaciaire.

En accord avec ces résultats, l'indice d'équitabilité J (Figure 6.2), dont la valeur varie de 0 (dominance d'une des espèces) à 1 (équi-répartition des individus dans l'espèce) varie entre 0,86 (15,0 cal kyr BP) et 0,41 (19,5 cal kyr BP) prouvant la bonne équi-répartition des individus dans les espèces pendant le HS1 contrairement au LGM.

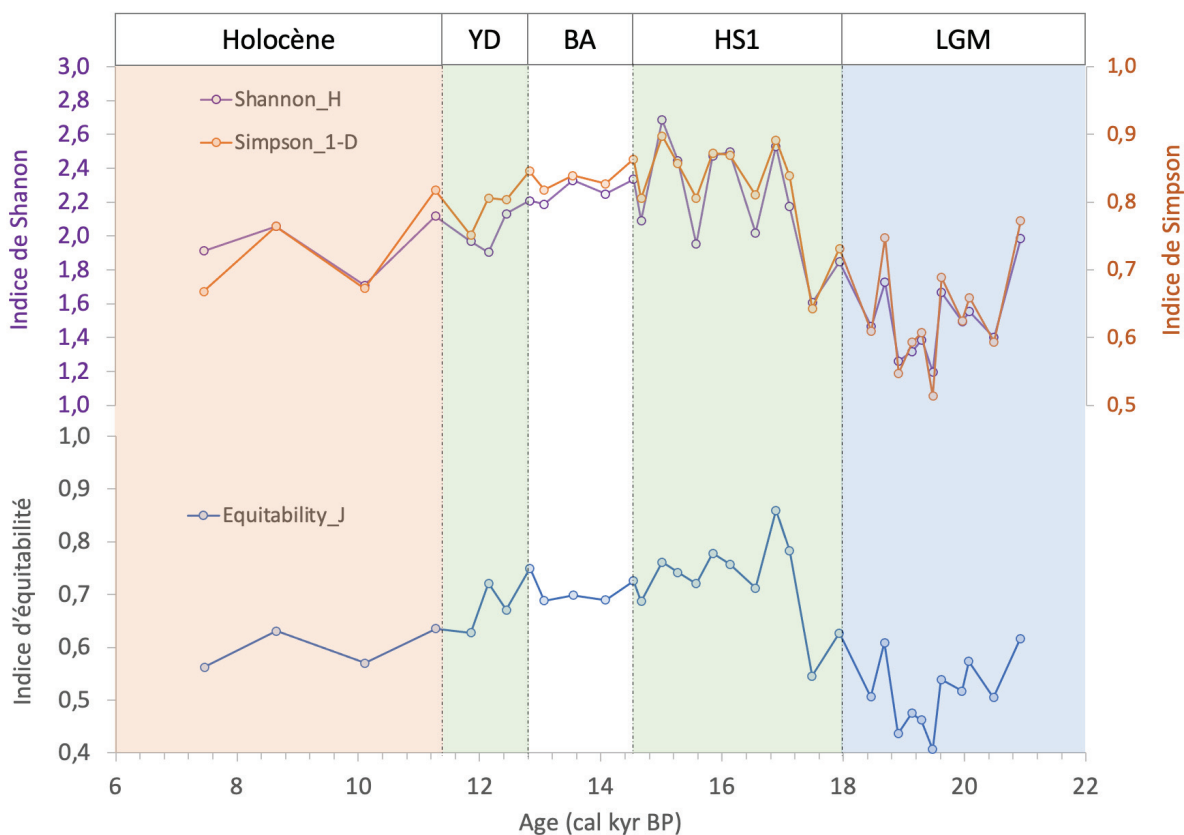


Figure 6. 1 : Calcul des indices de diversité sur toutes les espèces recensées dans le carotte MD01-2461 (126 espèces au total) à l'aide du logiciel PAST.

Dans un second temps, pour faire ressortir des groupes écologiques d'espèces de foraminifères benthiques en fonction des périodes sur les derniers 20 cal kyr, tous les comptages individuels de recensement ont été exprimés en pourcentage du total des foraminifères benthiques présents dans chaque échantillon. Les espèces avec un pourcentage de présence >1% dans au moins un échantillon ont été retenues (soit 60 espèces). Ces espèces >1% représentent 85 à 100% du total des foraminifères benthiques présents dans chaque échantillon mais le nombre d'espèces est trop important pour pouvoir en faire ressortir des groupes écologiques. Ainsi, nous avons réalisé un affinage aux espèces avec un pourcentage de présence >5% dans au moins un niveau, 16 espèces en sont ressorties. Ces espèces >5% représentent 75 à 97% du total des foraminifères benthiques présents dans chaque échantillon.

Parmi ces 16 espèces, nous avons rassemblé dans « Autres » *Astrononion echolsi*, *Elphidium bartletti*, *Fronicularia inaequalis*, *Gyroidina orbicularis*, *Brizalina subspinescens*, puisque ces espèces ne représentent au maximum que 13% du total des foraminifères benthiques. Aussi, les deux espèces *Cassidulina carinata* (peu abondante) et *Cassidulina teretis* (très abondante) ont été regroupées, elles représentent jusqu'à 65% du total des foraminifères benthiques pour chaque échantillon. Enfin, nous avons fait le choix de rassembler le genre *Uvigerina* dans son ensemble étant donné que *Uvigerina peregrina* domine largement les autres espèces. En effet, *U. pygmaea*, *U. auberiana* et *U. mediterranea* oscillent entre 0% et 15% tout au long de la transition glaciaire-interglaciaire alors que *U. peregrina* montre une augmentation progressive de ses abondances relatives à partir de la fin du HS1 de ~20% (à 15.0 cal kyr BP) jusqu'à ~56% à l'holocène (à 7.5 cal kyr BP).

La figure 6.3a nous montre une dominance du genre *Cassidulina spp* tout au long du LGM. *Cassidulina spp* montre des abondances relatives moyennes d'environ 54% sur toute la période LGM et des pourcentages passant de ~52% à 17,9 cal kyr BP à 0% à 14,7 cal kyr BP au cours du HS1. Ensuite, tout au long du BA, du YD et de l'Holocène, *Cassidulina spp* montre des abondances relatives toujours inférieures à 5%. *C. pachyderma* montre des abondances relativement importantes au cours du LGM et du HS1. Au LGM, les abondances de *C. pachyderma* sont toujours supérieures à 13% et atteignent des valeurs allant jusqu'à ~31% tandis qu'au HS1, elles oscillent entre ~34% (15.6 cal kyr BP) et ~4% (17.1 cal kyr BP). À partir du BA, les abondances relatives de *C. pachyderma* oscillent entre ~7% (14.1 cal kyr BP) jusqu'à 1% (13.5 cal kyr BP).

L'espèce *G. affinis* est très peu abondante au LGM avec des valeurs ne dépassant pas ~1%. Au cours du HS1, du BA et de l'Holocène, *G. affinis* apparaît ponctuellement : au HS1, elle apparaît avec des abondances relatives allant jusqu'à ~16% à 15.6 cal kyr BP, au début du YD un second pic d'abondance relative apparaît avec des valeurs allant jusqu'à 15% à 12.8 cal kyr BP et enfin au début de l'Holocène à 11.3 cal kyr (~10%). *B. inflata* apparaît principalement au cours du HS1 avec une abondance relative moyenne de ~12% avec des valeurs allant jusqu'à 25% à 16.1 cal kyr BP (figure 6.3b).

S. schlumbergeri et *M. affinis* sont présents sur toute la période, du LGM jusqu'à l'holocène. Au cours du LGM et du HS1, *S. schlumbergeri* a des pourcentages moyens de ~10%. Au BA et au YD, les pourcentages augmentent et oscillent entre ~11% (11.9 cal kyr BP) et ~31% à 13.1 cal kyr BP. Enfin, à l'Holocène, l'abondance relative de *S. schlumbergeri* diminue progressivement, en passant de 17% à 11.3 cal kyr BP à 5% à 7.5 cal kyr BP. *M. affinis* présente des pourcentages inférieurs à 4% tout au long du LGM. Son abondance relative augmente à partir du HS1 jusqu'au YD, où elle oscille entre ~7% (13.5 cal kyr BP) et ~28% (12.4 cal kyr BP). À l'Holocène, *M. affinis* diminue progressivement en passant de 20% à 11.3 cal kyr BP à 2% à 7.5 cal kyr BP (figure 6.3c).

Les espèces regroupées dans le genre *Uvigerina* montrent des abondances relatives toujours inférieures à 1% pendant le LGM, puis elles montrent une augmentation progressive de ses abondances relatives à partir de la fin du HS1 de ~23% à 15.0 cal kyr BP jusqu'à ~72% à 7.5 cal kyr BP (figure 6.3d).

Enfin, le groupe « autre » oscille entre 0% et ~13% (15.6 cal kyr BP) tout au long du LGM jusqu'au YD pour finir avec des pourcentages inférieurs à 1% sur toute la période holocène (figure 6.3e).

Chapitre 6 : Changements de dynamique et de source des masses d'eau dans le bassin de Porcupine à partir de l'étude micropaléontologique et géochimique depuis le Dernier Maximum Glaciaire

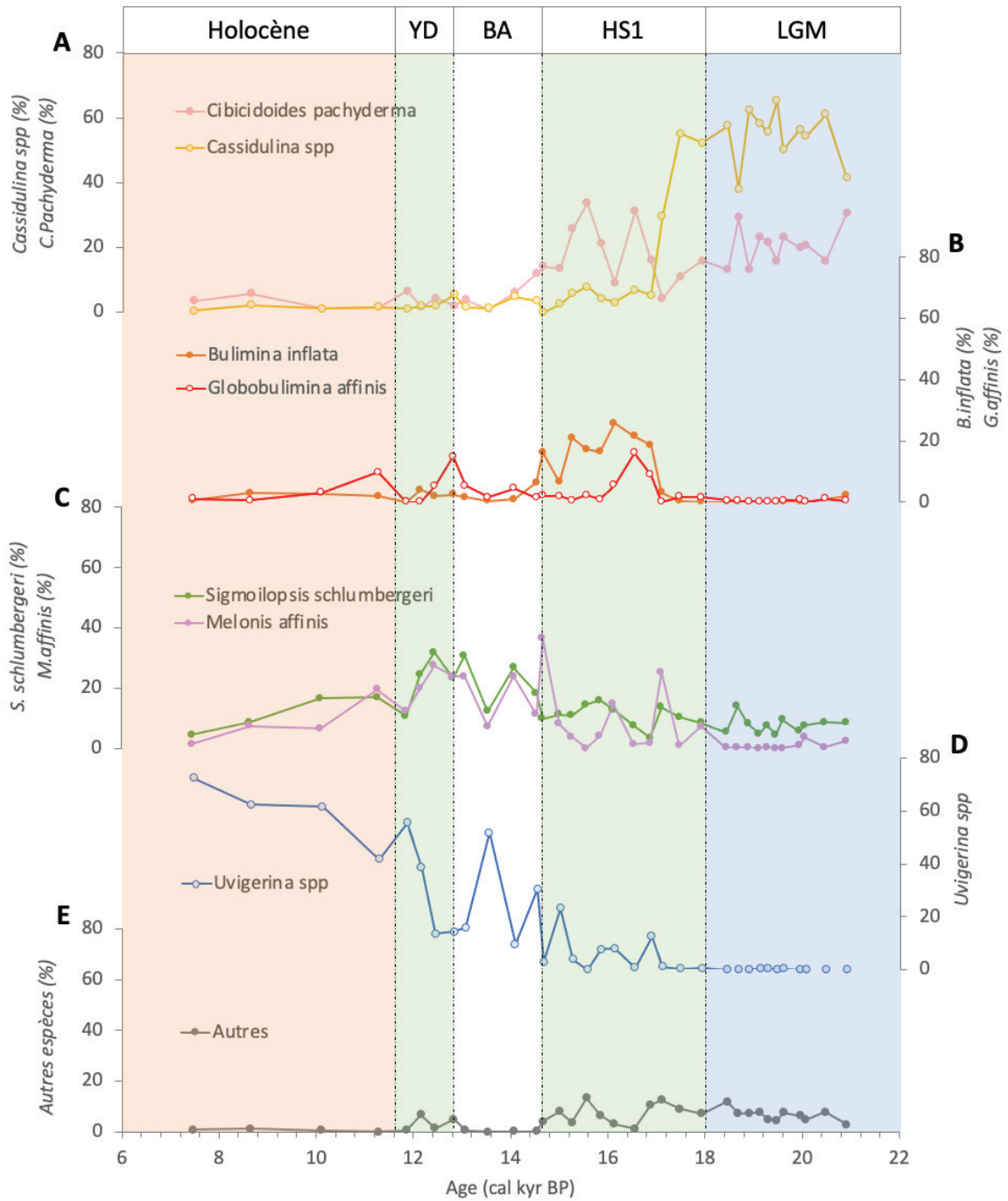


Figure 6. 2 : Variations (en pourcentage relatif) des espèces ayant un pourcentage supérieur à 5% pour au moins un niveau.

5. Discussion

5.1. Variations des assemblages de foraminifères benthiques sur les derniers 21 cal kyr BP

Le premier groupe associé au LGM, contient les espèces associées aux conditions les plus oligotrophes rencontrées au cours des derniers 21 cal kyr BP. La diversité des foraminifères est plutôt faible et la faune comprend principalement des taxons épibenthiques et endofauniques peu profonds. L'apparition de ces taxons oligotrophes, tels que *C. pachyderma* et *Cassidulina spp* (>75% ; Figure 6.4) sont généralement caractérisés par des eaux de fond bien oxygénées, et témoigne de l'apport de peu de nourriture (Mojtahid et al., 2010) à la profondeur de la carotte MD01-3461. En effet, selon le modèle TROX (Jorissen et al., 1995) proposé pour les faunes de foraminifères benthiques marines ouvertes, les foraminifères épibenthiques et endofauniques peu profonds profitent des apports en matière organique labile dans les niches bien oxygénées autour de l'interface sédiment-eau. Ceci est corroboré par l'absence totale des taxons endofauniques profonds et intermédiaires, témoignant de l'absence de ressources exploitables plus profondément dans le sédiment. Les faibles quantités de matière organique arrivant sur le fond semblent être entièrement consommées dans les sédiments superficiels, inhibant le développement des espèces endofauniques profondes. Ce groupe nous montre donc une très bonne ventilation des masses d'eau au LGM à profondeur d'eau intermédiaire associée à un faible apport de matière organique labile.

Le second groupe associé au HS1, contient les espèces associées à des conditions méso-oligotrophes. *B. inflata* fait partie de l'endofaune peu profonde (Corliss, 1985, 1991; Corliss & Emerson, 1990; Fontanier et al., 2002; Mackensen & Douglas, 1989), qui peut refléter des environnements bien oxygénés et/ ou la présence de carbone organique labile plus profondément dans les sédiments. De nouveau, les espèces méso-oligotrophes *C. pachyderma* et *Cassidulina spp* sont retrouvées au HS1 allant de ~70% à 17,9 cal kyr BP à environ 20% à 14,5 cal kyr BP. *M. affinis* qui fait partie de l'endofaune intermédiaire est aussi présent au cours du HS1 jusqu'à 40% (à 14,7 cal kyr BP). *M. affinis* est capable de migrer dans le sédiment et de se nourrir à la fois de matière organique labile et réfractaire (Caralp, 1989), ainsi, il semble adaptable aux changements d'oxygénation (Linke & Lutze, 1993). La faune dominante n'est mélangée à des pourcentages jamais supérieurs à 20% de *G. affinis*. Cette espèce est caractéristique des environnements eutrophes (e.g., Duchemin et al., 2007; Fontanier et al., 2002; Fontanier, 2003; Mojtahid et al., 2010), les foraminifères endofauniques profond peuvent survivre dans des sédiments fortement hypoxiques, voire anoxiques (Bernhard et al., 1997;

Bernhard, 1992; Bernhard & Reimers, 1991; Moodley & Hess, 1992), où les particules organiques labiles sont rares laissant place à de la matière organique plus ou moins réfractaire (Koho et al., 2008). L'apparition de cette espèce peut signifier deux types de conditions environnementales : i) l'advection latérale significative de matériaux d'un plateau supérieur vers l'environnement méso-oligotrophe plus profond au cours du HS1 ; le bas niveau de la mer couplé à un plateau continental plus étroit peut avoir amélioré le transfert de sédiments vers des niveaux plus profonds via les courants turbulents ; ii) un flux de matière organique plus élevé au cours du HS1 qu'au LGM mais suffisamment faible pour permettre la pénétration assez profonde de l'oxygène dans le sédiment, permettant aux assemblages fauniques de montrer une succession complète d'espèces endofauniques peu profondes (*B. inflata*, *C. pachyderma*, *Cassidulina spp*), intermédiaires (*M. affinis*) et profondes (*G. affinis*) aboutissant à un enchaînement élargi des zones redox successives. Étant donné que *G. affinis* est la seule espèce susceptible d'être allochtone, c'est cette seconde hypothèse qui semble la plus plausible. Ce groupe nous montre donc une diminution de la ventilation des masses d'eau comparé au LGM à 1153m de profondeur associée à un apport de matière organique labile et/ou réfractaire plus important.

Le troisième groupe est caractérisé par des abondances maximales d'espèces typiques des milieux benthiques mésotrophes à eutrophes dans le bassin de Porcupine (*M. affinis*, *S. schulmbergeri*, *G. affinis*) au cours du BA et du YD. Au cours de ces trois périodes de temps, la diversité des espèces est progressivement réduite (Figure 6.1 et 6.3). *S. schulmbergeri* semble être lié à un apport relativement important de matière organique puisqu'il apparaît en plus grande proportion pendant le BA et le YD. Cependant, il est présent tout au long de la transition glaciaire-interglaciaire entre 5 et 35%, aussi, cette espèce ne semble pas montrer de préférence trophique très nette. Au cours de l'Holocène, les abondances relatives d'*Uvigerina spp* augmentent fortement jusqu'à représenter plus de 75% de l'assemblage à 7,5 cal kr BP ; toutes les autres espèces diminuent en conséquence. Cette période apparaît comme une phase majeure de renouvellement des écosystèmes benthiques, passant d'un système oligotrophe au LGM à méso-eutrophe à l'Holocène, ce qui peut être associé à des eaux de surface plus productives ou à des changements hydrologiques importants (apport de matière organique via des masses d'eau intermédiaires ou réduction drastique de la ventilation des masses d'eau). *Uvigerina spp* a été décrite dans des zones à forts flux organiques (Altenbach & Sarnthein, 1989; Licari et al., 2003; Lutze, 1980). Par exemple, Altenbach et al. (1999) le décrivent sur des sites avec des flux organiques de carbone estimés de 2 à 20 gC. m⁻².a⁻¹ (Altenbach et al., 1999), avec un maximum

entre 5 et 9 gC. m⁻².a⁻¹. Elles sont généralement considérées comme de bons indicateurs de conditions de forts flux organiques et de faible oxygénation (Lutze & Coulbourn, 1984; Mackensen et al., 1985; de Rijk et al., 2000; Schmiedl et al., 2000; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993). En effet, *U. peregrina* (qui domine les assemblages de la carotte MD01-2461) aurait un microhabitat caractérisé par de hautes concentrations de bactéries, d'exoenzymes et de meiofaune, et est typique des sédiments enrichis en matière organique et appauvris en oxygène, comme dans les zones d'upwelling (Altenbach & Sarnthein, 1989; Van der Zwann et al., 1999). Elle ne peut en revanche pas tolérer les environnements anoxiques (Fontanier et al., 2002; Schmiedl et al., 2000) ce qui explique la disparition de *G. affinis* au cours de l'Holocène.

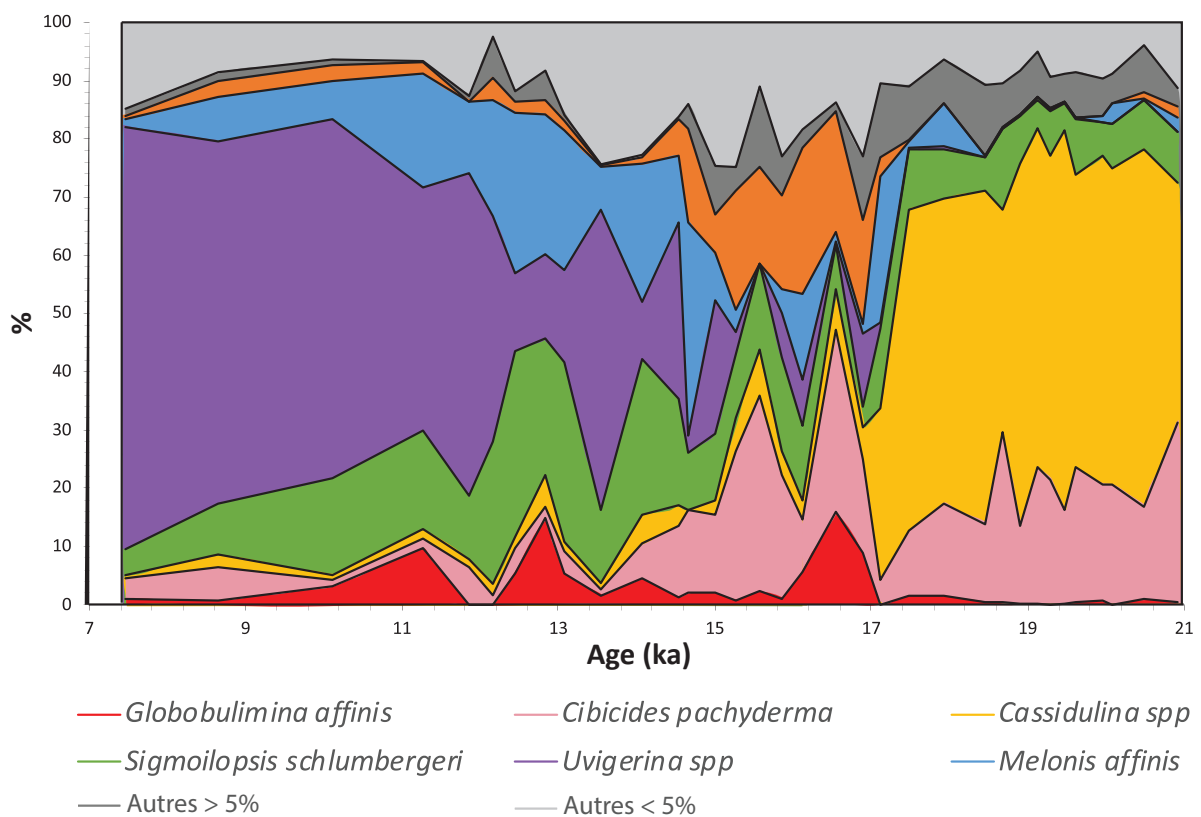


Figure 6. 3 : Illustration des changements (en abondances relatives) affectant les assemblages de foraminifères benthiques en fonction des périodes de temps.

5.2. Changements de la productivité de surface versus changements de la distribution des masses d'eau à l'échelle du bassin de Porcupine

Des changements majeurs dans l'abondance, la composition des espèces et la diversité des faunes de foraminifères benthiques se sont produits au cours des cycles glaciaires-interglaciaires. Ces changements faunistiques sont certainement liés à des changements dans la circulation des eaux profondes (e.g., Schnitker, 1980; Streeter, 1973; Streeter & Shackleton, 1979), mais plus récemment, ils ont été liés à des changements possibles dans la productivité de surface, y compris la quantité et le type de matière organique (e.g., Schmiedl et al., 1997; Thomas et al., 1995). D'ailleurs, il est prouvé que le flux de carbone organique a un effet significatif sur les faunes benthiques mais seulement dans certaines régions du globe (Corliss et al., 2006; Corliss et al., 2002; Mackensen et al., 1993).

Si à l'heure actuelle les eaux provenant de la mer Méditerranée baignent le site MD01-2461, au cours du LGM, le niveau de la mer abaissé a entraîné un rétrécissement de la géométrie du détroit de Gibraltar et donc une réduction dans les volumes d'écoulement de la méditerranée (Bryden & Stommel, 1984; Zahn et al., 1997b). Pourtant, plusieurs études indiquent la présence de dépôts de contourites sableux (par exemple Kenyon & Belderson, 1973; Schönfeld & Zahn, 2000) et des valeurs élevées de $\delta^{13}\text{C}$ benthique dans des carottes situées à la sortie du golfe de Cadix (Voelker et al., 2006) soutenant un flux MOW amélioré d'environ un facteur de 2,5 (Rogerson et al., 2005) par rapport à l'actuel. Les données planctoniques de $\delta^{18}\text{O}$ sur les sites de la mer Méditerranée indiquent qu'au cours de la dernière glaciation, les températures moyennes de surface étaient plus froides de 5°C par rapport à aujourd'hui, et les salinités moyennes étaient plus élevées de 2 psu (Thiede, 1978; Thunell, 1979; Thunell & Williams, 1989; Zahn et al., 1997b) ce qui aurait forcé le MOW glaciaire à s'enfoncer à une plus grande profondeur qu'aujourd'hui (environ 1700 à 2000 m) (Schönfeld & Zahn, 2000; Stow et al., 1986; Vergnaud-Grazzini et al., 1989; Zahn et al., 1987). Aussi, selon plusieurs études, son étendue était certainement confinée au golfe de Cadix n'affectant aucune marge plus au nord (Stumpf et al., 2010; Toucanne et al., 2007; Voelker et al., 2006). Le site MD01-2461 n'était donc pas baigné par les eaux méditerranéennes pendant le LGM.

Des données basées sur les changements dans l'abondance des foraminifères benthiques d'*Epistominella exigua* et d'*Alabminella weddellensis* et planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma sinistral* et *Globigerina bulloides* des carottes BOFS-5K (50°41.3'N, 21°51.9'W, 3547m ; Figure 6.5a) et BOFS-14K (58°37.2'N, 19°26.2'W, 1756m ; Figure 6.5b) indiquent

que la productivité des eaux de surface dans le nord-est de l'Atlantique aux latitudes élevées à moyennes (50°-58°N) était faible pendant l'intervalle glaciaire (Thomas et al., 1995). Les preuves de foraminifères benthiques d'une productivité plus faible dans le nord-est de l'Atlantique pendant la période glaciaire sont étayées par des preuves de la teneur en carbone organique dans les sédiments de « Feni drift » (54°-56°N) (van Weering et al., 2002), et par des données sur la géochimie organique des sédiments dans la même zone (Jasper et al., 1993). Ainsi, au LGM, les assemblages de foraminifères benthiques de la carotte MD01-2461 associés aux enregistrements de productivité primaire de l'Atlantique Nord montrent que le bassin de Porcupine était certainement impacté uniquement par les eaux intermédiaires bien ventilées de l'Atlantique Nord glaciaire (GNAIW) propices aux conditions oligotrophes (Figure 6.6a).

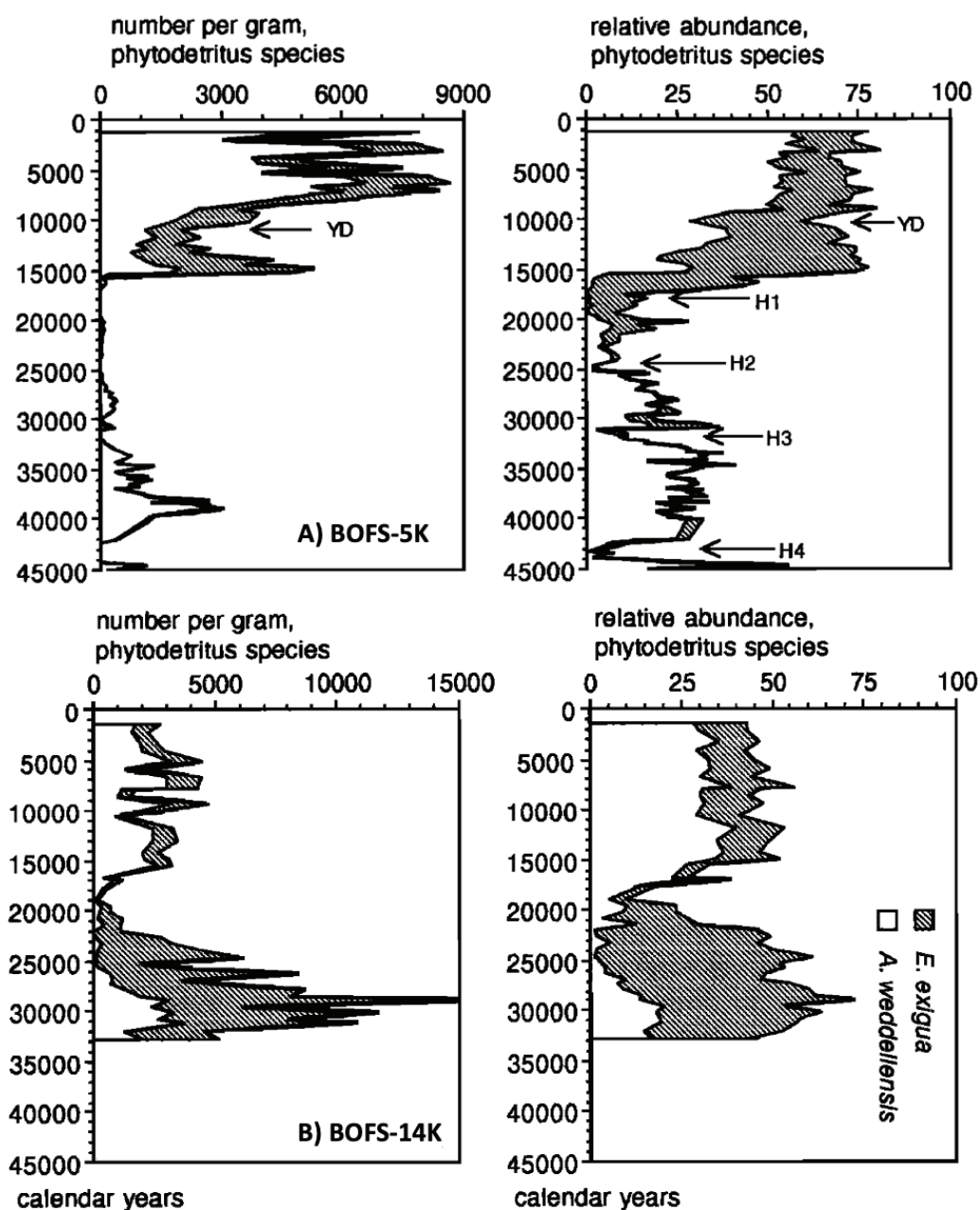


Figure 6. 4 : Abondance relative et absolue de *E. exigua* et *A. weddellensis* les "espèces phytodétritus" de la carotte a) BOFS-5K (50°41.3'N, 21°51.9'W, 3547m) et b) BOFS-14K (58°37.2'N, 19°26.2'W, 175) (Thomas et al., 1995).

Dans les enregistrements de foraminifères benthiques de l'Atlantique Nord-est (BOFS-5K et 14K), les événements de Heinrich peuvent être observés grâce aux enregistrements d'abondances absolues et relatives « d'espèces de phytodétritus » (*E. exigua* et *A. weddellensis*), qui sont faibles pendant le HS1 (Thomas et al., 1995). D'autres études basées sur les foraminifères soutiennent l'interprétation que le HS1 est un événement à très faible productivité (Bond et al., 1992; Broecker et al., 1992). L'abondance relative d'espèces de l'endofaune "à faible teneur en oxygène" ou "à haute teneur en carbone organique" déterminée sur une base

« d'espèces de phytodétritus » suggère donc une productivité de surface fortement réduite pendant le HS1 (Smart, 2008). La faible productivité de surface n'explique donc pas le changement de faunes observé au HS1 vers des conditions plus mésotrophes et donc plus riches en matière organique par rapport au LGM. Si ces changements ne peuvent pas être mis en cause, des changements importants dans la distribution des masses d'eau au site MD01-2461 ont certainement prévalu au cours de cette période.

Au HS1, le flux d'eau de sortie de la Méditerranée (MSW) s'est rétabli progressivement et une zone de transition (TZ) entre la MSW et les eaux de l'Atlantique Nord-Est (ENAW) s'est développée (après ~ 18 ka BP) (Wienberg et al., 2020). Les ondes internes qui se propagent le long de la TZ en-dessous de 900m jusqu'à environ 1200m de profondeur provoquent de fortes turbulences (Dickson et McCave, 1986 ; Mohn et al., 2014 ; White, 2007 ; White et Dorschel, 2010 ; Wienberg et al., 2020). L'hydrodynamique turbulente liée aux ondes internes provoque des niveaux élevés de matières en suspension qui conduisent à la formation de couches néphéloïdes, qui enrichissent la disponibilité de nourriture pour les communautés benthiques vivant proche ou à l'intérieur de cette couche (Frederiksen et al., 1992; Mienis et al., 2007; Mohn et al., 2014). En déplaçant les eaux latéralement, vers le haut et vers le bas de la pente, les ondes internes améliorent la ventilation ainsi que le transport latéral de la matière organique particulaire et soutiennent donc considérablement l'approvisionnement en nourriture des organismes benthiques dans un environnement relativement bien ventilé (Duineveld et al., 2007; Hebbeln et al., 2016; Lim et al., 2018; Rice et al., 1991). L'apparition de *M.affinis* au HS1 (et son absence complète au LGM) est la preuve d'un changement important de la distribution et la dynamique des masses d'eau. En effet, les pourcentages de l'espèce *M.affinis* augmenteraient si les apports en matière organique par advection latérale augmentent. Cette adaptation à la matière organique réfractaire (Caralp, 1989; Licari & Mackensen, 2005; Linke & Lutze, 1993; G Schmiedl et al., 2000) pourrait faire de cette espèce un bon indicateur de la qualité de la matière organique (Licari & Mackensen, 2005) et dans ce cas un indicateur de la profondeur de la TZ au cours du temps. Le développement de la TZ entre ENAW et MSW à la profondeur du site MD01-2461 aurait alors permis la mise en suspension de matière organique plus réfractaire disponible aux faunes benthiques tout en conservant une suffisamment bonne ventilation pour permettre la pénétration de l'oxygène assez profondément dans le sédiment et ainsi favoriser l'apparition de faunes benthiques beaucoup plus variées typique des conditions mésotrophes (Figure 6.6b).

À partir du BA, les enregistrements de foraminifères benthiques (*E. exigua* and *A. weddellensis*), montrent une augmentation progressive de la productivité de surface qui était plus élevée pendant l'Holocène que pendant la dernière déglaciation (Smart, 2008; Thomas et al., 1995). Cette augmentation progressive coïncide probablement avec le recul progressif du front polaire vers des latitudes plus élevées (Smart, 2008). En parallèle de ces changements de productivité et de front subpolaire, la TZ a migré en continu vers le haut (de 250 mètres environ) en déplaçant la zone d'énergie maximale pour atteindre sa position verticale moderne à une profondeur de 700 à 900 m et est restée stable jusqu'à aujourd'hui. Cette remontée de la TZ progressive a certainement engendré une perte de ventilation progressive des masses d'eau à 1153m de profondeur associée à des changements dans le type de nourriture apporté aux faunes benthiques, la matière organique provenant de la productivité de surface étant certainement plus labile que la matière organique remaniée par la TZ. La combinaison entre l'augmentation progressive de la productivité de surface et la migration de la TZ vers des profondeurs moindres peut ainsi expliquer en grande partie les changements de faunes observés entre le BA et l'Holocène. Au BA et au YD, ce sont les espèces *M. affinis* et *S. schlumbergeri* qui dominent, montrant l'influence encore importante de la TZ à 1153m de profondeur. Ceci est en accord avec les données de Wienberg et al. (2020) qui montre que la TZ ne quitte la profondeur du site MD01-2461 qu'à partir du début de l'holocène. Associé à la présence de la TZ, peu d'apport provenant de la productivité de surface sont enregistré ayant pour conséquence la présence majoritaire d'espèces adaptées à une nourriture advectée et remaniée, plus réfractaire (Figure 6.6c). Au cours de l'Holocène inférieur, dans le bassin de Porcupine, la TZ est remontée de 250m n'affectant plus les profondeurs de la carotte MD01-2461 (Figure 6.6d). Les apports saisonniers de phytodétritus s'intensifie suite aux efflorescences printanières de la productivité primaire des eaux de surface (Li et al., 2012). Cette hypothèse est cohérente avec des diminutions simultanées du pourcentage de foraminifères planctoniques polaires *Neogloboquadrina pachyderma sinistral* (e.g., Bé & Hamlin, 1967) et des augmentations du pourcentage de *Globigerina bulloides*, un foraminifère planctonique d'eau plus chaude (Schmidt & Mulitza, 2002) indiquant des proliférations de phytoplancton et une productivité de surface accrue (Li et al., 2012; Smart, 2008). Durant la même période, un effondrement de la circulation profonde a été observé en Méditerranée (Kuhnt et al., 2008; Schmiedl et al., 2010; Toucanne et al., 2012), synchrone avec le dépôt de sapropèle S1 de 10,2 à 6,4 cal kyr BP (Mercone et al., 2000). La convection profonde réduite en Méditerranée occidentale (Rogerson et al., 2008) a conduit à des conditions dysoxiques compatibles avec l'absence de foraminifères adaptés à des conditions oligotrophes après 11 cal ka BP (Sierro et al., 2005). L'apport de MSW

peu ventilé a permis d'adecté de la matière organique de haute qualité. Combiné à cela, la production de surface s'est intensifiée advectant vers le bas de la matière organique fraîche conduisant à des conditions de vie adaptées aux espèces telles que *Uvigerina spp* qui domine largement les assemblages de foraminifères benthiques.

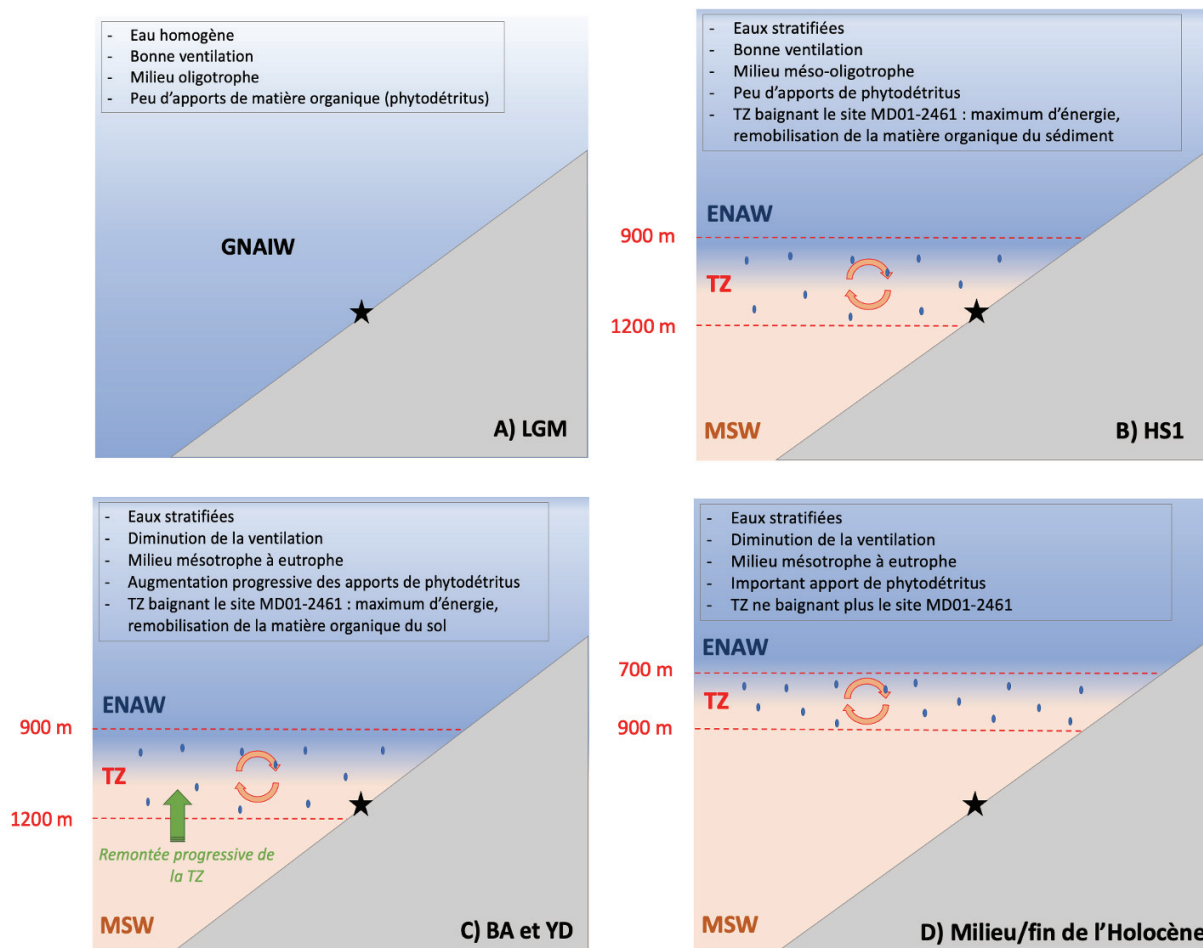


Figure 6. 5 : Schémas montrant la chronologie de la productivité de surface, des changements de positions de la TZ et des changements des masses d'eau dans le Bassin de Porcupine, a) au Dernier maximum glaciaire : présence d'une masse d'eau homogène bien ventilée, le GNAIW, environnement oligotrophe, b) au HS1 : mise en place d'une stratification des masses d'eau, un vigoureux flux d'eau de sortie de la Méditerranée (MOW) s'est rétabli et une zone de transition (TZ) entre le MOW et les eaux de l'Atlantique Nord-Est (ENAW) s'est développée (après ~ 18 ka BP). Les ondes internes à la TZ provoquent de fortes turbulences permettant de maintenir une bonne ventilation et un apport de matière organique remaniée du sédiment propice au développement d'un environnement méso-oligotrophe ; c) BA et YD : ENAW-MOW-TZ a commencé à migrer vers le haut en déplaçant la zone d'énergie maximale, en diminuant progressivement la ventilation et l'apport latéral de matière particulaire au site MD01-246 avec une augmentation progressive des apports de phytodétritus propice au développement d'un environnement mésotrophe à eutrophe ; d) le milieu et la fin de l'Holocène : après une migration ascendante d'environ 250 m, l'ENAW-MOW-TZ a atteint sa position verticale moderne à une profondeur de 700 à 900 m et est restée stable jusqu'à aujourd'hui. Le site n'est plus baigné par la TZ mais par la MOW et est influencé par l'apport important de phytodétritus propice aux conditions mésotrophes à eutrophes. L'étoile noire représente la carotte MD01-2461 à 1153m de profondeur (Schéma inspiré de Wienberg et al., 2020)

5.3. Changements de la circulation de retournement de l'Atlantique Nord (AMOC) au cours de la déglaciation

En surface et subsurface, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* et *N. pachyderma sinistral* sont identiques pendant le LGM, alors que *N. pachyderma sin* a une profondeur d'habitat plus importante que *G. bulloides* et donc, en principe, enregistre un $\delta^{18}\text{O}$ plus lourd, reflétant une température plus basse (Peck et al., 2006b; Schmidt & Mulitza, 2002) (Figure 6.7b). Peck et al. (2006) ont interprété ces valeurs similaires $\delta^{18}\text{O}$ de surface et de subsurface au LGM comme représentant un mélange intensif de la colonne d'eau supérieure. Cette interprétation est cohérente avec la présence d'assemblage de foraminifères benthiques du premier groupe, qui suggère un milieu oligotrophe, bien oxygéné. De plus, au LGM, des valeurs élevées de $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur les foraminifères benthiques ($>1.5\text{‰}$) à 1153m reflètent l'influence d'une masse d'eau bien ventilée et/ou pauvre en nutriments (Figure 6.7a). Benway et al. (2010) ont estimé, à partir de données $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ des foraminifères planctoniques de la carotte ODP Site 980 (55°29'N, 14°42'W, 2179 m) située proche de la carotte de Porcupine, que les salinités au LGM étaient inférieures d'environ 1,0 psu par rapport à celles d'aujourd'hui. Des salinités légèrement réduites, combinées aux températures de surface plus froides, peuvent avoir produit des eaux suffisamment denses pour soutenir la formation de GNAIW à profondeur d'eau intermédiaire. Ainsi, en accord avec plusieurs études et les valeurs plus faibles du Pa/Th, l'ensemble des données soutiennent la thèse d'un transport actif dans les latitudes nord pendant le LGM résultant de l'intensification de l'AMOC à profondeur d'eau intermédiaire (Gherardi et al., 2009; Lynch-Stieglitz et al., 2007; McManus et al., 2004) (Figure 6.7c).

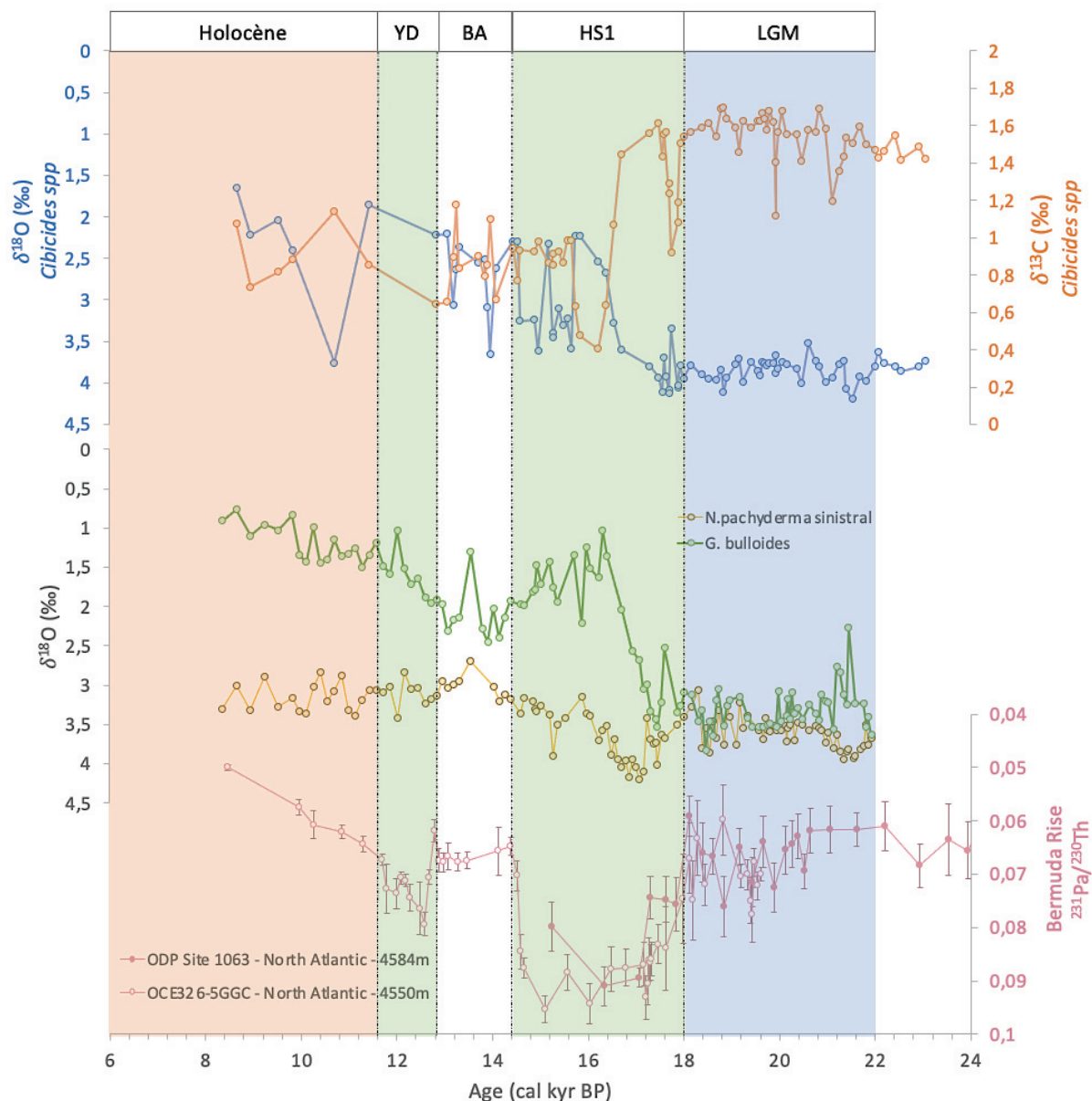


Figure 6. 6 : a) Enregistrements isotopiques sur la carotte MD03-3461 a) $\delta^{18}O$ (bleu) et $\delta^{13}C$ (orange) de *Cibicides spp* (contenant les données *C.wullerstorfi* de Peck et al. (2006) et les données *C. pachyderma* (cette étude) ; b) $\delta^{18}O$ de *G. bulloides* (eaux de surface, vert) et *N. pachyderma sinistral* (eaux de subsurface, jaune) ; c) Enregistrements Pa/Th de l'Atlantique nord des carottes ODP Site 1063 (Böhm et al., 2015; McManus et al., 2004) indiquant la force de retournement de l'Atlantique Nord.

Au cours de la déglaciation, au HS1, le $\delta^{13}C$ benthique s'abaisse fortement en passant d'une moyenne $\delta^{13}C$ de 1.5‰ (n=38) au LGM à 1.1‰ (n=28) au HS1. Le $\delta^{13}C$ benthique montre une valeur minimale s'abaissant jusqu'à 0.4‰ (16.2 cal kyr BP). Cet épisode de faible $\delta^{13}C$ suggère une réduction de la ventilation des eaux intermédiaires et/ou un apport de matière organique relativement plus élevé (Figure 6.7a). Ceci est corroboré aux faunes de foraminifères benthiques trouvées à 1153m de profondeur qui montre le passage d'un environnement très bien oxygéné,

pauvre en matière organique, oligotrophe pendant le LGM à un environnement moins bien oxygéné, plus riche en matière organique, oligo-mésotrophique pendant le HS1. D'ailleurs, l'apparition ponctuelle de *G.affinis* à des pourcentages supérieurs à 5% se produit pendant l'intervalle 16.1 à 16.9 cal kyr BP qui correspond à l'intervalle de minima du $\delta^{13}\text{C}$ benthique prouvant un apport accru de matière organique abaissant ponctuellement l'oxygénation du milieu. Selon Peck et al, (2008), le $\delta^{13}\text{C}$ benthique à la carotte MD01-2461 diminue en phase avec les fréquentes incursions d'eau de fonte, associées à l'instabilité des calottes de glace Nord-Atlantique. Une autre preuve d'un apport accru d'eau de fonte est soulignée par la divergence maximale de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques vivant en surface et sous la surface pendant le HS1 montrant la formation d'une forte halocline et donc d'une forte stratification de la colonne d'eau supérieure (Peck et al., 2006). Ces éléments semblent coïncider avec la formation affaiblie de GNAIW conduisant probablement à des avancées transitoires d'eau de source sud (AAIW) le long de la marge européenne jusqu'au banc de Porcupine (Peck et al., 2006). Néanmoins, Crocker et al. (2016) soutiennent que l'Atlantique nord-est à mi-profondeur n'a jamais été principalement ventilé par les eaux de source méridionale, bien qu'ils aient précisé qu'une contribution accrue des eaux de source méridionale se mélangeant aux eaux de source nord ne peut être complètement exclue. Les baisses de $\delta^{13}\text{C}$ reflèteraient donc plus probablement les variations de la ventilation de l'AMOC et la stratification des masses d'eau causée par les débâcles d'icebergs associées à des apports de matière organique remobilisés par la TZ plutôt que par des incursions d'AAIW.

L'absence d'IRD au site 980 (Benway et al., 2010) et au site MD01-2461 (Peck et al., 2006) pendant le BA exclut la présence d'eau de fonte locale des icebergs dans la région Est de l'Atlantique Nord subpolaire. Malgré l'absence d'IRD, le site d'étude peut avoir reçu des apports locaux mineurs d'eau de fonte de la calotte glaciaire britannique au cours de cet interval ce qui expliquerait le minimum de $\delta^{18}\text{O}$ qui apparaît au même moment pour les deux espèces de foraminifères planctoniques. Le rapprochement des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques vivant en surface et sous la surface pendant le BA suggère des changements dans la stratification de surface avec des eaux mieux ventilées qu'au HS1 mais moins bien ventilées que pendant le LGM. Une augmentation de $\delta^{18}\text{O}$ immédiatement au début du BA correspond à une augmentation à partir de 15.6 cal kyr BP, des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ benthique qui remontent jusqu'à $\sim 0.9\text{‰}$, suggérant une réduction de l'apport d'eau de fonte à la partie supérieure de l'océan et le début de la récupération de la MOC. Ceci expliquerait la présence en grande

proportion des espèces tels que *M.affinis* et *S.schlumbergeri* qui semblent peu exigeantes et en capacité de s'adapter aux conditions trophiques du milieu. L'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ au cours du BA associé à des espèces benthiques mésotrophes et à la diminution de Pa/Th dans l'Atlantique ouest profond (>3 000 m) (McManus et al., 2004) semblent indiquer un AMOC renforcé et mieux ventilé comparativement au HS1.

Une seconde divergence de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques vivant en surface et sous la surface se produit au cours du YD montrant un second épisode de stratification des masses d'eau. Les valeurs plus basses de $\delta^{13}\text{C}$ à cette période montrent l'entrée d'une masse d'eau moins bien ventilée et/ou plus riche en matière organique. Ce changement hydrologique est également enregistré par le changement dans les faunes de foraminifères benthiques qui montre la présence en plus grande abondance du genre *Uvigerina* indicatrices de conditions de forts flux organiques et de plus faible oxygénation (Lutze & Coulbourn, 1984; Mackensen et al., 1985; de Rijk et al., 2000; Schmiedl et al., 2000; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993). Les maxima IRD et les minima $\delta^{18}\text{O}$ au site MD01-2461 pendant le YD correspondent aux diminutions observées de l'AMOC (McManus et al., 2004), ce qui suggère que l'eau de fonte dans cette région pourrait de nouveau avoir contribué au refroidissement et à la perte de salinité des masses d'eau qui ont ralenti l'AMOC.

Enfin, à l'holocène, la divergence de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques vivant en surface et sous la surface continue et s'accroît tout au long de la période. Il semble que les eaux de la colonne d'eau supérieure étaient plus mélangées lors de la dernière période glaciaire (LGM) que pendant l'Holocène, et qu'il y a eu une tendance à l'augmentation de la stratification des eaux au cours des 15 derniers ka. Les *Uvigerines* dominent largement la faune vivant à 1153m témoignant de conditions assez pauvres en oxygène, avec une forte dépendance à la matière organique (Fontanier et al., 2002). Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ sont dans les mêmes gammes de valeurs que pendant le BA ce qui pourrait traduire une amélioration progressive de la ventilation de l'AMOC jusqu'à un état actuel.

6. Conclusion

Au cours des derniers ~21 cal kyr BP, les rejets d'eau de fonte des calottes de glace ont directement affecté les caractéristiques des eaux de surface notamment la stratification des

masses d'eau et la productivité de surface du bassin de Porcupine contrôlant ainsi le développement de la faune des foraminifères benthiques.

Au LGM, les données indiquent une faible productivité de surface associée à des faunes de foraminifères benthiques adaptées à des environnements oligotrophes révélant des eaux de fond bien oxygénées, homogène provenant certainement du GNAIW. Il existe des preuves d'une intensification du MSW durant les périodes glaciaires (Schönfeld et Zahn, 2000 ; Hernandez-Molina et al., 2006 ; Voelker et al., 2006). Cependant, il est peu probable qu'il ait atteint les latitudes de la carotte MD01-2461 en raison du faible débit sortant du détroit de Gibraltar (Rohling et Bryden, 1994 ; Zahn et al., 1997 ; Rogerson et al., 2012). Ainsi la carotte MD01-2461 était baignée exclusivement par GNAIW bien ventilée.

Au cours du HS1, les études basées sur les foraminifères soutiennent un événement à très faible productivité de surface n'expliquant pas le changement de faunes observé vers des milieux plus mésotrophes. Au HS1, le flux d'eau de sortie de la Méditerranée (MSW) s'est rétabli progressivement. Une zone de transition (TZ) entre la MSW et la ENAW s'est développée provoquant de fortes turbulences et des niveaux élevés de matières en suspension qui enrichissent la disponibilité de nourriture pour les communautés benthiques et améliorant la ventilation du site.

À partir du BA, la TZ a migré en déplaçant la zone d'énergie maximale pour atteindre sa position verticale moderne à une profondeur de 700 à 900 m et est restée stable jusqu'à aujourd'hui. Cette remontée de la TZ progressive a engendré une perte de ventilation progressive associée à plus d'apport en matière organique labile provenant de l'intensification des apports saisonniers de phytodétritus.

Durant l'Holocène, les faunes de foraminifères sont dominées par le genre *Uvigerina*. Malgré la revigoration de l'AMOC qui devrait montrer un environnement bien ventilé au site d'étude, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ à l'Holocène montrent des valeurs moins enrichies qu'au LGM. Ceci est probablement le résultat de la combinaison de 1) une remontée de la TZ provoquant une diminution de la ventilation du milieu et une diminution d'apport de matière organique plus réfractaire, 2) la contribution de MSW peu ventilée mais riche en matière organique de haute qualité causé par l'évènement de Sapropel 1 et 3) des apports de matière organique labile provenant de la productivité de surface qui en font un environnement propice au développement de *Uvigerina*, c'est-à-dire un environnement peu ventilé avec une apport important de matière organique de bonne qualité.

Finalement, aucune preuve n'a pu être fournie par ses enregistrements sur une contribution éventuelle d'AAIW à 51°N.

Données supplémentaires

Profondeur (m)	Age (cal kyr BP)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ versus PDB)		$\delta^{13}\text{C}$ (‰ versus PDB)	
		<i>C. wuellerstorfi</i> et <i>C. pachyderma</i>	<i>C. wuellerstorfi</i> et <i>C. pachyderma</i>	<i>C. wuellerstorfi</i> et <i>C. pachyderma</i>	<i>C. wuellerstorfi</i> et <i>C. pachyderma</i>
1,425	8,6	1,65	1,08		
1,465	8,9	2,22	0,74		
1,545	9,5	2,04	0,82		
1,585	9,8	2,40	0,62		
<u>1,705</u>	<u>10,7</u>	<u>3,75</u>	<u>1,14</u>		
<u>1,805</u>	<u>11,4</u>	<u>1,86</u>	<u>0,86</u>		
2,005	12,8	2,22	0,64		
2,045	13,1	2,21	0,66		
2,065	13,2	3,05	0,90		
2,075	13,2	2,63	1,18		
2,085	13,3	2,37	0,84		
2,155	13,7	2,55	0,90		
2,175	13,8	2,51	0,79		
<u>2,185</u>	<u>13,9</u>	<u>3,08</u>	<u>0,86</u>		
2,195	14,0	3,66	1,10		
2,215	14,1	2,62	0,67		
2,275	14,4	2,29	0,94		
2,295	14,5	2,29	0,77		
2,305	14,6	3,25	0,93		
2,375	14,9	3,24	0,92		
2,395	15,0	3,62	0,98		
2,445	15,2	2,32	0,87		
<u>2,465</u>	<u>15,3</u>	<u>3,40</u>	<u>0,85</u>		
<u>2,465</u>	<u>15,3</u>	<u>3,45</u>	<u>0,92</u>		
2,495	15,4	3,10	0,93		
2,515	15,5	3,31	0,86		
2,535	15,6	3,23	0,99		
2,555	15,7	3,59	0,99		
2,575	15,7	2,22	0,64		
2,595	15,8	2,23	0,48		
2,685	16,2	2,53	0,40		
2,725	16,4	2,67	0,64		
2,765	16,5	3,28	1,07		
2,805	16,7	3,59	1,44		
2,965	17,3	3,80	1,56		
3,015	17,5	3,93	1,61		
3,035	17,6	4,11	1,44		
3,045	17,6	3,69	1,56		
3,055	17,6	3,92	1,57		
3,075	17,7	4,02	1,41		
3,085	17,7	3,35	0,92		
<u>3,125</u>	<u>17,9</u>	<u>4,06</u>	<u>1,08</u>		
<u>3,125</u>	<u>17,9</u>	<u>4,03</u>	<u>1,19</u>		
<u>3,135</u>	<u>17,9</u>	<u>3,79</u>	<u>1,51</u>		

Tableau S6.1 : Données sur les isotopes stables (pour mille versus PDB) de la carotte MD01-2461 de *Cibicides pachyderma* (cette étude) et *Cibicides wuellerstorfi* (Peck et al., 2006a). Les données en gras et soulignées, représentent les données de *C. pachyderma* ajoutées à l'enregistrement initial.

Chapitre 6 : Changements de dynamique et de source des masses d'eau dans le bassin de Porcupine à partir de l'étude micropaléontologique et géochimique depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Profondeur (m)	Age (cal kyr BP)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ versus PDB)		$\delta^{13}\text{C}$ (‰ versus PDB)	
		<i>C. wuellerstorfi</i> et <i>C. pachyderma</i>	<i>C. wuellerstorfi</i> et <i>C. pachyderma</i>	<i>C. wuellerstorfi</i> et <i>C. pachyderma</i>	<i>C. wuellerstorfi</i> et <i>C. pachyderma</i>
3,155	18,0	3,95	3,95	1,54	1,54
3,195	18,2	3,78	3,78	1,57	1,57
3,255	18,4	3,90	3,90	1,59	1,59
3,295	18,5	3,95	3,95	1,61	1,61
3,335	18,7	3,96	3,96	1,54	1,54
3,365	18,8	3,84	3,84	1,69	1,69
3,375	18,8	4,11	4,11	1,70	1,70
3,395	18,9	3,94	3,94	1,64	1,64
3,445	19,1	3,78	3,78	1,59	1,59
3,465	19,2	3,71	3,71	1,46	1,46
3,485	19,2	3,98	3,98	1,62	1,62
3,565	19,4	3,75	3,75	1,59	1,59
3,625	19,6	3,85	3,85	1,63	1,63
3,645	19,6	3,91	3,91	1,63	1,63
3,665	19,7	3,74	3,74	1,67	1,67
3,685	19,7	3,76	3,76	1,64	1,64
3,705	19,7	3,79	3,79	1,58	1,58
3,725	19,8	3,76	3,76	1,68	1,68
3,765	19,9	3,76	3,76	1,62	1,62
3,785	19,9	3,67	3,67	1,11	1,11
3,785	19,9	3,89	3,89	1,40	1,40
3,805	20,0	3,83	3,83	1,56	1,56
3,845	20,1	3,75	3,75	1,68	1,68
3,885	20,2	3,78	3,78	1,55	1,55
3,965	20,4	3,82	3,82	1,55	1,55
3,995	20,5	4,01	4,01	1,41	1,41
4,035	20,6	3,52	3,52	1,58	1,58
4,075	20,8	3,73	3,73	1,57	1,57
4,095	20,8	3,80	3,80	1,69	1,69
4,135	21,0	4,00	4,00	1,58	1,58
4,175	21,1	3,94	3,94	1,20	1,20
4,215	21,3	3,78	3,78	1,36	1,36
4,245	21,4	3,73	3,73	1,43	1,43
4,255	21,4	4,07	4,07	1,54	1,54
4,295	21,5	4,20	4,20	1,51	1,51
4,335	21,7	3,92	3,92	1,60	1,60
4,375	21,8	3,98	3,98	1,50	1,50
4,435	22,0	3,81	3,81	1,47	1,47
4,455	22,1	3,63	3,63	1,43	1,43
4,495	22,2	3,76	3,76	1,46	1,46
4,565	22,4	3,80	3,80	1,55	1,55
4,605	22,5	3,86	3,86	1,42	1,42
4,725	22,9	3,81	3,81	1,49	1,49
4,765	23,1	3,74	3,74	1,42	1,42

Tableau S6.1 (suite) : Données sur les isotopes stables (pour mille versus PDB) de la carotte MD01-2461 de *Cibicides wuellerstorfi* (Peck et al., 2006a)

Conclusion générale

Ce travail a été consacré à la reconstitution de l'évolution de la circulation des eaux intermédiaires dans l'océan Atlantique Nord-Est aux échelles de temps glaciaire-interglaciaire ainsi qu'aux échelles de temps millénaires depuis le Dernier Maximum Glaciaire (LGM) et au cours de la Dernière Déglaciation. Les résultats obtenus ont notamment permis de mieux comprendre les relations entre la circulation océanique (en particulier le rôle des eaux intermédiaires antarctiques, AAIW), la dynamique de l'océan Austral et les relations avec les variations du CO₂ atmosphérique par l'étude de carottes sédimentaires à profondeur d'eau intermédiaire prélevées dans le nord-est de l'océan Atlantique (SU92-28, Marge Ibérique et MD01-2461, Banc de Porcupine). Cette étude a été réalisée à partir de l'enregistrement de la composition en isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$), du radiocarbone (^{14}C), des isotopes du néodyme (ϵNd), des rapports élémentaires et des assemblages de foraminifères benthiques, afin de reconstruire les changements hydrologiques des masses d'eau intermédiaires à haute résolution temporelle depuis le LGM.

1. Sur la marge Ibérique, la combinaison des enregistrements de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ (i.e., la différence des âges radiocarbone entre foraminifères benthiques et planctoniques) et de ϵNd a permis de reconstituer les variations de la source et de la dynamique des masses d'eau intermédiaires du nord-est de l'océan Atlantique sur les derniers 25ka. Tous les enregistrements ont mis en évidence au LGM, une masse d'eau intermédiaire bien ventilée et pauvre en nutriments au site de la SU92-28. De fortes concentrations d'oxygène calculées sont alors également associées à des valeurs de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ relativement basses, cohérents avec les faunes oligotrophes fortement représentées au cours de cette période. Les valeurs de ϵNd associées aux signatures $\delta^{13}\text{C}$ montrent clairement un site dominé par une composante exclusivement Nord (GNAIW), sans contribution des eaux méditerranéennes ni du Sud. Lors des événements de Herinrich 1 (HS1) et du Younger Dryas (YD) de la Dernière Déglaciation, des changements importants vers des faunes plus adaptées aux milieux mésotrophes à eutrophes se sont produits, associés à une diminution importante de la concentration en oxygène, des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et d' ϵNd et à une augmentation du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$. Tous les enregistrements convergent vers une expansion d'une masse d'eau de source méridionale (AAIW) vers l'Atlantique Nord-Est, avec une contribution des eaux méditerranéennes (MSW). Enfin, au BA et à l'Holocène,

une augmentation de l'intensité de l'AMOC est indiquée par une augmentation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et des concentrations d'oxygène ainsi que dans les changements des valeurs de ϵNd s'approchant des signatures de la MSW. Cependant, durant l'Holocène, le site est dominé par des faunes mésotrophes à eutrophes que nous avons interprétées comme pouvant refléter l'influence du sapropèle 1 en mer Méditerranée. Les enregistrements obtenus à la marge Ibérique fournissent de nouvelles preuves des fortes relations entre le mode de circulation atlantique Nord et la dynamique de l'océan Austral.

2. Les reconstructions à haute résolution des concentrations intermédiaires de Cd_w (calculées d'après de Cd/Ca de *C.pachyderma*) et de $\delta^{13}\text{C}$ sur la marge Ibérique montrent que l'AAIW a atteint l'Atlantique Nord au moins au début de HS1 et au YD et a subi des changements majeurs de son extension vers le Nord depuis le LGM. La mesure du rapport Mg/Li a permis de reconstituer les températures des eaux intermédiaires (IWT) depuis le DMG, qui indiquent également un réchauffement prononcé et de grande amplitude au cours de ces deux événements froids associés à de fortes augmentations de la salinité. La combinaison des reconstructions SST de l'océan Austral, des IWT de la mer Méditerranée et des IWT de l'Atlantique Nord nous montre que de telles amplitudes dans les changements des IWT sur la marge Ibérique sont la conséquence d'une contribution accrue de MSW mélangée avec une source d'eau de l'Atlantique Sud. Néanmoins, les salinités au site d'étude soulignent une particularité dans la chronologie de l'événement HS1 qui pourrait être découpée en deux phases : i) une première phase avec une incursion d'AAIW entraînant l'augmentation de la Cd_w , la baisse des salinités et l'augmentation progressive de la température à une profondeur d'eau intermédiaire, et ce, à la suite d'événements de perturbation de l'AMOC qui ont entraîné une accumulation de chaleur prononcée à la surface de l'océan Austral et une intensification de l'upwelling de l'océan Austral ; et ii) une deuxième phase, caractérisée par la remontée de la MSW à ~1000m associée à l'augmentation des températures, de la salinité et à une baisse de la Cd_w . Ces variations de teneur en nutriments des AAIW peuvent être expliquées par le changement de source ; en effet, au LGM, ce sont les GNAIW à faible teneur en nutriments qui alimentaient principalement les AAIW présentant de faibles concentrations en nutriments alors qu'à partir du HS1, ce sont les eaux du CPDW (*CircumPolar Deep Water*) à haute teneur en nutriments qui alimentent la production d'AAIW. La forte corrélation entre les reconstructions de Cd_w , de température et de salinité et le renforcement progressif de l'AMOC au cours du BA et au début de l'Holocène démontrent que l'océan Austral a eu un impact fort sur la distribution des nutriments dans l'Atlantique Nord permettant, à partir du HS1, de maintenir un niveau de

nutriments plus élevé qu'au LGM lorsque les eaux profondes de l'Antarctique (AABW) étaient isolées en dessous de 2 km de profondeur d'eau. Les nouvelles données du site d'étude SU92-28 démontrent l'importance des réorganisations de la circulation océanique déglaciaire pour la biogéochimie et le climat marin mondial.

3. Les enregistrements de Cd_w , du Ba/Ca et de l'U/Ca des foraminifères benthiques dans l'Atlantique Nord-Est confirment qu'il y a eu de grandes variations dans la composition en nutriments associée à des variations de $\Delta[CO_3^{2-}]$ des eaux intermédiaires au cours des dernières 25 cal kyr BP. Les oscillations de forte amplitude de ces traceurs reflètent principalement les changements dans la distribution des masses d'eau dans l'océan Atlantique à profondeur d'eau intermédiaire. Les minima de concentrations en nutriments associés aux minima de $\Delta[CO_3^{2-}]$ ont lieu pendant le LGM, reflétant une contribution des eaux de l'Atlantique Nord glaciaire (GNAIW). Les concentrations en nutriments les plus importantes ont lieu pendant les deux événements froids de la Dernière Déglaciation suggérant un apport d'eaux intermédiaires méridionales : les AAIW, caractérisées par les augmentations des concentrations en nutriments labiles (Cd_w) et réfractaires (Ba/Ca) et par la diminution du $\Delta[CO_3^{2-}]$. Le BA et l'Holocène sont caractérisés par des eaux de concentration en nutriments intermédiaires entre les maxima du HS1 et du YD les minima du LGM, montrant une intensification progressive de l'AMOC à grande échelle.

Par ailleurs, les variations de $\Delta[CO_3^{2-}]$ ont certainement eu un impact important sur les variations de CO_2 atmosphérique. Au cours du LGM, la GNAIW caractérisée par de faibles teneurs en éléments nutritifs et des valeurs élevées de $\delta^{13}C$ et $\Delta[CO_3^{2-}]$ témoigne du stockage d'une plus grande quantité de CO_2 dans les eaux profondes, contribuant à maintenir des concentrations de CO_2 atmosphérique basses notamment via une stratification accrue dans l'océan glaciaire. A chacun des deux événements froids de l'hémisphère Nord (HS1 et YD), les enregistrements de $\Delta[CO_3^{2-}]$ montrent des valeurs plus faibles interrompues par une remontée pendant le BA. Ces deux événements froids dans l'Hémisphère Nord, ont coïncidé avec le réchauffement déglaciaire en Antarctique et la remontée d'eau de CPDW riche en nutriments et très faible en $\Delta[CO_3^{2-}]$ combiné à l'augmentation du CO_2 atmosphérique. Le CO_2 stocké en profondeur pendant le LGM (faible $\Delta[CO_3^{2-}]$), en remontant vers la surface a alimenté les eaux intermédiaires AAIW abaissant leur concentration de $\Delta[CO_3^{2-}]$ et transférant dans l'atmosphère le CO_2 accumulé en profondeur. Les enregistrements de $\Delta[CO_3^{2-}]$ au site SU92-28 enregistrent donc l'apport accru d'AAIW enrichie en nutriments (faible $\delta^{13}C$, Cd_w élevé et Ba/Ca élevé),

appauvries en $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ grâce à la remontée de CPDW, démontrant la reconnexion des cellules de surface, intermédiaires et profondes dans l'Atlantique pendant le HS1 et le YD. Finalement, les données de Sr/Ca et B/Ca sur des espèces de l'épifaune et de l'endofaune ont montré des corrélations significatives suggérant que ces espèces sont significativement affectées par le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. Si le Sr/Ca peut être davantage utilisé comme proxy auxiliaire pour le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$, les travaux futurs pourraient s'intéresser à combiner ces deux traceurs pour corriger l'influence du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ sur le Mg/Ca des foraminifères benthiques.

4. Plus au Nord, dans le bassin de Porcupine les rejets d'eau de fonte des calottes de glace ont directement affecté les caractéristiques des eaux de surface notamment la stratification des masses d'eau et la productivité de surface du bassin de Porcupine contrôlant ainsi le développement de la faune des foraminifères benthiques. Au LGM, les données indiquent une faible productivité de surface associée à des faunes de foraminifères benthiques adaptées à des environnements oligotrophes révélant des eaux de fond bien oxygénées, homogènes associées à la masse d'eau GNAIW sans contribution de MSW ou AAIW. Pendant le HS1, la faible productivité de surface n'explique pas le changement de faunes observé vers des conditions plus mésotrophes et donc plus riches en matière organique par rapport au LGM. Des changements importants dans la distribution des masses d'eau au site MD01-2461 ont certainement prévalu au cours de cette période. Au HS1, le flux d'eau de sortie de la Méditerranée (MSW) s'est rétabli progressivement et une zone de transition (TZ) entre la MSW et les eaux de l'Atlantique Nord-Est (ENAW) s'est développée (après ~ 18 ka BP). Le développement de la TZ entre ENAW et MSW à la profondeur du site MD01-2461 aurait alors permis la mise en suspension de matière organique plus réfractaire disponible aux faunes benthiques tout en conservant une suffisamment bonne ventilation pour permettre la pénétration de l'oxygène assez profondément dans le sédiment et ainsi favoriser l'apparition de faunes benthiques beaucoup plus variées typiques des conditions oligo-mésotrophes. À partir du BA, la TZ a migré en continu vers le haut (de 250 mètres environ) en déplaçant la zone d'énergie maximale pour atteindre sa position verticale moderne à une profondeur de 700 à 900 m et est restée stable jusqu'à aujourd'hui. Cette remontée de la TZ progressive a certainement engendré une perte de ventilation progressive des masses d'eau à ~ 1000 m de profondeur, associée à des changements dans le type de nourriture apporté aux faunes benthiques, la matière organique provenant de la productivité de surface étant certainement plus labile que la matière organique remaniée par la TZ. La combinaison entre l'augmentation progressive de la productivité de

surface et la migration de la TZ vers des profondeurs moindres peut ainsi expliquer en grande partie les changements de faunes observés entre le BA et l'Holocène. Au cours de l'Holocène inférieur, dans le bassin de Porcupine, la TZ est remontée de 250m n'affectant plus les profondeurs de la carotte MD01-2461. Les apports saisonniers de phytodétritus s'intensifient suite aux efflorescences printanières de la productivité primaire des eaux de surface. Durant la même période, un effondrement de la circulation profonde a été observée en Méditerranée, synchrone avec le dépôt de sapropèle S1 de 10,2 à 6,4 cal kyr BP. La convection profonde réduite en Méditerranée occidentale a conduit à des conditions dysoxiques compatibles avec l'absence de foraminifères adapté à des conditions oligotrophes après 11 cal ka BP. L'apport de MSW peu ventilée aurait permis d'advecier de la matière organique de haute qualité. Combiné à ce processus, la production de surface s'est intensifiée, transférant vers la profondeur de la matière organique fraîche conduisant à des conditions de vie adaptées aux espèces telles que *Uvigerina spp* qui dominent largement les assemblages de foraminifères benthiques.

Finalement, il n'y a pas d'évidence de la pénétration des AAIW au site de la MD01-2461 aux hautes latitudes Nord au cours de la transition glaciaire-interglaciaire, mais des similitudes dans les variations hydrologiques enregistrées entre la marge Ibérique et le bassin de Porcupine peuvent être mises en avant. Les enregistrements aux deux sites d'étude montrent que les GNAIW dominaient certainement l'Atlantique Nord au moins jusqu'à 37°N dans l'Atlantique nord-est au cours du LGM. Les données indiquent aussi une diminution de la ventilation au cours des deux événements froids de la dernière déglaciation. Si l'apport d'AAIW et MSW au site de la Marge Ibérique est certainement la cause des diminutions des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, au site du banc de Porcupine en revanche, se sont très probablement les contributions MSW et de l'AMOC ralenties ou arrêtées qui sont à l'origine des baisses des valeurs $\delta^{13}\text{C}$. La période de BA est visiblement mieux ventilée aux deux sites mais sans atteindre les valeurs enregistrées au LGM. Enfin, les assemblages de foraminifères benthiques à la marge Ibérique et au bassin de Porcupine sont dominés par les faunes *Uvigerina spp*. traduisant le renforcement de la contribution de MSW jusqu'à son état actuel.

Conclusion générale

Perspectives

Ce travail a permis de répondre aux objectifs scientifiques fixés au début du projet de thèse mais certains points restent à approfondir ou des manques sont apparus tels que :

1. Le manque de données concernant la traçabilité des signatures des masses d'eau grâce à l' ϵNd , ce qui pourrait être amélioré en :

- Retraçant les signatures ϵNd des masses d'eau intermédiaires sud (AAIW) sur la dernière transition glaciaire-interglaciaire le long du transect de l'Atlantique nord-est afin de mieux documenter la variation des signatures ϵNd au cours du trajet des AAIW vers le Nord.
- Mettant en évidence dans l'ensemble de l'Atlantique Nord (est, ouest et central), à profondeur d'eau intermédiaire, les signatures ϵNd au LGM afin de comprendre pourquoi sur plusieurs sites d'étude des signatures radiogéniques en ϵNd des GNAIW sont enregistrées et de mieux comprendre l'origine de ces signatures (ceinture d'IRD étendue s'imprimant dans les signatures des masses d'eau ? Convection de ISOW et DSOW à profondeur d'eau intermédiaire ? Changement dans la localisation de la formation de GNAIW provoquant un changement des signatures Nd via le « Boundary Exchange » ?).
- Contraignant davantage les modalités et la localisation de la formation des GNAIW au LGM.
- Documentant les signatures ϵNd à haute résolution des masses d'eau intermédiaires à travers tout l'Océan Atlantique couvrant la dernière transition glaciaire-interglaciaire dans le but de mieux contraindre les changements de signature des masses d'eau en fonction des périodes (LGM, HS1, YD, Holocène).

2. Afin d'aller plus loin dans les interprétations, il s'agirait de fournir davantage de données locales sur la productivité de surface au niveau du banc de Porcupine et de la marge Celtique en général à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires.

3. Augmenter la résolution du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{B-P}}$ de la carotte SU92-28 permettrait de mieux contraindre les changements de ventilation à profondeur d'eau intermédiaire.

4. Des données de rapports élémentaires ont été obtenues sur la carotte MD01-2461 par un stagiaire de M2 mais leur interprétation reste à approfondir, et un certain nombre de niveaux doivent être mesurés de nouveau. Ces données pourraient nous permettre de renforcer les interprétations obtenues grâce aux données des assemblages de foraminifères benthiques. Les données de Ba/Ca et Cd/Ca par exemple pourraient nous fournir des preuves d'un apport de matière organique plutôt labile ou réfractaire selon les périodes. Selon nos hypothèses, nous pourrions nous attendre à avoir un apport de matière organique plutôt labile pendant le LGM et l'Holocène et plutôt réfractaire lors de la présence de la TZ à partir du HS1 jusqu'au YD. Les enregistrements de Mg/Ca et Li/Ca combinés pourraient confirmer l'incursion de MSW à partir du HS1 grâce à ses températures caractéristiques élevées qui les différencient facilement des autres masses d'eau de l'Atlantique Nord. Une reconstitution des salinités grâce au $\delta^{18}\text{O}$ pourrait également confirmer un apport de MSW. Enfin, les enregistrements Sr/Ca et U/Ca pourraient nous permettre d'étayer la compréhension du cycle du carbone dans l'Atlantique Nord.

Références bibliographiques

- Abbott, A. N., Löhner, S. C., & Trethewey, M. (2019). Widespread lithogenic control of marine authigenic neodymium isotope records? Implications for paleoceanographic reconstructions, 319.
- Abrantes, F. (1991). Increased upwelling off Portugal during the last glaciation: Diatom evidence. *Marine Micropaleontology*, 17(3–4), 285–310. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(91\)90017-Z](https://doi.org/10.1016/0377-8398(91)90017-Z)
- van Aken, Hendrik M. (2000b). The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean II: The intermediate water masses. *Elsevier Science*, 47(5), 789–824.
- van Aken, Hendrik M. (2000a). The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean I: The deep water masses. *Elsevier*, 47(5), 757–788.
- van Aken, Hendrik M., & de Jong, M. F. (2012). Hydrographic variability of Denmark Strait Overflow Water near Cape Farewell with multi-decadal to weekly time scales. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 66, 41–50. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.04.004>
- van Aken, H.M., & Becker, G. (1996). Hydrography and through-flow in the north-eastern North Atlantic Ocean: the NANSEN project. *Progress in Oceanography*, 38(4), 297–346. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(97\)00005-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00005-0)
- Alder, J. R., & Hostetler, S. W. (2015). Global climate simulations at 3000-year intervals for the last 21 000 years with the GENMOM coupled atmosphere–ocean model. *Climate of the Past*, 11(3), 449–471. <https://doi.org/10.5194/cp-11-449-2015>
- Altenbach, A., & Sarnthein, M. (1989). Productivity Record in Benthic Foraminifera. In *Productivity record in benthic foraminifera*.
- Altenbach, A. V., Pflaumann, U., Schiebel, R., Thies, A., Timm, S., & Trauth, M. (1999). Scaling percentages and distributional patterns of benthic foraminifera with flux rates of organic carbon. *Journal of Foraminiferal Research*, 29(3), 173–185.
- Alvarez, I., Gomez-Gesteira, M., deCastro, M., Lorenzo, M. N., Crespo, A. J. C., & Dias, J. M. (2011). Comparative analysis of upwelling influence between the western and northern coast of the Iberian Peninsula. *Continental Shelf Research*, 31(5), 388–399. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.07.009>
- Alvarez-Solas, J., Charbit, S., Ritz, C., Paillard, D., Ramstein, G., & Dumas, C. (2010). Links between ocean temperature and iceberg discharge during Heinrich events. *Nature Geoscience*, 3(2), 122–126. <https://doi.org/10.1038/ngeo752>
- Alvarez-Solas, J., Robinson, A., Montoya, M., & Ritz, C. (2013). Iceberg discharges of the last glacial period driven by oceanic circulation changes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(41), 16350–16354. <https://doi.org/10.1073/pnas.1306622110>
- Alve, E. (1995). Benthic foraminiferal responses to estuarine pollution; a review. *Journal of Paleontology*, 25(3), 190–203. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.25.3.190>
- Ambar, I. (1983). A shallow core of Mediterranean water off western Portugal. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 30(6), 677–680. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(83\)90045-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(83)90045-6)
- Ambar, I., & Howe, M. R. (1979). Observations of the Mediterranean outflow--I Mixing in the Mediterranean outflow. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 26(a), 535–554. <https://doi.org/10.1007/bf02227031>
- Ambar, I., Howe, M. R., & Abdullah, M. I. (1978). A physical and chemical description of the Mediterranean outflow in the Gulf of Cadiz. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 29(2). <https://doi.org/10.1007/BF02227031>
- Ambar, I., Serra, N., Brogueira, M. J., Cabeçadas, G., Abrantes, F., Freitas, P., et al. (2002). Physical, chemical and sedimentological aspects of the Mediterranean outflow off Iberia. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(19), 4163–4177. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00148-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00148-0)

- Anderson, L. A., & Sarmiento, J. L. (1994). Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Glob. Biogeochem. Cycles*, (8), 65–80.
- Anderson, R. F., Ali, S., Bradtmiller, L. I., Nielsen, S. H. H., Fleisher, M. Q., Anderson, B. E., & Burckle, L. H. (2009). Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO₂. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.1167441>
- Annan, J. D., & Hargreaves, J. C. (2012). A new global reconstruction of temperature changes at the Last Glacial Maximum (preprint). *Climate Modelling/Modelling only/Pleistocene*. <https://doi.org/10.5194/cpd-8-5029-2012>
- Archer, D. E. (1996). An atlas of the distribution of calcium carbonate in sediments of the deep sea. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(1), 159–174. <https://doi.org/10.1029/95GB03016>
- Archer, D. E., Martin, P. A., Milovich, J., Brovkin, V., Plattner, G.-K., & Ashendel, C. (2003). Model sensitivity in the effect of Antarctic sea ice and stratification on atmospheric pCO₂: SOUTHERN OCEAN BARRIER MODELS. *Paleoceanography*, 18(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2002PA000760>
- Arhan, M. (1990). The North Atlantic Current and Subarctic Intermediate Water. *Journal of Marine Research*.
- Arhan, Michel, Colin De Verdiere, A., & Mémery, L. (1994). The Eastern Boundary of the Subtropical North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 24(6), 1295–1316. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1994\)024<1295:TEBOTS>2.0.CO](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<1295:TEBOTS>2.0.CO)
- Arsouze, T., Dutay, J.-C., Lancel, F., & Jeandel, C. (2009). Reconstructing the Nd oceanic cycle using a coupled dynamical – biogeochemical model. *Biogeosciences*, (6), 2829–2846.
- Ausín, B., Hodell, D. A., Cutmore, A., & Eglinton, T. I. (2020). The impact of abrupt deglacial climate variability on productivity and upwelling on the southwestern Iberian margin. *Quaternary Science Reviews*, 230, 106139. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106139>
- Ausín, B., Sarnthein, M., & Haghpor, N. (2021). Glacial-to-deglacial reservoir and ventilation ages on the southwest Iberian continental margin. *Quaternary Science Reviews*, 255, 106818. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106818>
- Bahr, A., Kaboth, S., Jiménez-Espejo, F. J., Sierro, F. J., Voelker, A. H. L., Lourens, L., et al. (2015). Persistent monsoonal forcing of Mediterranean Outflow Water dynamics during the late Pleistocene. *Geology*, 43(11), 951–954. <https://doi.org/10.1130/G37013.1>
- Bard, E. (1994). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126, 275.
- Bard, Edouard, Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., et al. (1994). The North Atlantic atmosphere-sea surface 14C gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 126(4), 275–287. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90112-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90112-0)
- Bard, Edouard, Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N., & Cabioch, G. (1998). Radiocarbon Calibration by Means of Mass Spectrometric 230 Th/ 234 U and 14 C Ages of Corals: An Updated Database Including Samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon*, 40(3), 1085–1092. <https://doi.org/10.1017/S0033822200019135>
- Baringer, M. O., & Price, J. F. (1997). Mixing and Spreading of the Mediterranean Outflow. *Journal of Physical Oceanography*, 27(8), 1654–1677. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<1654:MASOTM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1654:MASOTM>2.0.CO;2)
- Barker, S., Greaves, M., & Elderfield, H. (2003). A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9). <https://doi.org/10.1029/2003GC000559>
- Barker, Stephen, Diz, P., Vautravers, M. J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I. R., & Broecker, W. S. (2009). Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457(7233), 1097–1102. <https://doi.org/10.1038/nature07770>
- Barker, Stephen, Knorr, G., Vautravers, M. J., Diz, P., & Skinner, L. C. (2010). Extreme deepening of the Atlantic overturning circulation during deglaciation. *Nature Geoscience*, 3(8), 567–571. <https://doi.org/10.1038/ngeo921>
- Barker, Stephen, Chen, J., Gong, X., Jonkers, L., Knorr, G., & Thornalley, D. (2015). Icebergs not the trigger for North Atlantic cold events. *Nature*, 520(7547), 333–336. <https://doi.org/10.1038/nature14330>

- Barnola, J.-M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S., & Lorius, C. (1987). Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature (London)*, 329(6138), 408–414.
- Barton, E. D., Inall, M. E., Sherwin, T. J., & Torres, R. (2001). Vertical structure, turbulent mixing and fluxes during Lagrangian observations of an upwelling filament system off Northwest Iberia. *Elsevier Science*, 51(2–4), 249–267.
- Battaglia, G., Steinacher, M., & Joos, F. (2016). A probabilistic assessment of calcium carbonate export and dissolution in the modern ocean. *Biogeosciences*, 13(9), 2823–2848. <https://doi.org/10.5194/bg-13-2823-2016>
- Bé, A. W. H., & Hamlin, W. H. (1967). Ecology of Recent Planktonic Foraminifera: Part 3: Distribution in the North Atlantic during the Summer of 1962. *Micropaleontology*, 13(1), 87–106.
- Behrenfeld, M. J., & Falkowski, P. G. (1997). Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnology and Oceanography*, 42(1), 1–20. <https://doi.org/10.4319/lo.1997.42.1.0001>
- Belanger, P. E., & Streeter, S. S. (1980). Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Norwegian-Greenland Sea. *Marine Micropaleontology*, 5, 401–428.
- Belanger, P. E., Curry, W. B., & Matthews, R. K. (1981). Core-top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleo-oceanographic interpretations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33(1–3), 205–220.
- Belkin, I. M., & Levitus, S. (1996). Temporal variability of the Subarctic Front near the Charlie-Gibbs Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C12), 28317–28324. <https://doi.org/10.1029/96JC02794>
- Bentov, S., & Erez, J. (2006). Impact of biomineralization processes on the Mg content of foraminiferal shells: A biological perspective. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7. <https://doi.org/10.1029/2005GC001015>
- Benway, H. M., McManus, J. F., Oppo, D. W., & Cullen, J. L. (2010). Hydrographic changes in the eastern subpolar North Atlantic during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 29(23–24), 3336–3345. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.08.013>
- Bereiter, B., Eggleston, S., Schmitt, J., Nehrbass-Ahles, C., Stocker, T. F., Fischer, H., et al. (2015). Revision of the EPICA Dome C CO₂ record from 800 to 600 kyr before present: Analytical bias in the EDC CO₂ record. *Geophysical Research Letters*, 42(2), 542–549. <https://doi.org/10.1002/2014GL061957>
- Berger, W. H., & Wefer, G. (1990). Export production: seasonality and intermittency, and paleoceanographic implications. *Paleoceanography, Paleoclimatology, Paleoceanography*, (89), 245–254.
- Berger, W. H., Smetacek, V. S., & Wefer, G. (1989). Ocean productivity and paleoproductivity - An overview. *Productivity of the Ocean : Present and Past*, 1–34.
- Bernhard, J. M., & Sen Gupta, B. K. (1999). Foraminifera in Oxygen-Depleted Environments. In *Modern Foraminifera* (pp. 201–216).
- Bernhard, J. M., Sen Gupta, B. K., & Borne, P. F. (1997). Benthic foraminiferal proxy to estimate dysoxic bottom-water oxygen concentrations; Santa Barbara Basin, U.S. Pacific continental margin. *The Journal of Foraminiferal Research*, 27(4), 301–310. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.27.4.301>
- Bernhard, Joan M. (1989). The distribution of benthic Foraminifera with respect to oxygen concentration and organic carbon levels in shallow-water Antarctic sediments. *Limnology and Oceanography*, 34(6), 1131–1141. <https://doi.org/10.4319/lo.1989.34.6.1131>
- Bernhard, Joan M. (1992). Benthic foraminiferal distribution and biomass related to pore-water oxygen content: central California continental slope and rise. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(3–4), 585–605.
- Bernhard, Joan M., & Reimers, C. E. (1991). Benthic foraminiferal population fluctuations related to anoxia: Santa Barbara Basin. *Biogeochemistry*, (15), 127–149.
- Bertram, C. J., & Elderfield, H. (1993). The geochemical balance of the rare earth elements and neodymium isotopes in the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(9), 1957–1986.
- Béthoux, J.-P., & Pierre, C. (1999). Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Marine Geology*, 153(1–4), 29–39. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00091-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00091-7)

- Bianchi, C., & Gersonde, R. (2004). Climate evolution at the last deglaciation: the role of the Southern Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3–4), 407–424. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.003>
- Billups, K., & Schrag, D. P. (2002). Paleotemperatures and ice volume of the past 27 Myr revisited with paired Mg/Ca and 18 O/ 16 O measurements on benthic foraminifera: Mg/Ca AND 18 O/ 16 O RATIOS OF THE PAST 27 MYR. *Paleoceanography*, 17(1), 3-1-3–11. <https://doi.org/10.1029/2000PA000567>
- Billups, K., & Schrag, D. P. (2003). Application of benthic foraminiferal Mg/Ca ratios to questions of Cenozoic climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 209(1–2), 181–195. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00067-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00067-0)
- Birchill, A. J., Milne, A., Woodward, E. M. S., Harris, C., Annett, A., Rusiecka, D., et al. (2017). Seasonal iron depletion in temperate shelf seas: Iron Depletion in Temperate Shelf Seas. *Geophysical Research Letters*, 44(17), 8987–8996. <https://doi.org/10.1002/2017GL073881>
- Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., et al. (1997). Timing of the Antarctic cold reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas Event. *Geophysical Research Letters*, 24(21), 2683–2686. <https://doi.org/10.1029/97GL02658>
- Boelaert, A. (1998). Variabilité de la circulation de surface et intermédiaire aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord : réponse aux variations lentes et rapides du climat lors du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Université de Bretagne occidentale.
- Boelaert, A. (2000). Variabilité de la circulation de surface et intermédiaire aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord : réponse aux variations lentes et rapides du climat lors du dernier cycle glaciaire-interglaciaire, 199.
- Böhm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., et al. (2015a). Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature*, 517(7532), 73–76. <https://doi.org/10.1038/nature14059>
- Böhm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., et al. (2015b). Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature*, 517(7532), 73–76. <https://doi.org/10.1038/nature14059>
- Bond, G. C., Heinrich, H., Broecker, W. S., Labeyrie, L., McManus, J. F., Andrews, J., et al. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature (London)*, 360(6401), 245–249.
- Bopp, L., Le Quéré, C., Heimann, M., Manning, A. C., & Monfray, P. (2002). Climate-induced oceanic oxygen fluxes: Implications for the contemporary carbon budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(2), 6-1-6–13. <https://doi.org/10.1029/2001GB001445>
- Bostock, H. C., Opdyke, B. N., Gagan, M. K., & Fifield, L. K. (2004). Carbon isotope evidence for changes in Antarctic Intermediate Water circulation and ocean ventilation in the southwest Pacific during the last deglaciation: deglaciation in the southwest Pacific. *Paleoceanography*, 19(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004PA001047>
- Bostock, H. C., Opdyke, B. N., & Williams, M. J. M. (2010). Characterising the intermediate depth waters of the Pacific Ocean using $\delta^{13}\text{C}$ and other geochemical tracers. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57(7), 847–859. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.04.005>
- Bouloire, X., Beaufort, L., Cayre, O., Vincent, E., & Lancelot, Y. (1996). Stratification of the photic zone in the North Atlantic during heinrich events recorded by planktonic microfossils. *AGU Fall Meeting*, 77(46).
- Bower, A. S., Le Cann, B., Rossby, T., Zenk, W., Gould, J., Speer, K., et al. (2002). Directly measured mid-depth circulation in the northeastern North Atlantic Ocean. *Nature*, 419(6907), 603–607. <https://doi.org/10.1038/nature01078>
- Boyle, E.A., & Husteded, S. (1983). Aspects of the Surface Distributions of Copper, Nickel, Cadmium, and Lead in the North Atlantic and North Pacific. In *Trace Metals in Sea Water* (pp. 379–394).
- Boyle, E.A., & Keigwin, L. D. (1985). Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories. *Earth and Planetary Science Letters*, 76(1–2), 135–150. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90154-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90154-2)
- Boyle, E.A., Sclater, F., & Edmond, J. M. (1976). On the marine geochemistry of cadmium. *Nature*, 263, 42–44.

- Boyle, Edward A. (1986). Paired carbon isotope and cadmium data from benthic foraminifera: Implications for changes in oceanic phosphorus, oceanic circulation, and atmospheric carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(2), 265–276.
- Boyle, Edward A. (1988). Cadmium: Chemical tracer of deepwater paleoceanography. *Paleoceanography*, 3(4), 471–489. <https://doi.org/10.1029/PA003i004p00471>
- Boyle, Edward A. (1992). Cadmium and $\delta^{13}\text{C}$ paleochemical ocean distributions during the Satge 2 glacial maximum. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20(1), 245–287. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.20.050192.001333>
- Boyle, Edward A., & Keigwin, L. (1987). North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature*, 330(6143), 35–40. <https://doi.org/10.1038/330035a0>
- Boyle, Edward A., Labeyrie, L., & Duplessy, J.-C. (1995). Calcitic foraminiferal data confirmed by cadmium in aragonitic *Hoeglundina* : Application to the Last Glacial Maximum in the northern Indian Ocean. *Paleoceanography*, 10(5), 881–900. <https://doi.org/10.1029/95PA01625>
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., et al. (2007). Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features. *Climate of the Past*, 3(2), 261–277. <https://doi.org/10.5194/cp-3-261-2007>
- Brady, E. C., & Otto-Bliesner, B. L. (2011). The role of meltwater-induced subsurface ocean warming in regulating the Atlantic meridional overturning in glacial climate simulations. *Climate Dynamics*, 37(7–8), 1517–1532. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0925-9>
- Brambilla, E., & Talley, L. D. (2008). Subpolar Mode Water in the northeastern Atlantic: 1. Averaged properties and mean circulation. *Journal of Geophysical Research*, 113(C4), C04025. <https://doi.org/10.1029/2006JC004062>
- Brass, G. W., & Turekian, K. K. (1974). Strontium distribution in Geosecs oceanic profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, 23(1), 141–148.
- Broecker, W. S. (1994). Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372(6505), 421–424. <https://doi.org/10.1038/372421a0>
- Broecker, W. S. (2003). *The Oceanic CaCO_3 Cycle*. Elsevier, 6, 529–549.
- Broecker, W. S., & Peng, T.-H. (1982). Tracers in the Sea. In *Radiocarbon* (Vol. 24).
- Broecker, Wallace S. (1982). Ocean chemistry during glacial time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(10), 1689–1705. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90110-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90110-7)
- Broecker, Wallace S. (1998). Paleoocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, 13(2), 119–121. <https://doi.org/10.1029/97PA03707>
- Broecker, Wallace S., & Denton, G. H. (1989). The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Quaternary Science Reviews*, 9(4), 305–341.
- Broecker, Wallace S., & Maier-Reimer, E. (1992). The influence of air and sea exchange on the carbon isotope distribution in the sea. *Global Biogeochemical Cycles*, 6(3), 315–320.
- Broecker, Wallace S., & Peng, T.-H. (1989). The cause of the glacial to interglacial atmospheric CO_2 change: A Polar Alkalinity Hypothesis. *Global Biogeochemical Cycles*, 3(3), 215–239. <https://doi.org/10.1029/GB003i003p00215>
- Broecker, Wallace S., Bond, G. C., Klas, M., Clark, E., & McManus, J. F. (1992). Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6, 265–273.
- Broecker, W.S., & Takahashi, T. (1981). Hydrography of the central Atlantic—IV. Intermediate waters of antarctic origin. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(3), 177–193. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90061-3](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90061-3)
- Bronk Ramsey, C. (2009a). Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337–360. <https://doi.org/10.1017/S0033822200033865>
- Bronk Ramsey, C. (2009b). Dealing with Outliers and Offsets in Radiocarbon Dating. *Radiocarbon*, 51(3), 1023–1045. <https://doi.org/10.1017/S0033822200034093>
- Brown, S. J., & Elderfield, H. (1996). Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg-dependent dissolution. *Paleoceanography*, 11(5), 543–551. <https://doi.org/10.1029/96PA01491>
- Bruland, K. W., Middag, R., & Lohan, M. C. (2014). Controls of Trace Metals in Seawater. In *Treatise on Geochemistry* (Second Edition) (Elsiever, pp. 19–51). Oxford.

- Bryan, S. P., & Marchitto, T. M. (2008). Mg/Ca-temperature proxy in benthic foraminifera: New calibrations from the Florida Straits and a hypothesis regarding Mg/Li: BENTHIC FORAMINIFERAL Mg/Ca CALIBRATION. *Paleoceanography*, 23(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007PA001553>
- Bryan, S. P., Marchitto, T. M., & Lehman, S. J. (2010). The release of ¹⁴C-depleted carbon from the deep ocean during the last deglaciation: Evidence from the Arabian Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 298(1–2), 244–254. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.08.025>
- Bryden, H., & Stommel, H. (1984). Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, 7(3), 289–296.
- Burdige, D. J., & Komada, T. (2011). Anaerobic oxidation of methane and the stoichiometry of remineralization processes in continental margin sediments. *Limnology and Oceanography*, 56(5), 1781–1796. <https://doi.org/10.4319/lo.2011.56.5.1781>
- Burke, A., & Robinson, L. F. (2012). The Southern Ocean's Role in Carbon Exchange During the Last Deglaciation. *Science*, 335, 557–561. <https://doi.org/10.1126/science.1208163>
- Buzas, M. A., Culver, S. J., & Jorissen, F. J. (1993). A statistical evaluation of the microhabitats of living (stained) infaunal benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 20(3–4), 311–320. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90040-5](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90040-5)
- Cabeçadas, G., José Brogueira, M., & Gonçalves, C. (2002). The chemistry of Mediterranean outflow and its interactions with surrounding waters. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(19), 4263–4270. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00154-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00154-6)
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Canals, M., Saffi, L., Shackleton, N. J., Schönfeld, J., & Zahn, R. (2001). Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16(1), 40–52. <https://doi.org/10.1029/2000PA000502>
- Cacho, I., Shackleton, N., Elderfield, H., Sierro, F. J., & Grimalt, J. O. (2006). Glacial rapid variability in deep-water temperature and $\delta^{18}\text{O}$ from the Western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews*, 25(23–24), 3294–3311. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.10.004>
- Calvo, E., Marshall, J. F., Pelejero, C., McCulloch, M. T., Gagan, M. K., & Lough, J. M. (2007). Interdecadal climate variability in the Coral Sea since 1708 A.D. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248(1–2), 190–201. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.12.003>
- Came, R. E., Oppo, D. W., & Curry, W. B. (2003). Atlantic Ocean circulation during the Younger Dryas: Insights from a new Cd/Ca record from the western subtropical South Atlantic. *Paleoceanography*, 18(4). <https://doi.org/10.1029/2003PA000888>
- Came, R. E., Eiler, J. M., Veizer, J., Azmy, K., Brand, U., & Weidman, C. R. (2007). Coupling of surface temperatures and atmospheric CO₂ concentrations during the Palaeozoic era. *Nature*, 449(7159), 198–201. <https://doi.org/10.1038/nature06085>
- Came, R. E., Oppo, D. W., Curry, W. B., & Lynch-Stieglitz, J. (2008). Deglacial variability in the surface return flow of the Atlantic meridional overturning circulation. *Paleoceanography*, 23(1). <https://doi.org/10.1029/2007PA001450>
- Canfield, D. E., & Thamdrup, B. (2009). Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or, why we wish the term 'suboxic' would go away. *Geobiology*, 7(4), 385–392. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2009.00214.x>
- Cannariato, K. G., Kennett, J. P., & Behl, R. J. (1999). Biotic response to late Quaternary rapid climate switches in Santa Barbara Basin: Ecological and evolutionary implications. *Geology*, 27(1), 63–66.
- Cao, L., Fairbanks, R., Mortlock, R., & Risk, M. (2007). Radiocarbon reservoir age of high latitude North Atlantic surface water during the last deglacial. *Quaternary Science Reviews*, 26(5–6), 732–742. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.10.001>
- Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., Magonthier, M.-C., & Chatenet, B. (1998). Saharan dust: Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived aerosols. *Geophysical Research Letters*, 25(7), 983–986. <https://doi.org/10.1029/98GL00569>
- Caralp, M. H. (1989). Size and morphology of the benthic foraminifer *Melonis barleeanum*; relationships with marine organic matter. *The Journal of Foraminiferal Research*, 19(3), 235–245. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.19.3.235>

- Carlson, A. E., Clark, P. U., Haley, B. A., Klinkhammer, G. P., Simmons, K., Brook, E. J., & Meissner, K. J. (2007). Geochemical proxies of North American freshwater routing during the Younger Dryas cold event. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(16), 6556–6561. <https://doi.org/10.1073/pnas.0611313104>
- Castañeda, I. S., Schefuß, E., Pätzold, J., Sinninghe Damsté, J. S., Weldeab, S., & Schouten, S. (2010). Millennial-scale Sea surface temperature changes in the eastern Mediterranean (Nile River Delta region) over the last 27,000 years: eastern Mediterranean SST records. *Paleoceanography*, 25(1). <https://doi.org/10.1029/2009PA001740>
- Cess, R. D., & Goldenberg, S. D. (1981). The effect of ocean heat capacity upon global warming due to increasing atmospheric carbon dioxide. *Journal of Geophysical Research*, 86(C1), 498. <https://doi.org/10.1029/JC086iC01p00498>
- Chan, L.-H., Edmond, J. M., Stallard, R. F., Broecker, W. S., Chung, Y. C., Weiss, R. F., & Ku, T. L. (1976). Radium and barium at GEOSECS stations in the Atlantic and Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 32(2), 258–267.
- Chave, K. E. (1954). Aspects of the biogeo- chemistry of magnesium: 1. *Journal of Geology*, 62, 266–283.
- Cheddadi, R., Rossignol-Strick, M., & Fontugne, M. (1991). Eastern Mediterranean palaeoclimates from 26 to 5 ka B.P. documented by pollen and isotopic analysis of a core in the anoxic Bannock Basin. *Marine Geology*, 100(1–4), 53–66. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(91\)90224-R](https://doi.org/10.1016/0025-3227(91)90224-R)
- Chen, P., Yu, J., & Jin, Z. (2017). An evaluation of benthic foraminiferal U/Ca and U/Mn proxies for deep ocean carbonate chemistry and redox conditions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(2), 617–630. <https://doi.org/10.1002/2016GC006730>
- Chen, T., Robinson, L. F., Burke, A., Southon, J., Spooner, P., Morris, P. J., & Ng, H. C. (2015). Synchronous centennial abrupt events in the ocean and atmosphere during the last deglaciation. *Paleoceanography*, 349(6255), 1537–1541. <https://doi.org/10.1126/science.aac6159>
- Chikamoto, M. O., & DiNezio, P. (2021). Multi-Century Changes in the Ocean Carbon Cycle Controlled by the Tropical Oceans and the Southern Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 35(12), e2021GB007090. <https://doi.org/10.1029/2021GB007090>
- Chung, S.-N., Lee, K., Feely, R. A., Sabine, C. L., Millero, F. J., Wanninkhof, R., et al. (2003). Calcium carbonate budget in the Atlantic Ocean based on water column inorganic carbon chemistry. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2002GB002001>
- Church, J. A., Gregory, J. M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M. T., et al. (2001). Changes in Sea Level. *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*, 639–694.
- Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., et al. (2013). Carbon and other biogeochemical cycles (in: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*) (pp. 465–570). Cambridge University Press.
- Ciais, Philippe, & Christopher, S. (2013). Carbon and Other Biogeochemical Cycles. In in: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 465–570). Cambridge University Press.
- Condrón, A., & Winsor, P. (2012). Meltwater routing and the Younger Dryas. *PNAS*, 109(49). <https://doi.org/10.1073/pnas.1207381109>
- Copard, K., Colin, C., Frank, N., Jeandel, C., Montero-Serrano, J.-C., Reverdin, G., & Ferron, B. (2011). Nd isotopic composition of water masses and dilution of the Mediterranean outflow along the southwest European margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(6). <https://doi.org/10.1029/2011GC003529>
- Copard, Kevin, Colin, C., Douville, E., Freiwald, A., Gudmundsson, G., De Mol, B., & Frank, N. (2010). Nd isotopes in deep-sea corals in the North-eastern Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 29(19–20), 2499–2508. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.05.025>
- Corliss, B.H., Sun, X., Brown, C. W., & Showers, W. J. (2006). Influence of seasonal primary productivity on $\delta^{13}\text{C}$ of North Atlantic deep-sea benthic foraminifera. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(4), 740–746. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.01.006>

- Corliss, B.H., Brown, C. W., Sun, X., & Showers, W. J. (2009). Deep-sea benthic diversity linked to seasonality of pelagic productivity. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 56(5), 835–841. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.12.009>
- Corliss, Bruce H. (1985). Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, (314), 435–438.
- Corliss, Bruce H. (1991). Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17(3–4), 195–236. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(91\)90014-W](https://doi.org/10.1016/0377-8398(91)90014-W)
- Corliss, Bruce H., & Emerson, S. (1990). Distribution of rose bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 37(3), 381–400. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90015-N](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90015-N)
- Corliss, Bruce H., McCorkle, D. C., & Higdon, D. M. (2002). A time series study of the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera: $\delta^{13}\text{C}$ time series of benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 17(3), 8-1-8–27. <https://doi.org/10.1029/2001PA000664>
- Cortijo, E., Labeyrie, L., Vidal, L., Vautravers, M., Chapman, M., Duplessy, J.-C., et al. (1997). Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1–2), 29–45. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00217-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00217-8)
- Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Vargas, J. M., Del Río, J., Vázquez, A., Reul, A., & Sánchez, A. (2006). Distribution and circulation of water masses in the Gulf of Cadiz from in situ observations. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(11–13), 1144–1160. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.012>
- Crocker, A. J., Chalk, T. B., Bailey, I., Spencer, M. R., Gutjahr, M., Foster, G. L., & Wilson, P. A. (2016). Geochemical response of the mid-depth Northeast Atlantic Ocean to freshwater input during Heinrich events 1 to 4. *Quaternary Science Reviews*, 151, 236–254. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.035>
- Crowley, T. J. (1992). North Atlantic Deep Water cools the southern hemisphere. *Paleoceanography*, 7(4), 489–497. <https://doi.org/10.1029/92PA01058>
- Curry, W. B., & Lohmann, G. P. (1982). Carbon Isotopic Changes in Benthic Foraminifera from the Western South Atlantic: Reconstruction of Glacial Abyssal Circulation Patterns. *Quaternary Research*, 18(2), 218–235. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(82\)90071-0](https://doi.org/10.1016/0033-5894(82)90071-0)
- Curry, W. B., & Oppo, D. W. (2005). Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 20(1). <https://doi.org/10.1029/2004PA001021>
- De Baar, H. J. W., Saager, P. M., Nolting, R. F., & Van Der Meer, J. (1994). Cadmium versus phosphate in the world ocean. *Marine Chemistry*, 46(3), 261–281. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(94\)90082-5](https://doi.org/10.1016/0304-4203(94)90082-5)
- De Jong, M. F., Van Aken, H. M., Våge, K., & Pickart, R. S. (2012). Convective mixing in the central Irminger Sea: 2002–2010. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 63, 36–51. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.01.003>
- De Villiers, S., Greaves, M., & Elderfield, H. (2002). An intensity ratio calibration method for the accurate determination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES: marine carbonate analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2001GC000169>
- Delorme, B., & Eddebar, Y. (2016). La circulation océanique et le climat : une vue d'ensemble. *Ocean-Climate.Org*.
- deMenocal, P. B., Oppo, D. W., Fairbanks, R. G., & Prell, W. L. (1992). Pleistocene $\delta^{13}\text{C}$ Variability of North Atlantic Intermediate Water. *Paleoceanography*, 7(2), 229–250. <https://doi.org/10.1029/92PA00420>
- Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J. R., Edwards, R. L., Schaefer, J. M., & Putnam, A. E. (2010). The Last Glacial Termination. *Science*, 328(5986), 1652–1656. <https://doi.org/10.1126/science.1184119>
- Dickson, R. R., & McCave, I. N. (1986). Nepheloid layers on the continental slope west of Porcupine Bank. *Elsevier Science*, 33(6), 791–818.

- Dickson, Robert R., & Brown, J. (1994). The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways. *Journal of Geophysical Research*, 99(C6), 12319. <https://doi.org/10.1029/94JC00530>
- Dissard, D., Nehrke, G., Reichart, G. J., & Bijma, J. (2010). Impact of seawater on calcification and Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera calcite: results from culturing experiments with *Ammonia tepida*; *Biogeosciences*, 7(1), 81–93. <https://doi.org/10.5194/bg-7-81-2010>
- Dissard, Delphine, Reichart, G. J., Menkes, C., Mangeas, M., Frickenhaus, S., & Bijma, J. (2021). Mg/Ca, Sr/Ca and stable isotopes from the planktonic foraminifera &T. sacculifer&T.; testing a multi-proxy approach for inferring paleotemperature and paleosalinity. *Biogeosciences*, 18(2), 423–439. <https://doi.org/10.5194/bg-18-423-2021>
- Diz, P., Barras, C., Geslin, E., Reichart, G.-J., Metzger, E., Jorissen, F., & Bijma, J. (2012). Incorporation of Mg and Sr and oxygen and carbon stable isotope fractionation in cultured *Ammonia tepida*. *Marine Micropaleontology*, 92–93, 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.04.006>
- Du, J., Haley, B. A., & Mix, A. C. (2020). Evolution of the Global Overturning Circulation since the Last Glacial Maximum based on marine authigenic neodymium isotopes. *Quaternary Science Reviews*, 241, 106396. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106396>
- Dubois-Dauphin, Q., Bonneau, L., Colin, C., Montero-Serrano, J.-C., Montagna, P., Blamart, D., et al. (2016). South Atlantic intermediate water advances into the North-east Atlantic with reduced Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial period. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(6), 2336–2353. <https://doi.org/10.1002/2016GC006281>
- Dubois-Dauphin, Q., Colin, C., Bonneau, L., Montagna, P., Wu, Q., Van Rooij, D., et al. (2017). Fingerprinting Northeast Atlantic water masses using neodymium isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 210, 267–288. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.04.002>
- Duchemin, G. R., Fontanier, C., Jorissen, F. J., Barras, C., & Griveaud, C. M. (2007). LIVING SMALL-SIZED (63–150 mm) Foraminifera from mid-shelf to mid-slope environments in the Bay of Biscay.
- Duineveld, G. C. A., Lavaley, M. S. S., Bergman, M. J. N., de Stigter, H., & Mienis, F. (2007). Trophic structure of a cold-water coral mound community (rockall bank, ne atlantic) in relation to the near-bottom particle supply and current regime. *bulletin of marine science*, 81(3).
- Dullo W, C., Flögel, S., & Rüggeberg, A. (2008). Cold-water coral growth in relation to the hydrography of the Celtic and Nordic European continental margin. *Marine Ecology Progress Series*, 371, 165–176. <https://doi.org/10.3354/meps07623>
- Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D., & Kallel, N. (1988). Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, 3(3), 343–360. <https://doi.org/10.1029/PA003i003p00343>
- Duplessy, J.-C., Moyes, J., & Pujol, C. (1980). Deep water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age. *Nature*, 286(5772), 479–482. <https://doi.org/10.1038/286479a0>
- Duplessy, J.-C., Shackleton, N. J., Matthews, R. K., Prell, W., Ruddiman, W. F., Caralp, M., & Hendy, C. H. (1984). 13 C Record of Benthic Foraminifera in the Last Interglacial Ocean: Implications for the Carbon Cycle and the Global Deep Water Circulation. *Quaternary Research*, 21(2), 225–243. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(84\)90099-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(84)90099-1)
- Duros, P., Fontanier, C., De Stigter, H. C., Cesbron, F., Metzger, E., & Jorissen, F. J. (2012). Live and dead benthic foraminiferal faunas from Whittard Canyon (NE Atlantic): Focus on taphonomic processes and paleo-environmental applications. *Marine Micropaleontology*, 94–95, 25–44. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.05.004>
- Duteil, O., Schwarzkopf, F. U., Böning, C. W., & Oschlies, A. (2014). Major role of the equatorial current system in setting oxygen levels in the eastern tropical Atlantic Ocean: A high-resolution model study. *Geophysical Research Letters*, 41(6), 2033–2040. <https://doi.org/10.1002/2013GL058888>
- Eberwein, A., & Mackensen, A. (2006). Regional primary productivity differences off Morocco (NW-Africa) recorded by modern benthic foraminifera and their stable carbon isotopic composition. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(8), 1379–1405.
- Ehlers, J., & Gibbard, P. L. (2004). Quaternary glaciations-extent and chronology: part I: Europe (Elsevier).

- Elderfield, H., Yu, J., Anand, P., Kiefer, T., & Nyland, B. (2006). Calibrations for benthic foraminiferal Mg/Ca paleothermometry and the carbonate ion hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(3–4), 633–649. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.041>
- Elderfield, H., Greaves, M., Barker, S., Hall, I. R., Tripathi, A., Ferretti, P., et al. (2010). A record of bottom water temperature and seawater $\delta^{18}\text{O}$ for the Southern Ocean over the past 440kyr based on Mg/Ca of benthic foraminiferal *Uvigerina* spp. *Quaternary Science Reviews*, 29(1–2), 160–169. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.07.013>
- Elliot, M., Labeyrie, L., & Duplessy, J.-C. (2002). Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10ka). *Quaternary Science Reviews*, 21(10), 1153–1165. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00137-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00137-8)
- Emeis, K.-C., Struck, U., Schulz, H.-M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., et al. (2000). Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3–4), 259–280. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00053-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00053-5)
- Emerson, S., Fischer, K., Reimers, C., & Heggie, D. (1985). Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 32(1), 1–21.
- Emery, W. J., & Meincke, J. (1986). Global water masses : summary and review. *Oceanologica Acta*, 9(4), 383–391.
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, 538–578.
- Erez, J. (2003). The source of ions for biomineralization in foraminifera and their implications for paleoceanographic proxies. *Rev. Mineral. Geochem.*, 54, 115–149. <https://doi.org/10.2113/0540115>
- Essallami, L., Sicre, M. A., Kallel, N., Labeyrie, L., & Siani, G. (2007). Hydrological changes in the Mediterranean Sea over the last 30,000 years: mediterranean sea changes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(7), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007GC001587>
- Ezat, M. M., Rasmussen, T. L., & Groeneveld, J. (2014). Persistent intermediate water warming during cold stadials in the southeastern Nordic seas during the past 65 k.y. *Geology*, 42(8), 663–666.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: In fluence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, (342), 637–642.
- Fariduddin, M., & Loubere, P. (1997). The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 32(3–4), 289–310.
- Fatela, F., & Taborda, R. (2002). Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology*, 45(2), 169–174. [https://doi.org/10.1016/s0377-8398\(02\)00021-x](https://doi.org/10.1016/s0377-8398(02)00021-x)
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Pujol, C., Devaux, E., & Philipp, I. (1984). La mission Faegas IV: premiers résultats sur les sédiments profonds de la marge ouest-ibérique, du golfe de Cadix et de la mer d'Alboran. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 36, 67–83.
- Ferrari, R., Jansen, M. F., Adkins, J. F., Burke, A., Stewart, A. L., & Thompson, A. F. (2014). Antarctic sea ice control on ocean circulation in present and glacial climates. *PNAS*, 111(24), 8753–8758. <https://doi.org/10.1073/pnas.1323922111>
- Figueiras, F. G., Labarta, U., & Reiriz, M. J. F. (2002). Coastal upwelling, primary production and mussel growth in the Rías Baixas of Galicia. *Hydrobiologia*, (484), 121–131.
- Fink, H. G., Wienberg, C., De Pol-Holz, R., Wintersteller, P., & Hebbeln, D. (2013). Cold-water coral growth in the Alboran Sea related to high productivity during the Late Pleistocene and Holocene. *Marine Geology*, 339, 71–82. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.04.009>
- Fiùza, A. F. G., Macedo, M. E., & Guerreiro, M. R. (1982). Climatological space and time variation of the Portugal coastal upwelling. *Oceanologica Acta*, (5), 31–40.
- van de Flierdt, T., Robinson, L. F., Adkins, J. F., Hemming, S. R., & Goldstein, S. L. (2006). Temporal stability of the neodymium isotope signature of the Holocene to glacial North Atlantic. *Paleoceanography*, 21(4). <https://doi.org/10.1029/2006PA001294>
- Fontanier, C., Jorissen, F. J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, P., & Carbonel, P. (2002). Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(4), 751–785. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00078-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00078-4)

- Fontanier, Christophe. (2003). Ecologie des foraminifères benthiques du Golfe de Gascogne : études de la variabilité spatiale et temporelle des faunes de foraminifères benthiques et de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) de leurs tests. Université de Bordeaux, Bordeaux 1.
- Fontugne, M. R., & Duplessy, J.-C. (1986). Variations of the monsoon regime during the upper quaternary: Evidence from carbon isotopic record of organic matter in North Indian Ocean sediment cores. *Paleoceanography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 56(1–2), 69–88.
- Frederiksen, R., Jensen, A., & Westerberg, H. (1992). The distribution of the scleractinian coral *Lophelia pertusa* around the Faroe islands and the relation to internal tidal mixing. *Sarsia*, 77(2), 151–171.
- Freeman, E., Skinner, L. C., Tisserand, A., Dokken, T., Timmermann, A., Menviel, L., & Friedrich, T. (2015). An Atlantic–Pacific ventilation seesaw across the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 424, 237–244. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.05.032>
- Friedlingstein, P., Jones, M. W., O’Sullivan, M., Andrew, R. M., Hauck, J., Peters, G. P., et al. (2019). Global Carbon Budget 2019. *Earth System Science Data*, 11(4), 1783–1838. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1783-2019>
- Froelich, P. N., Klinkhammer, G. P., Luedtke, N. A., Heath, G. R., Cullen, D., Dauphin, P., et al. (1979). Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(7), 1075–1090.
- Fusco, G., Artale, V., Cotroneo, Y., & Sannino, G. (2008). Thermohaline variability of Mediterranean Water in the Gulf of Cadiz, 1948–1999. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(12), 1624–1638. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.07.009>
- Ganopolski, A., & Rahmstorf, S. (2001). Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, 409(6817), 153–158. <https://doi.org/10.1038/35051500>
- García-Ibáñez, M. I., Pardo, P. C., Carracedo, L. I., Mercier, H., Lherminier, P., Ríos, A. F., & Pérez, F. F. (2015). Structure, transports and transformations of the water masses in the Atlantic Subpolar Gyre. *Progress in Oceanography*, 135, 18–36. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.03.009>
- Gebbie, G. (2014). How much did Glacial North Atlantic Water shoal? *Paleoceanography*, 29(3), 190–209. <https://doi.org/10.1002/2013PA002557>
- Gehlen, M., Mucci, A., & Boudreau, B. (1999). Modelling the distribution of stable carbon isotopes in porewaters of deep-sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(18), 2763–2773. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00214-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00214-8)
- Gersonde, R., Crosta, X., Abelmann, A., & Armand, L. (2005). Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum—a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quaternary Science Reviews*, 24(7–9), 869–896. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.015>
- Geslin, E., Heinz, P., Jorissen, F., & Hemleben, Ch. (2004). Migratory responses of deep-sea benthic foraminifera to variable oxygen conditions: laboratory investigations. *Marine Micropaleontology*, 53(3–4), 227–243. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.05.010>
- Gherardi, J., Labeyrie, L., Mcmanus, J., Francois, R., Skinner, L., & Cortijo, E. (2005). Evidence from the Northeastern Atlantic basin for variability in the rate of the meridional overturning circulation through the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3–4), 710–723. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.061>
- Gherardi, J.-M., Labeyrie, L., Nave, S., Francois, R., McManus, J. F., & Cortijo, E. (2009). Glacial-interglacial circulation changes inferred from 231 Pa/230 Th sedimentary record in the North Atlantic region. *Paleoceanography*, 24(2). <https://doi.org/10.1029/2008PA001696>
- Glud, R. N. (2008). Oxygen dynamics of marine sediments. *Marine Biology Research*, 4(4), 243–289. <https://doi.org/10.1080/17451000801888726>
- Goldstein, S. L., & Hemming, S. R. (2003). Long-lived Isotopic Tracers in Oceanography, Paleoclimatology, and Ice-sheet Dynamics. *Treatise on Geochemistry*, 453–483. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00617-3>
- Goldstein, S. L., & O’Nions, R. K. (n.d.). Nd and Sr isotopic relationships in pelagic clays and ferromanganese deposits. *Nature*, 292, 324–327.
- Goldstein, S. T. (1999). Foraminifera: a biological overview. In B. K. Sen Gupta [Ed.], *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht., 7–55.

- Gooday, A. (1994). The biology of deep-sea foraminifera; a review of some advances and their applications in paleoceanography. *Environmental Science*, 9(1), 14. <https://doi.org/10.2307/3515075>
- Gooday, A. J. (1988). A response by benthic Foraminifera to the deposition of phytodetritus in the deep sea. *Nature*, 332, 70–73.
- Gooday, A. J., Bernhard, J. M., Levin, L. A., & Suhr, S. B. (2000). Foraminifera in the Arabian Sea oxygen minimum zone and other oxygen-deficient settings: taxonomic composition, diversity, and relation to metazoan faunas.
- Gottschalk, J., Vázquez Riveiros, N., Waelbroeck, C., Skinner, L. C., Michel, E., Duplessy, J.-C., et al. (2016). Carbon isotope offsets between benthic foraminifer species of the genus *Cibicides* (*Cibicidoides*) in the glacial sub-Antarctic Atlantic: epibenthic stable carbon isotope offsets. *Paleoceanography*, 31(12), 1583–1602. <https://doi.org/10.1002/2016PA003029>
- Graham, D. W., Corliss, B. H., Bender, M. L., & Keigwin, L. D. (1981). Carbon and oxygen isotopic disequilibria of recent deep-sea benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 6(5–6), 483–497. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(81\)90018-9](https://doi.org/10.1016/0377-8398(81)90018-9)
- Griveaud, C. (2007). Influence des conditions écologiques sur la composition isotopique ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) du test de foraminifères benthiques actuels. Université d'Angers.
- Grousset, F. E., Joron, J. L., Biscaye, P. E., Latouche, C., Treuil, M., Maillet, N., et al. (1988). Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 Years B.P.: Mineralogical and geochemical arguments. *Geo-Marine Letters*, 8(1), 25–34. <https://doi.org/10.1007/BF02238003>
- Gruber, N., Gloor, M., Fan, S.-M., & Sarmiento, J. L. (2001). Air-sea flux of oxygen estimated from bulk data: Implications For the marine and atmospheric oxygen cycles. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(4), 783–803. <https://doi.org/10.1029/2000GB001302>
- Gu, S., Liu, Z., Zhang, J., Rempfer, J., Joos, F., & Oppo, D. W. (2017). Coherent Response of Antarctic Intermediate Water and Atlantic Meridional Overturning Circulation During the Last Deglaciation: Reconciling Contrasting Neodymium Isotope Reconstructions From the Tropical Atlantic. *Paleoceanography*, 32(10), 1036–1053. <https://doi.org/10.1002/2017PA003092>
- Guerzoni, S., Molinaroli, E., & Chester, R. (1997). Saharan dust inputs to the western Mediterranean Sea: depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 44(3–4), 631–654. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(96\)00096-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(96)00096-3)
- Guilderson, T. P., Fairbanks, R. G., & Rubenstone, J. L. (1994). Tropical Temperature Variations Since 20,000 Years Ago: Modulating Interhemispheric Climate Change. *Science*, (263), 663–665.
- Gutjahr, M., Frank, M., Stirling, C. H., Keigwin, L. D., & Halliday, A. N. (2008). Tracing the Nd isotope evolution of North Atlantic Deep and Intermediate Waters in the western North Atlantic since the Last Glacial Maximum from Blake Ridge sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(1–2), 61–77. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.037>
- Hain, M. P., Sigman, D. M., & Haug, G. H. (2010). Carbon dioxide effects of Antarctic stratification, North Atlantic Intermediate Water formation, and subantarctic nutrient drawdown during the last ice age: Diagnosis and synthesis in a geochemical box model: ATMOSPHERIC CO₂ DURING THE LAST ICE AGE. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GB003790>
- Hain, M. P., Sigman, D. M., & Haug, G. H. (2014). Distinct roles of the Southern Ocean and North Atlantic in the deglacial atmospheric radiocarbon decline. *Earth and Planetary Science Letters*, 394, 198–208. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.020>
- Hall, J. M., & Chan, L.-H. (2004). Ba/Ca in benthic foraminifera: Thermocline and middepth circulation in the North Atlantic during the last glaciation. *Paleoceanography*, 19(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004PA001028>
- Halliday, A. N., Davidson, J. P., Holden, P., Owen, R. M., & Olivarez, A. M. (1992). Metalliferous sediments and the scavenging residence time of Nd near hydrothermal vents. *Geophysical Research Letters*, 19(8), 761–764. <https://doi.org/10.1029/92GL00393>
- Hallock, P., Cottey, T. L., Forward, L. B., & Halas, J. (1986). Population biology and sediment production of *Archaias angulatus* (Foraminiferida) in Largo sound, Florida. *Journal of Foraminiferal Research*, (16), 1–8.

- Hamann, Y., Ehrmann, W., Schmiedl, G., & Kuhnt, T. (2009). Modern and late Quaternary clay mineral distribution in the area of the SE Mediterranean Sea. *Quaternary Research*, 71(3), 453–464. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.01.001>
- Hammer, O., Harper, D. A. T., & Ryan, P. D. (2001). PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Paleontologica Electronica*, 4, 9.
- Hanquiez, V., Mulder, T., Toucanne, S., Lecroart, P., Bonnel, C., Marchès, E., & Gonthier, E. (2010). The sandy channel-lobe depositional systems in the Gulf of Cadiz: Gravity processes forced by contour current processes. *Sedimentary Geology*, 229(3), 110–123. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.05.008>
- Hanquiez, Vincent. (2006). Processus sédimentaires et activité de la Veine d'Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix. Université de Bordeaux I.
- Hansen, B., & Østerhus, S. (2000). North Atlantic–Nordic Seas exchanges. *Progress in Oceanography*, 45(2), 109–208. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00052-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00052-X)
- Hargreaves, P. M. (1984). The distribution of Decapoda (Crustacea) in the open ocean and near-bottom over an adjacent slope in the northern North-East Atlantic Ocean during Autumn 1979. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 64, 829–857.
- Harloff, J., & Mackensen, A. (1997). Recent benthic foraminiferal associations and ecology of the Scotia Sea and Argentine Basin. *Marine Micropaleontology*, 31(1–2), 1–29. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(96\)00059-X](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(96)00059-X)
- Harvey, J. (1982). θ -S relationships and water masses in the eastern North Atlantic. Elsevier Science, 29(8), 1021–1033. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90025-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90025-5)
- Hasenfratz, A. P., Schiebel, R., Thornalley, D. J. R., Schönfeld, J., Jaccard, S. L., Martínez-García, A., et al. (2017). Mg/Ca-temperature calibration for the benthic foraminifera *Melonis barleeanum* and *Melonis pompilioides*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 217, 365–383. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.08.038>
- Hassan, R. (2014). La sédimentation dans le Golfe de Cadix au cours des derniers 50 000 ans (analyses multi-paramètres et multi-échelles).
- Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J. (1976). Variations in the Earth's orbit : Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, (194), 1121–1132.
- Hebbeln, D., Van Rooij, D., & Wienberg, C. (2016). Good neighbours shaped by vigorous currents: Cold-water coral mounds and contourites in the North Atlantic. *Marine Geology*, 378, 171–185. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.01.014>
- Hemming, Sidney R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42(1). <https://doi.org/10.1029/2003RG000128>
- Hemming, S.R., Broecker, W. S., Sharp, W. D., Bond, G. C., Gwiazda, R. H., McManus, J. F., et al. (1998). Provenance of Heinrich layers in core V28-82, northeastern Atlantic: 40 Ar/39 Ar ages of ice-rafted hornblende, Pb isotopes in feldspar grains, and Nd–Sr–Pb isotopes in the fine sediment fraction. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1–2), 317–333. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00224-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00224-6)
- Hendry, K. R., Robinson, L. F., Meredith, M. P., Mulitza, S., Chiessi, C. M., & Arz, H. (2012). Abrupt changes in high-latitude nutrient supply to the Atlantic during the last glacial cycle, 4.
- Henehan, M. J., Rae, J. W. B., Foster, G. L., Erez, J., Prentice, K. C., Kucera, M., et al. (2013). Calibration of the boron isotope proxy in the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* for use in palaeo-CO₂ reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, 364, 111–122. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.029>
- Henson, S. A., Sanders, R., & Madsen, E. (2012). Global patterns in efficiency of particulate organic carbon export and transfer to the deep ocean: EXPORT AND TRANSFER EFFICIENCY. *Global Biogeochemical Cycles*, 26(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GB004099>
- Herguera, J. C. (1992). Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: Glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 19(1–2), 79–98. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(92\)90022-C](https://doi.org/10.1016/0377-8398(92)90022-C)
- Hermelin, J. O. R., & Shimmiedl, G. B. (1990). The importance of the oxygen minimum zone and sediment geochemistry in the distribution of Recent benthic foraminifera in the northwest Indian Ocean. *Marine Geology*, 91(1–2), 1–29.

- Hernández-Molina, F. J., Stow, D. A. V., Alvarez-Zarikian, C. A., Acton, G., Bahr, A., Balestra, B., et al. (2014). Onset of Mediterranean outflow into the North Atlantic. *Science*, 344(6189), 1244–1250. <https://doi.org/10.1126/science.1251306>
- Hervann, P.-Y., Gascuel, D., Grüss, A., Druon, J.-N., Kopp, D., Perez, I., et al. (2020). The Celtic Sea Through Time and Space: Ecosystem Modeling to Unravel Fishing and Climate Change Impacts on Food-Web Structure and Dynamics. *Frontiers in Marine Science*, 7, 578717. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.578717>
- Hester, K., & Boyle, E. (1982). Water chemistry control of cadmium content in Recent benthic foraminifera. *Nature*, 298, 260–262.
- Hewitt, C., Stouffer, R., Broccoli, A., Mitchell, J., & Valdes, P. J. (2003). The effect of ocean dynamics in a coupled GCM simulation of the Last Glacial Maximum. *Climate Dynamics*, 20(2), 203–218. <https://doi.org/10.1007/s00382-002-0272-6>
- Heywood, K. J., McDonagh, E. L., & White, M. A. (1994). Eddy kinetic energy of the North Atlantic subpolar gyre from satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C11), 22525–22539. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1029/94JC01740>
- Hickman, A., Moore, C., Sharples, J., Lucas, M., Tilstone, G., Krivtsov, V., & Holligan, P. (2012). Primary production and nitrate uptake within the seasonal thermocline of a stratified shelf sea. *Marine Ecology Progress Series*, 463, 39–57. <https://doi.org/10.3354/meps09836>
- van Hinsbergen, D. J. J., Kouwenhoven, T. J., & Van Der Zwaan, G. J. (2005). Paleobathymetry in the backstripping procedure: Correction for oxygenation effects on depth estimates. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 221(3–4), 245–265.
- Hintz, C. J., Shaw, T. J., Bernhard, J. M., Chandler, T. G., McCorkle, D. C., & Blanks, J. K. (2006). Trace/minor element:calcium ratios in cultured benthic foraminifera. Part II: Ontogenetic variation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1964–1976. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.019>
- Holbourn, A., Henderson, A. S., & MacLeod, N. (2013a). Atlas of Benthic Foraminifera.
- Holbourn, A., Henderson, A. S., & MacLeod, N. (2013b). Atlas of Benthic Foraminifera (1st ed.). Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781118452493>
- Hoogakker, B.A.A., Rothwell, R. G., Rohling, E. J., Paterne, M., Stow, D. A. V., Herrle, J. O., & Clayton, T. (2004). Variations in terrigenous dilution in western Mediterranean Sea pelagic sediments in response to climate change during the last glacial cycle. *Marine Geology*, 211(1–2), 21–43. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.07.005>
- Hoogakker, Babette A. A., Elderfield, H., Schmiedl, G., McCave, I. N., & Rickaby, R. E. M. (2015). Glacial–interglacial changes in bottom-water oxygen content on the Portuguese margin. *Nature Geoscience*, 8(1), 40–43. <https://doi.org/10.1038/ngeo2317>
- Hoogakker, Babette A. A., Lu, Z., Umling, N., Jones, L., Zhou, X., Rickaby, R. E. M., et al. (2018). Glacial expansion of oxygen-depleted seawater in the eastern tropical Pacific. *Nature*, 562(7727), 410–413. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0589-x>
- Howe, J. N. W., Piotrowski, A. M., Oppo, D. W., Huang, K., Mulitza, S., Chiessi, C. M., & Blusztajn, J. (2016). Antarctic intermediate water circulation in the South Atlantic over the past 25,000 years. *Paleoceanography*, 31(10), 1302–1314. <https://doi.org/10.1002/2016PA002975>
- Howe, M. R., Abdullah, M. I., Deetae, S., & Bstract, A. (1974). An interpretation of the double T-S maxima in the Mediterranean outflow using chemical tracers. *Journal of Marine Research*, 11.
- Huang, K.-F., Oppo, D. W., & Curry, W. B. (2014). Decreased influence of Antarctic intermediate water in the tropical Atlantic during North Atlantic cold events. *Earth and Planetary Science Letters*, 389, 200–208. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.037>
- Huh, Y., Chan, L.-H., Zhang, L., & Edmond, J. M. (1998). Lithium and its isotopes in major world rivers: implications for weathering and the oceanic budget. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(12), 2039–2051.
- Huthnance, J. M., & Gould, W. J. (1989). On The Northeast Atlantic Slope Current. *Coastal and Estuarine Studies*, (34), 76–81. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1029/CE034p0076>
- Ingle, S. E. (1975). Solubility of calcite in the ocean. *Marine Chemistry*, 3(4), 301–319.
- IPCC, 2019. (2019). Special Report on the Ocean and Cryosphere in Changing Climate.

- Izuka, S. K. (1988). Relationship of magnesium and other minor elements in tests of *Cassidulina subglobosa* and *C. oriangulata* to physical oceanic properties. *Journal of Foraminiferal Research*, 18, 151–157.
- Jaccard, S. L., Hayes, C. T., Martinez-Garcia, A., Hodell, D. A., Anderson, R. F., Sigman, D. M., & Haug, G. H. (2013). Two Modes of Change in Southern Ocean Productivity Over the Past Million Years. *Science*, 339(6126), 1419–1423. <https://doi.org/10.1126/science.1227545>
- Jaccard, Samuel L., Galbraith, E. D., Martínez-García, A., & Anderson, R. F. (2016). Covariation of deep Southern Ocean oxygenation and atmospheric CO₂ through the last ice age. *Nature*, 530(7589), 207–210. <https://doi.org/10.1038/nature16514>
- Jacobsen, S. B., & Wasserburg, G. J. (1980). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 139–155. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90125-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90125-9)
- Jannink, N. T., Zachariasse, W. J., & Van Der Zwaan, G. J. (1998). Living (Rose Bengal stained) benthic foraminifera from the Pakistan continental margin (northern Arabian Sea). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45(9), 1483–1513.
- Jansen, H. (2001). Modelling the Marine Carbonate Pump and its Implications on the Atmospheric CO₂ Concentration.
- Jeandel, C. (1993). Concentration and isotopic composition of Nd in the South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(3–4), 581–591. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90104-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90104-H)
- Jeandel, C., Bishop, J. K., & Zindler, A. (1995). Exchange of neodymium and its isotopes between seawater and small and large particles in the Sargasso Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(3), 535–547. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)00367-U](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)00367-U)
- Jeandel, C., Arsouze, T., Lacan, F., Téchiné, P., & Dutay, J.-C. (2007). Isotopic Nd compositions and concentrations of the lithogenic inputs into the ocean: A compilation, with an emphasis on the margins. *Chemical Geology*, 239(1–2), 156–164. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.11.013>
- Jeandel, Catherine, Thouron, D., & Fieux, M. (1998). Concentrations and isotopic compositions of neodymium in the eastern Indian Ocean and Indonesian straits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(15), 2597–2607. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00169-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00169-0)
- Johannesson, K. H., & Burdige, D. J. (2007). Balancing the global oceanic neodymium budget: Evaluating the role of groundwater. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(1–2), 129–142. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.021>
- Johnson, R. G. (1997). Climate control required a dam at the Strait of Gibraltar. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 78(27), 277–281. <https://doi.org/10.1029/97EO00180>
- Jorissen, F J, Barmawidjaja, D. M., Puskaric, S., & Van Der Zwaan, G. J. (1992). Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea : The relation with the organic flux. *Marine Micropaleontology*, 19, 131–146.
- Jorissen, Frans J., de Stigter, H. C., & Widmark, J. G. V. (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26(1–4), 3–15. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00047-X)
- Jorissen, Frans J, Fontanier, C., & Thomas, E. (2007). Paleooceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. *Science Direct*, 1, 263–325. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01012-3](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01012-3)
- Jorissen, Frans J., Meyers, S. R., Kelly-Gerrey, B. A., Huchet, L., Mouret, A., & Anschutz, P. (2022). The 4GFOR model – Coupling 4G early diagenesis and benthic foraminiferal ecology. *Marine Micropaleontology*, 170, 102078. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2021.102078>
- Kaiser, J., Lamy, F., & Hebbeln, D. (2005). A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233): A 70-kyr SST RECORD OFF SOUTHERN CHILE. *Paleoceanography*, 20(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005PA001146>
- Katz, M. E., Cramer, B. S., Franzese, A., Honisch, B., Miller, K. G., Rosenthal, Y., & Wright, J. D. (2010). Traditional and emerging geochemical proxies in foraminifera. *The Journal of Foraminiferal Research*, 40(2), 165–192. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.40.2.165>
- Keigwin, L. D. (2004). Radiocarbon and stable isotope constraints on Last Glacial Maximum and Younger Dryas ventilation in the western North Atlantic. *Paleoceanography*, 19(4). <https://doi.org/10.1029/2004PA001029>

- Keir, R. S. (1988). On the Late Pleistocene ocean geochemistry and circulation. *Paleoceanography*, 3(4), 413–445. <https://doi.org/10.1029/PA003i004p00413>
- Kenyon, N. H., & Belderson, R. H. (1973). Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology*, 9(2), 77–99. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(73\)90027-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(73)90027-4)
- Key, R. M., Kozyr, A., Sabine, C. L., Lee, K., Wanninkhof, R., Bullister, J. L., et al. (2004). A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Glob. Biogeochem. Cycles*, 18. <https://doi.org/10.1029/2004GB002247>
- Khatiwal, S., Primeau, F., & Holzer, M. (2012). Ventilation of the deep ocean constrained with tracer observations and implications for radiocarbon estimates of ideal mean age. *Earth and Planetary Science Letters*, 325–326, 116–125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.038>
- Kiefer, T., McCave, I. N., & Elderfield, H. (2006). Antarctic control on tropical Indian Ocean sea surface temperature and hydrography. *Geophysical Research Letters*, 33(24), L24612. <https://doi.org/10.1029/2006GL027097>
- Kitazato, H., Shirayama, Y., Nakatsuka, T., Fujiwara, S., Shimanaga, M., Kato, Y., et al. (2000). Seasonal phytodetritus deposition and responses of bathyal benthic foraminiferal populations in Sagami Bay, Japan: preliminary results from aProject Sagami 1996±1999o. *Marine Micropaleontology*.
- Kitazato, Hiroshi. (1994). Foraminiferal microhabitats in four marine environments around Japan. *Marine Micropaleontology*, 24(1), 29–41. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0377-8398(94)90009-4)
- Kitoh, A., Murakami, S., & Koide, H. (2001). A simulation of the Last Glacial Maximum with a coupled atmosphere-ocean GCM. *Geophysical Research Letters*, 28(11), 2221–2224. <https://doi.org/10.1029/2000GL012271>
- Knox, F., & McElroy, M. B. (1984). Changes in atmospheric CO₂ : Influence of the marine biota at high latitude. *Journal of Geophysical Research*, 89(D3), 4629. <https://doi.org/10.1029/JD089iD03p04629>
- Knutti, R., Flückiger, J., Stocker, T. F., & Timmermann, A. (2004). Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. *Nature*, 430(7002), 851–856. <https://doi.org/10.1038/nature02786>
- Kohfeld, K. E., Quéré, C. L., Harrison, S. P., & Anderson, R. F. (2005). Role of Marine Biology in Glacial-Interglacial CO₂ Cycles. *Science*, 308(5718), 74–78. <https://doi.org/10.1126/science.1105375>
- Koho, K. A., García, R., De Stigter, H. C., Epping, E., Koning, E., Kouwenhoven, T. J., & Van Der Zwaan, G. J. (2008). Sedimentary labile organic carbon and pore water redox control on species distribution of benthic foraminifera: A case study from Lisbon–Setúbal Canyon (southern Portugal). *Progress in Oceanography*, 79(1), 55–82. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.07.004>
- Kosaka, Y., & Xie, S.-P. (2016). The tropical Pacific as a key pacemaker of the variable rates of global warming. *Nature Geoscience*, 9(9), 669–673. <https://doi.org/10.1038/ngeo2770>
- Krabberød, A. K., Bråte, J., Dolven, J. K., Ose, R. F., Klaveness, D., Kristensen, T., et al. (2011). Radiolaria Divided into Polycystina and Spasmaria in Combined 18S and 28S rDNA Phylogeny. *PLoS ONE*, 6(8), e23526. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0023526>
- Krauss, W. (1986). The North Atlantic Current. *Journal of Geophysical Research*, 91(C4), 5061–5074. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1029/JC091iC04p05061>
- Kristjansdottir, G. B., Lea, D. W., Jennings, A. E., Pak, D. K., & Belanger, C. (2007). New spatial Mg/Ca-temperature calibrations for three Arc- tic, benthic foraminifera and reconstruction of north Iceland shelf temperature for the past 4000 years. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(Q03P21). <https://doi.org/10.1029/2006GC001425>
- Kroopnick, P. (1980). The distribution of 13 C in the Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 49(2), 57–84.
- Kroopnick, P. M. (1985). The distribution of 13C of ΣCO₂ in the world oceans. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 32(1), 57–84.
- Kuhnt, T., Schmiedl, G., Ehrmann, W., Hamann, Y., & Andersen, N. (2008). Stable isotopic composition of Holocene benthic foraminifera from the Eastern Mediterranean Sea: Past changes in productivity and deep water oxygenation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268(1–2), 106–115. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.07.010>

- Lacan, F., & Jeandel, C. (2004). Subpolar Mode Water formation traced by neodymium isotopic composition. *Geophysical Research Letters*, 31(14). <https://doi.org/10.1029/2004GL019747>
- Lacan, François. (2006). Masses d'eau des Mers Nordiques et de l'Atlantique Subarctique tracées par les isotopes du néodyme. Université de Toulouse III.
- Lacan, Francois, & Jeandel, C. (2001). Tracing Papua New Guinea imprint on the central Equatorial Pacific Ocean using neodymium isotopic compositions and Rare Earth Element patterns. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(3), 497–512.
- Lacan, Francois, & Jeandel, C. (2005a). Acquisition of the neodymium isotopic composition of the North Atlantic Deep Water. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(12), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GC000956>
- Lacan, Francois, & Jeandel, C. (2005b). Acquisition of the neodymium isotopic composition of the North Atlantic Deep Water: neodymium isotopic composition. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(12), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GC000956>
- Lambelet, M., van de Flierdt, T., Crocket, K., Rehkämper, M., Kreissig, K., Coles, B., et al. (2016). Neodymium isotopic composition and concentration in the western North Atlantic Ocean: Results from the GEOTRACES GA02 section. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 177, 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.12.019>
- Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H. W., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., et al. (2007). Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3–4), 400–413. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.040>
- Landais, A., Capron, E., Masson-Delmotte, V., Toucanne, S., Rhodes, R., Popp, T., et al. (2018). Ice core evidence for decoupling between midlatitude atmospheric water cycle and Greenland temperature during the last deglaciation. *Climate of the Past*, 14(10), 1405–1415. <https://doi.org/10.5194/cp-14-1405-2018>
- Laskar, J., P. Robutel, F. Joutel, M. Gastineau, A. C. M. Correia, et B. Levrard. « A Long-Term Numerical Solution for the Insolation Quantities of the Earth ». *Astronomy & Astrophysics* 428, no 1 (décembre 2004): 261-85. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>.
- Lazier, J. R. N., & Wright, D. G. (1993). Annual Velocity Variations in the Labrador Current. *Journal of Physical Oceanography*.
- Lea, D., & Boyle, E. (1989). Barium content of benthic foraminifera controlled by bottom-water composition. *Nature*, 338, 751–753.
- Lea, David W., & Boyle, E. A. (1990). Foraminiferal reconstruction of barium distributions in water masses of the glacial oceans. *Paleoceanography*, 5(5), 719–742. <https://doi.org/10.1029/PA005i005p00719>
- Lea, David W., & Boyle, E. A. (1991). Barium in planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(11), 3321–3331. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90491-M](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90491-M)
- Lea, D.W., Mashiotto, T. A., & Spero, H. J. (1999). Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 2369–2379. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00197-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00197-0)
- Lear, C. H., Elderfield, H., & Wilson, P. A. (2000). Cenozoic Deep-Sea Temperatures and Global Ice Volumes from Mg/Ca in Benthic Foraminiferal Calcite. *Science*, 287(5451), 269–272. <https://doi.org/10.1126/science.287.5451.269>
- Lear, Caroline H., & Rosenthal, Y. (2006). Benthic foraminiferal Li/Ca: Insights into Cenozoic seawater carbonate saturation state. *Geology*, 34, 985. <https://doi.org/10.1130/g22792a.1>
- Lear, Caroline H., Rosenthal, Y., & Slowey, N. (2002). Benthic foraminiferal Mg/Ca-paleothermometry: a revised core-top calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(19), 3375–3387. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00941-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00941-9)
- Lear, Caroline H., Mawbey, E. M., & Rosenthal, Y. (2010). Cenozoic benthic foraminiferal Mg/Ca and Li/Ca records: Toward unlocking temperatures and saturation states. *Paleoceanography*, 25(4). <https://doi.org/10.1029/2009PA001880>
- Lee, J. J., & Anderson, O. R. (1991). *Biology of Foraminifera*.
- Lee, J. J., McEnery, M. E., Kahn, E. G., & Schuster, F. L. (1979). Symbiosis and the evolution of larger foraminifera. *Micropaleontology Press*, 25(2), 118–140.

- Levin, L. A., & Gage, J. D. (1998). Relationships between oxygen, organic matter and the diversity of bathyal macrofauna. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 45(1–3), 129–163. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(97\)00085-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(97)00085-4)
- Li, X., Kano, A., Chen, Y., Takashima, C., Xu, W., Xu, B., et al. (2012). Quaternary primary productivity in Porcupine Seabight, NE North Atlantic. *Science China Earth Sciences*, 55(2), 306–314. <https://doi.org/10.1007/s11430-011-4357-0>
- Licari, L., & Mackensen, A. (2005). Benthic foraminifera off West Africa (1°N to 32°S): Do live assemblages from the topmost sediment reliably record environmental variability? *Marine Micropaleontology*, 55(3–4), 205–233. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.03.001>
- Licari, L. N., Schumacher, S., Wenzhoefer, F., Zabel, M., & Mackensen, A. (2003). Communities and microhabitats of living benthic Foraminifera from the tropical East Atlantic; impact of different productivity regimes. *Journal of Foraminiferal Research*, 33(1), 10–31.
- Lim, A., Huvenne, V. A. I., Vertino, A., Spezzaferri, S., & Wheeler, A. J. (2018). New insights on coral mound development from groundtruthed high-resolution ROV-mounted multibeam imaging. *Marine Geology*, 403, 225–237. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.06.006>
- Linke, P., & Lutze, G. F. (1993). Microhabitat preferences of benthic foraminifera—a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? *Marine Micropaleontology*, 20(3–4), 215–234. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90034-U](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90034-U)
- Lippold, J., Luo, Y., Francois, R., Allen, S. E., Gherardi, J., Pichat, S., et al. (2012). Strength and geometry of the glacial Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature Geoscience*, 5(11), 813–816. <https://doi.org/10.1038/ngeo1608>
- Liu, M., & Tanhua, T. (2021). Water masses in the Atlantic Ocean: characteristics and distributions. *Ocean Science*, 17(2), 463–486. <https://doi.org/10.5194/os-17-463-2021>
- Loeblich, A. R., & Tappan, H. N. (1988). *Foraminiferal genera and their classification*. New York: Van Nostrand Reinhold Co.
- Longhurst, A., Sathyendranath, S., Platt, T., & Caverhill, C. (1995). An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal of Plankton Research*, 17(6), 1245–1271.
- López-Galindo, A., Rodero, J., & Maldonado, A. (1999). Surface facies and sediment dispersal patterns: southeastern Gulf of Cadiz, Spanish continental margin. *Marine Geology*, 155(1–2), 83–98. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00142-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00142-X)
- Lorens, R. B. (1981). Sr, Cd, Mn and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(4), 553–561.
- Louarn, E., & Morin, P. (2011). Antarctic Intermediate Water influence on Mediterranean Sea Water outflow. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 58(9), 932–942. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.05.009>
- Lund, D. C., Mix, A. C., & Southon, J. (2011). Increased ventilation age of the deep northeast Pacific Ocean during the last deglaciation. *Nature Geoscience*, 4(11), 771–774. <https://doi.org/10.1038/ngeo1272>
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., et al. (2008). High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453(7193), 379–382. <https://doi.org/10.1038/nature06949>
- Lutze, G. F. (1980). Depth distribution of benthic foraminifera on the continental margin off NW Africa. *Meteor Forschung-Ergebnisse*, (C (32)), 31–80.
- Lutze, G. F., & Coulbourn, W. T. (1984). Recent benthic Foraminifera from the continental margin off Northwest Africa: Community structure and distribution. *Marine Micropaleontology*, 8, 361–401.
- Lutze, G. F., & Thiel, H. (1989). Epibenthic foraminifera from elevated microhabitats: *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*. *Journal of Foraminiferal Research*, 19, 153–158.
- Lynch-Stieglitz, J. (2017). The Atlantic Meridional Overturning Circulation and Abrupt Climate Change. *Annual Review of Marine Science*, 9(1), 83–104. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060415>
- Lynch-Stieglitz, J., Stocker, T. F., Broecker, W. S., & Fairbanks, R. G. (1995). The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: Observations and modeling. *Global Biogeochemical Cycles*, 9(4), 653–665. <https://doi.org/10.1029/95GB02574>

- Lynch-Stieglitz, J., Adkins, J. F., Curry, W. B., Dokken, T., Hall, I. R., Herguera, J. C., et al. (2007). Atlantic Meridional Overturning Circulation During the Last Glacial Maximum. *Science*, 316(5821), 66–69. <https://doi.org/10.1126/science.1137127>
- Lynch-Stieglitz, J., Schmidt, M. W., Gene Henry, L., Curry, W. B., Skinner, L. C., Mulitza, S., et al. (2014). Muted change in Atlantic overturning circulation over some glacial-aged Heinrich events. *Nature Geoscience*, 7(2), 144–150. <https://doi.org/10.1038/ngeo2045>
- Ma, R. (2019, July). Millennial-scale Variations of the Intermediate Water Circulation in the Indian Ocean since the Last Glacial Period Inferred from Assemblages and Geochemistry of Benthic Foraminifera. Paris-Saclay, Orsay.
- Ma, R., Sépulcre, S., Licari, L., Bassinot, F., Liu, Z., Tisnérat-Laborde, N., et al. (2019). Changes in Intermediate Circulation in the Bay of Bengal Since the Last Glacial Maximum as Inferred From Benthic Foraminifera Assemblages and Geochemical Proxies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(3), 1592–1608. <https://doi.org/10.1029/2018GC008179>
- Ma, R., Sépulcre, S., Bassinot, F., Haurine, F., Tisnérat-Laborde, N., & Colin, C. (2020). North Indian Ocean Circulation Since the Last Deglaciation as Inferred From New Elemental Ratio Records for Benthic Foraminifera *Hoeglundina elegans*. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35(6). <https://doi.org/10.1029/2019PA003801>
- Ma, R., Sépulcre, S., Licari, L., Haurine, F., Bassinot, F., Yu, Z., & Colin, C. (2022). Changes in productivity and intermediate circulation in the northern Indian Ocean since the last deglaciation: new insights from benthic foraminiferal Cd/Ca records and benthic assemblage analyses. *Climate of the Past*, 18(8), 1757–1774. <https://doi.org/10.5194/cp-18-1757-2022>
- Mackensen, A., & Licari, L. (2004). Carbon Isotopes of Live Benthic Foraminifera from the South Atlantic: Sensitivity to Bottom Water Carbonate Saturation State and Organic Matter Rain Rates. In *The South Atlantic in the Late Quaternary* (pp. 623–644).
- Mackensen, A., Sejrup, H. P., & Jansen, E. (1985). The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway. *Marine Micropaleontology*, 9(4), 275–306.
- Mackensen, A., Hubberten, H.-W., Bickert, T., Fischer, G., & Fütterer, D. K. (1993). 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 and Paleoclimatology*, 8(5), 587–610.
- Mackensen, A., Schmiedl, G., Harloff, J., & Giese, M. (1995). Deep-Sea Foraminifera in the South Atlantic Ocean: Ecology and Assemblage Generation. In *Micropaleontology* (Vol. 41, pp. 342–358).
- Mackensen, Andreas. (2008). On the use of benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ in palaeoceanography: constraints from primary proxy relationships. Geological Society, London, Special Publications, 303(1), 121–133. <https://doi.org/10.1144/SP303.9>
- Mackensen, Andreas, & Douglas, R. G. (1989). Down-core distribution of live and dead deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(6), 879–900.
- Maldonado, A., & Nelson, C. H. (1999). Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margin. *Marine Geology*, 155(1–2), 217–242. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00148-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00148-0)
- Marchès, E., Mulder, T., Cremer, M., Bonnel, C., Hanquiez, V., Gonthier, E., & Lecroart, P. (2007). Contourite drift construction influenced by capture of Mediterranean Outflow Water deep-sea current by the Portimão submarine canyon (Gulf of Cadiz, South Portugal). *Marine Geology*, 242(4), 247–260. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.03.013>
- Marchitto, T. M., Lynch-Stieglitz, J., & Hemming, S. R. (2005). Deep Pacific CaCO_3 compensation and glacial-interglacial atmospheric CO_2 . *Earth Planet. Sci.*, 231, 317–336.
- Marchitto, T. M., Bryan, S. P., Curry, W. B., & McCorkle, D. C. (2007a). Mg/Ca temperature calibration for the benthic foraminifer *Cibicides pachyderma*. *Paleoceanography*, 22(1). <https://doi.org/10.1029/2006PA001287>
- Marchitto, T. M., Bryan, S. P., Curry, W. B., & McCorkle, D. C. (2007b). Mg/Ca temperature calibration for the benthic foraminifer *Cibicides pachyderma*. *Paleoceanography*, 22(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006PA001287>

- Marchitto, Thomas M., & Broecker, W. S. (2006). Deep water mass geometry in the glacial Atlantic Ocean: A review of constraints from the paleonutrient proxy Cd/Ca. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(12). <https://doi.org/10.1029/2006GC001323>
- Marchitto, Thomas M., & deMenocal, P. B. (2003). Late Holocene variability of upper North Atlantic Deep Water temperature and salinity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(12). <https://doi.org/10.1029/2003GC000598>
- Marchitto, Thomas M., Curry, W. B., & Oppo, D. W. (1998). Millennial-scale changes in North Atlantic circulation since the last glaciation. *Nature*, 393(6685), 557–561. <https://doi.org/10.1038/31197>
- Marchitto, T.M., Curry, W. B., & Oppo, D. W. (2000). Zinc concentrations in benthic foraminifera reflect seawater chemistry. *Paleoceanography*, 15, 299–306.
- Marchitto, T.M., Bryan, S. P., Doss, W., McCulloch, M. T., & Montagna, P. (2018). A simple biomineralization model to explain Li, Mg, and Sr incorporation into aragonitic foraminifera and corals. *Earth and Planetary Science Letters*, 481, 20–29. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.10.022>
- Marcott, S. A., Clark, P. U., Padman, L., Klinkhammer, G. P., Springer, S. R., Liu, Z., et al. (2011). Ice-shelf collapse from subsurface warming as a trigger for Heinrich events. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(33), 13415–13419. <https://doi.org/10.1073/pnas.1104772108>
- Marriott, C. S., Henderson, G. M., Crompton, R., Staubwasser, M., & Shaw, S. (2004). Effect of mineralogy, salinity, and temperature on Li/Ca and Li isotope composition of calcium carbonate. *Chemical Geology*, 212(1–2), 5–15. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.08.002>
- Marson, J. M. (2015, April 17). Meltwater Impacts on the Ocean Circulation since the Last Glacial Maximum (Doutorado em Oceanografia Física). Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.21.2015.tde-29052015-165852>
- Martin, P. A., & Lea, D. W. (2002). A simple evaluation of cleaning procedures on fossil benthic foraminiferal Mg/Ca: Cleaning procedures. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(10), 1–8. <https://doi.org/10.1029/2001GC000280>
- Martin, W. R., & Sayles, F. L. (1996). CaCO₃ dissolution in sediments of the Ceara Rise, western equatorial Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(2), 243–263.
- Martin, W. R., & Sayles, F. L. (2006). Organic matter oxidation in deep-sea sediments: Distribution in the sediment column and implications for calcite dissolution. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(5–7), 771–792.
- Mashiotta, T. A., Lea, D. W., & Spero, H. J. (1999). Glacial–interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ -water using foraminiferal Mg. *Earth and Planetary Science Letters*, 170(4), 417–432. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00116-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00116-8)
- Matsumoto, K. (2007). Radiocarbon-based circulation age of the world oceans. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C9). <https://doi.org/10.1029/2007JC004095>
- Mazé, J. P., Arhan, M., & Mercier, H. (1997). Volume budget of the eastern boundary layer off the Iberian Peninsula. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 44(9–10), 1543–1574. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00038-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00038-1)
- McCann, T., Shannon, P. M., & Moore, J. G. (1995). Fault styles in the Porcupine Basin, offshore Ireland: tectonic and sedimentary controls. *Geological Society, London, Special Publications*, (93), 371–383. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.093.01.29>
- McCartney, M. S., & Talley, L. D. (1982). The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 12(11), 1169–1188. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1169:TSMWOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1169:TSMWOT>2.0.CO;2)
- McCorkle, Daniel C., & Emerson, S. R. (1988). The relationship between pore water carbon isotopic composition and bottom water oxygen concentration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(5), 1169–1178. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90270-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90270-0)
- McCorkle, Daniel C., Keigwin, L. D., Corliss, B. H., & Emerson, S. R. (1990). The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 5(2), 161–185. <https://doi.org/10.1029/PA005i002p00161>
- McCorkle, D.C., Martin, P. A., Lea, D. W., & Klinkhammer, G. P. (1995). Evidence of a dissolution effect on benthic foraminiferal shell chemistry: $\delta^{13}\text{C}$, Cd/Ca, Ba/Ca, and Sr/Ca results from the Ontong Java Plateau. *Paleoceanography*, 10, 699–714.

- McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L. D., & Brown-Leger, S. (2004). Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428(6985), 834–837. <https://doi.org/10.1038/nature02494>
- Mélières, F. (1974a). Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne) (Thèse d'Etat). Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Mélières, F. (1974b). Recherches sur la dynamique sédimentaires du Golf de Cadix (Espagne). Pierre et Marie Curie.
- Mercone, D., Thomson, J., Croudace, I. W., Siani, G., Paterne, M., & Troelstra, S. (2000). Duration of S1, the most recent sapropel in the eastern Mediterranean Sea, as indicated by accelerator mass spectrometry radiocarbon and geochemical evidence. *Paleoceanography*, 15(3), 336–347. <https://doi.org/10.1029/1999PA000397>
- Middag, R., van Heuven, S. M. A. C., Bruland, K. W., & de Baar, H. J. W. (2018). The relationship between cadmium and phosphate in the Atlantic Ocean unravelled. *Earth and Planetary Science Letters*, 492, 79–88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.046>
- Mienis, F., De Stigter, H. C., White, M., Duineveld, G., De Haas, H., & Van Weering, T. C. E. (2007). Hydrodynamic controls on cold-water coral growth and carbonate-mound development at the SW and SE Rockall Trough Margin, NE Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54(9), 1655–1674. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2007.05.013>
- Mignot, J., De Boyer Montégut, C., Lazar, A., & Cravatte, S. (2007). Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 2. Tropical areas. *Journal of Geophysical Research*, 112(C10), C10010. <https://doi.org/10.1029/2006JC003954>
- Mikolajewicz, U. (1998). Effect of meltwater input from the Antarctic ice sheet on the thermohaline circulation. *Annals of Glaciology*, 27, 311–315. <https://doi.org/10.3189/1998AoG27-1-311-315>
- Milliman, J. D., Troy, P. J., Balch, W. M., Adams, A. K., Li, Y.-H., & Mackenzie, F. T. (1999). Biologically mediated dissolution of calcium carbonate above the chemical lysocline? *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46(10), 1653–1669. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00034-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00034-5)
- Mix, A. C., Pisias, N. G., Zahn, R., & Rugh, W. (1991). Carbon 13 in Pacific deep and intermediate waters, 0-370 ka : implications for ocean circulation and pleistocene CO₂. *Paleoceanography*, 6(2), 205–226.
- Mohn, C., Rengstorf, A., White, M., Duineveld, G., Mienis, F., Soetaert, K., & Grehan, A. (2014). Linking benthic hydrodynamics and cold-water coral occurrences: A high-resolution model study at three cold-water coral provinces in the NE Atlantic. *Progress in Oceanography*, 122, 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.12.003>
- Mojtahid, M. (2008). Les foraminifères benthiques: bio-indicateurs l'eutrophisation naturelle et anthropique en milieu marin franc. Université d'Angers.
- Mojtahid, M., Griveaud, C., Fontanier, C., Anschutz, P., & Jorissen, F. J. (2010). Live benthic foraminiferal faunas along a bathymetrical transect (140–4800m) in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Revue de Micropaléontologie*, 53(3), 139–162. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2010.01.002>
- Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., et al. (2001). Atmospheric CO₂ Concentrations over the Last Glacial Termination. *Science*, 291, 112–114. <https://doi.org/10.1126/science.291.5501.112>
- Moodley, L., & Hess, C. (1992). Tolerance of Infaunal Benthic Foraminifera for Low and High Oxygen Concentrations. *The Biological Bulletin*, 183(1), 94–98. <https://doi.org/10.2307/1542410>
- Morigi, C. (2001). Benthic foraminiferal faunas in surface sediments off NW Africa : relationship with organic flux to the ocean floor. *The Journal of Foraminiferal Research*, 31(4), 350–368. <https://doi.org/10.2113/0310350>
- Morrison, A. K., England, M. H., & Hogg, A. McC. (2015). Response of Southern Ocean Convection and Abyssal Overturning to Surface Buoyancy Perturbations. *Journal of Climate*, 28(10), 4263–4263.
- Morse, J. W., & Bender, M. L. (1990). Partition coefficients in calcite: Examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems. *Chemical Geology*, 82, 265–277.

- Mucci, A. (1983). The solubility of calcite and aragonite in seawater at various salinities, temperatures, and one atmosphere total pressure. *American Journal of Science*, 7(283), 780–799. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.7.780>
- Mulder, T., Lecroart, T. P., Voisset, M., Schönfeld, J., Le Drezen, E., Gonthier, E., et al. (2002). Past deep-ocean circulation and the paleoclimate record-Gulf of Cadiz. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 83(43), 481–488. <https://doi.org/10.1029/2002EO000337>
- Mulder, T., Voisset, M., Lecroart, P., Le Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., et al. (2003). The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Marine Letters*, 23(1), 7–18. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0119-0>
- Murray, J. W. (1979). British Nearshore Foraminiferids.
- Murray, J. W. (1983). Population dynamics of benthic foraminifera: results from the Exe estuary, England. *Journal of Foraminiferal Research*, (13), 1–12.
- Murray, J. W. (1991). Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera.
- Murray, John W. (2006). *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera* (1st ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535529>
- Muscheler, R., Beer, J., Wagner, G., Laj, C., Kissel, C., Raisbeck, G. M., et al. (2004). Changes in the carbon cycle during the last deglaciation as indicated by the comparison of 10 Be and 14 C records. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3–4), 325–340. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00722-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00722-2)
- Nardelli, M. P., Barras, C., Metzger, E., Mouret, A., Filipsson, H. L., Jorissen, F., & Geslin, E. (2014). Experimental evidence for foraminiferal calcification under anoxia. *Biogeosciences*, 11(14), 4029–4038. <https://doi.org/10.5194/bg-11-4029-2014>
- Ng, H. C., Robinson, L. F., McManus, J. F., Mohamed, K. J., Jacobel, A. W., Ivanovic, R. F., et al. (2018). Coherent deglacial changes in western Atlantic Ocean circulation. *Nature Communications*, 9(1), 2947. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05312-3>
- Nürnberg, D., Bijma, J., & Hemleben, C. (1996). Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. 1996, 60(5), 803–814.
- Ohga, T., & Kitazato, H. (1997). Seasonal changes in bathyal foraminiferal populations in response to the flux of organic matter (Sagami Bay, Japan). *Terra Nova*, 9(1), 33–37. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1997.d01-6.x>
- Oppo, D. W., & Lehman, S. J. (1993). Mid-Depth Circulation of the Subpolar North Atlantic During the Last Glacial Maximum. *Science*, 259(5098), 1148–1152.
- Oppo, Delia W., & Curry, W. B. (2012). Deep Atlantic circulation during the Last Glacial Maximum and deglaciation. *Nat. Educ. Knowl*, 3(1), 39.
- Oppo, Delia W., & Fairbanks, R. G. (1987). Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern Hemisphere modulation of the Southern Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 86(1), 1–15.
- Oppo, Delia W., Curry, W. B., & McManus, J. F. (2015). What do benthic $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data tell us about Atlantic circulation during Heinrich Stadial 1? *Paleoceanography*, 30(4), 353–368. <https://doi.org/10.1002/2014PA002667>
- Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C., Clauzet, G., Tomas, R., Levis, S., & Kothavala, Z. (2006). Last Glacial Maximum and Holocene Climate in CCSM3. *Journal of Climate*, 19(11), 2526–2544. <https://doi.org/10.1175/JCLI3748.1>
- Pahnke, K., & Zahn, R. (2005). Southern Hemisphere Water Mass Conversion Linked with North Atlantic Climate Variability. *Science (New York, N.Y.)*, 307, 1741–6. <https://doi.org/10.1126/science.1102163>
- Pahnke, K., Goldstein, S. L., & Hemming, S. R. (2008). Abrupt changes in Antarctic Intermediate Water circulation over the past 25,000 years. *Nature Geoscience*, 1(12), 870–874. <https://doi.org/10.1038/ngeo360>
- Paillet, J., Arhan, M., & McCartney, M. S. (1998). Spreading of Labrador Sea Water in the eastern North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C5), 10223–10239. <https://doi.org/10.1029/98JC00262>
- Palter, J. B., & Lozier, M. S. (2008). On the source of Gulf Stream nutrients. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C6). <https://doi.org/10.1029/2007JC004611>

- Parker, A. O., Schmidt, M. W., & Chang, P. (2015). Tropical North Atlantic subsurface warming events as a fingerprint for AMOC variability during Marine Isotope Stage 3. *Paleoceanography*, 30(11), 1425–1436. <https://doi.org/10.1002/2015PA002832>
- Paytan, A., & Kastner, M. (1996). Benthic Ba fluxes in the central equatorial Pacific: Implications for the oceanic Ba cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 439–450.
- Peck, V. L., Hall, I. R., Zahn, R., Elderfield, H., Grousset, F., Hemming, S. R., & Scourse, J. D. (2006a). High resolution evidence for linkages between NW European ice sheet instability and Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3–4), 476–488. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.023>
- Peck, V. L., Hall, I. R., Zahn, R., Elderfield, H., Grousset, F., Hemming, S. R., & Scourse, J. D. (2006b). High resolution evidence for linkages between NW European ice sheet instability and Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3–4), 476–488. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.023>
- Peck, V. L., Hall, I. R., Zahn, R., & Scourse, J. D. (2007). Progressive reduction in NE Atlantic intermediate water ventilation prior to Heinrich events: Response to NW European ice sheet instabilities? : NE Atlantic ventilation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006GC001321>
- Peck, V. L., Hall, I. R., Zahn, R., Grousset, F., Hemming, S. R., & Scourse, J. D. (2007). The relationship of Heinrich events and their European precursors over the past 60ka BP: a multi-proxy ice-rafted debris provenance study in the North East Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 26(7–8), 862–875. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.002>
- Peliz, Á., Dubert, J., Santos, A. M. P., Oliveira, P. B., & Le Cann, B. (2005). Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin—Fronts, Eddies and Poleward Flows: an overview. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(4), 621–646. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.11.005>
- Peltier, W. R. (1998). Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-Earth geophysics. *Reviews of Geophysics*, 36(4), 603–689. <https://doi.org/10.1029/98RG02638>
- Pépin, L., Raynaud, D., Barnola, J.-M., & Loutre, M. F. (2001). Hemispheric roles of climate forcings during glacial-interglacial transitions as deduced from the Vostok record and LLN-2D model experiments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D23), 31885–31892. <https://doi.org/10.1029/2001JD900117>
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., et al. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399(6735), 429–436. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Peya, D. (2017). Dissolution of CaCO₃ in the present and glacial ocean: A comparison of the effects of different dissolution parameterizations. *Environmental Science*.
- Pickart, R. S., Spall, M. A., & Lazier, J. R. N. (1997). Mid-depth ventilation in the western boundary current system of the sub-polar gyre. *Elsevier Science*, 44(6), 1025–1054.
- Piepgras, D. J., & Wasserburg, G. J. (1983). Influence of the Mediterranean Outflow on the isotopic composition of neodymium in waters of the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 88(C10), 5997. <https://doi.org/10.1029/JC088iC10p05997>
- Piepgras, D. J., & Wasserburg, G. J. (1985). Strontium and neodymium isotopes in hot springs on the East Pacific Rise and Guaymas Basin. *Earth Planet. Sci.*, 72, 341–356.
- Piepgras, D. J., & Wasserburg, G. J. (1987). Rare earth element transport in the western North Atlantic inferred from Nd isotopic observations. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 51, 1257–1271. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90217-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90217-1)
- Pierre, C. (1999). The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. *Marine Geology*, 153(1–4), 41–55. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00090-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00090-5)
- Pingree, R. D., & Le Cann, B. (1989). Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography*, 23(4), 303–338. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(89\)90003-7](https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90003-7)
- Pingree, R. D., & Le Cann, B. (1990). Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 70(4), 857–885. <https://doi.org/10.1017/S0025315400059117>

- Piola, A. R., & Gordon, A. L. (1989). Intermediate waters in the southwest South Atlantic. *Elsevier Science*, 36(1), 1–16.
- Piotrowski, Alexander M., Goldstein, S. L., Hemming, S. R., & Richard, F. G. (2005). Temporal Relationships of Carbon Cycling and Ocean Circulation at Glacial Boundaries. *Science*, 307, 1933–1938. <https://doi.org/10.1126/science.1104883>
- Piotrowski, A.M., Galy, A., Nicholl, J. A. L., Roberts, N., Wilson, D. J., Clegg, J. A., & Yu, J. (2012). Reconstructing deglacial North and South Atlantic deep water sourcing using foraminiferal Nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 357–358, 289–297. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.036>
- Poggemann, D. -W., Nürnberg, D., Hathorne, E. C., Frank, M., Rath, W., Reißig, S., & Bahr, A. (2018). Deglacial Heat Uptake by the Southern Ocean and Rapid Northward Redistribution Via Antarctic Intermediate Water. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33(11), 1292–1305. <https://doi.org/10.1029/2017PA003284>
- Poggemann, D.-W., Hathorne, E. C., Nürnberg, D., Frank, M., Bruhn, I., Reißig, S., & Bahr, A. (2017). Rapid deglacial injection of nutrients into the tropical Atlantic via Antarctic Intermediate Water. *Earth and Planetary Science Letters*, 463, 118–126. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.030>
- Pollard, R. T., Griffiths, M. J., Cunningham, S. A., Read, J. F., Pérez, F. F., & Ríos, A. F. (1996). Vivaldi 1991 - A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Progress in Oceanography*, 37(2), 167–192. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(96\)00008-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(96)00008-0)
- Pöppelmeier, F., Gutjahr, M., Blaser, P., Keigwin, L. D., & Lippold, J. (2018). Origin of Abyssal NW Atlantic Water Masses Since the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33(5), 530–543. <https://doi.org/10.1029/2017PA003290>
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419(6903), 207–214. <https://doi.org/10.1038/nature01090>
- Rahmstorf, S. (2006). Thermohaline Ocean Circulation. *Encyclopedia of Quaternary Sciences*.
- Raitzsch, M., Dueñas-Bohórquez, A., Reichart, G.-J., De Nooijer, L. J., & Bickert, T. (2010). Incorporation of Mg and Sr in calcite of cultured benthic foraminifera: impact of calcium concentration and associated calcite saturation state. *Biogeosciences*, 7(3), 869–881. <https://doi.org/10.5194/bg-7-869-2010>
- Raitzsch, Markus, Kuhnert, H., Hathorne, E. C., Groeneveld, J., & Bickert, T. (2011). U/Ca in benthic foraminifera: A proxy for the deep-sea carbonate saturation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(6), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GC003344>
- Ramstein, G. (2015). *Voyage à travers les climats de la Terre* (Odile Jacob).
- Rathburn, A. E., & Corliss, B. H. (1994). The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography*, 9(1), 87–150. <https://doi.org/10.1029/93PA02327>
- Rathburn, A. E., & DeDeckker, P. (1997). Magnesium and strontium compositions of recent benthic foraminifera from the Coral Sea, Australia and Prydz Bay, Antarctica. *Marine Micropaleontology*, 32, 231–248.
- Rathmann, S., Hess, S., Kuhnert, H., & Mulitza, S. (2004). Mg/Ca ratios of the benthic foraminifera *Oridorsalis umbonatus* obtained by laser ablation from core top sediments: Relationship to bottom water temperature. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(Q12013). <https://doi.org/10.1029/2004GC000808>
- Raymo, M. E., Oppo, D. W., Flower, B. P., Hodell, D. A., McManus, J. F., Venz, K. A., et al. (2004). Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene: STABILITY OF NORTH ATLANTIC WATER MASSES. *Paleoceanography*, 19(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003PA000921>
- Raynaud, D., Barnola, J.-M., Souchez, R., Lorrain, R., Petit, J.-R., Duval, P., & Lipenkov, V. Y. (2005). The record for marine isotopic stage 11. *Nature*, 436(7047), 39–40. <https://doi.org/10.1038/43639b>
- Raza, T., Ahmad, S. M., Sahoo, M., Banerjee, B., Bal, I., Dash, S., et al. (2014). Hydrographic changes in the southern Bay of Bengal during the last ~65,000 y inferred from carbon and oxygen isotopes of foraminiferal fossil shells. *Quaternary International*, 333, 77–85. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.02.010>

- Read, J. (2000). CONVEX-91: water masses and circulation of the North-east Atlantic subpolar gyre. *Prog. Oceanogr.*, 48, 461–510.
- Reeder, R. J. (1983). *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*. Mineral Society of America, 48(347).
- Reid, J. L. (1978). On the middepth circulation and salinity field in the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 83(C10), 5063. <https://doi.org/10.1029/JC083iC10p05063>
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Relvas, P., Barton, E. D., Dubert, J., Oliveira, P. B., Peliz, Á., da Silva, J. C. B., & Santos, A. M. P. (2007). Physical oceanography of the western Iberia ecosystem: Latest views and challenges. *Progress in Oceanography*, 74(2–3), 149–173. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.04.021>
- Rempfer, J., Stocker, T. F., Joos, F., & Dutay, J.-C. (2012). Sensitivity of Nd isotopic composition in seawater to changes in Nd sources and paleoceanographic implications: Nd isotopic composition-paleoceanographic implications. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C12), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JC008161>
- Rempfer, Johannes, Stocker, T. F., Joos, F., Dutay, J.-C., & Siddall, M. (2011). Modelling Nd-isotopes with a coarse resolution ocean circulation model: Sensitivities to model parameters and source/sink distributions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(20), 5927–5950. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.07.044>
- Rhein, M., Stramma, L., & Krahnmann, G. (1998). The spreading of Antarctic bottom water in the tropical Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45(4–5), 507–527. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00030-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00030-7)
- Rhein, M., Kieke, D., Hüttel-Kabus, S., Roessler, A., Mertens, C., Meissner, R., et al. (2011). Deep water formation, the subpolar gyre, and the meridional overturning circulation in the subpolar North Atlantic. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 58(17–18), 1819–1832. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2010.10.061>
- Rice, A. L., Billett, D. S. M., Thurston, M. H., & Lampitt, R. S. (1991). The Institute Of Oceanographic Sciences Biology Programme In The Porcupine Seabight: Background And General Introduction. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 71(2), 281–310. <https://doi.org/10.1017/S0025315400051614>
- Rice, A. L., Thurston, M. H., & Bett, B. J. (1994). The IOSDL DEEPSEAS programme: introduction and photographic evidence for the presence and absence of a seasonal input of phytodetritus at contrasting abyssal sites in the northeastern Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 41(9), 1305–1320. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)90099-X](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90099-X)
- Rickaby, R. E. M., & Elderfield, H. (1999). Planktonic foraminiferal Cd/Ca: Paleonutrients or paleotemperature? *Paleoceanography*, 14(3), 293–303. <https://doi.org/10.1029/1999PA900007>
- Rickaby, R. E. M., & Elderfield, H. (2005). Evidence from the high-latitude North Atlantic for variations in Antarctic Intermediate water flow during the last deglaciation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(5). <https://doi.org/10.1029/2004GC000858>
- Rickli, J., Frank, M., & Halliday, A. N. (2009). The hafnium–neodymium isotopic composition of Atlantic seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1–4), 118–127. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.01.026>
- Ridgwell, A., & Zeebe, R. (2005). The role of the global carbonate cycle in the regulation and evolution of the Earth system. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(3–4), 299–315. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.006>
- Rijk, S. D., Jorissen, F. J., Rohling, E. J., & Troelstra, S. R. (2000). Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*.
- de Rijk, S., Jorissen, F. J., Rohling, E. J., & Troelstra, S. R. (2000). Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 16.
- Risgaard-Petersen, N., Langezaal, A. M., Ingvarsdén, S., Schmid, M. C., Jetten, M. S. M., Op Den Camp, H. J. M., et al. (2006). Evidence for complete denitrification in a benthic foraminifer. *Nature*, 443(7107), 93–96. <https://doi.org/10.1038/nature05070>
- Roberts, J., Gottschalk, J., Skinner, L. C., Peck, V. L., Kender, S., Elderfield, H., et al. (2016). Evolution of South Atlantic density and chemical stratification across the last deglaciation. *PNAS*, 113(3), 514–519. <https://doi.org/10.1073/pnas.1511252113>

- Roberts, N. L., & Piotrowski, A. M. (2015). Radiogenic Nd isotope labeling of the northern NE Atlantic during MIS 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 423, 125–133. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.05.011>
- Roberts, N. L., Piotrowski, A. M., McManus, J. F., & Keigwin, L. D. (2010). Synchronous Deglacial Overturning and Water Mass Source Changes. *Science*, 327(5961), 75–78. <https://doi.org/10.1126/science.1178068>
- Roberts, N. L., Piotrowski, A. M., Elderfield, H., Eglinton, T. I., & Lomas, M. W. (2012). Rare earth element association with foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 94, 57–71. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.07.009>
- Robinson, S. G., Maslin, M. A., & McCave, I. N. (1995). Magnetic susceptibility variations in Upper Pleistocene deep-sea sediments of the NE Atlantic: Implications for ice rafting and paleocirculation at the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, 10(2), 221–250. <https://doi.org/10.1029/94PA02683>
- Rogerson, M., Rohling, E. J., Weaver, P. P. E., & Murray, J. W. (2005a). Glacial to interglacial changes in the settling depth of the Mediterranean Outflow plume. *Paleoceanography*, 20(3). <https://doi.org/10.1029/2004PA001106>
- Rogerson, M., Rohling, E. J., Weaver, P. P. E., & Murray, J. W. (2005b). Glacial to interglacial changes in the settling depth of the Mediterranean Outflow plume. *Paleoceanography*, 20(3). <https://doi.org/10.1029/2004PA001106>
- Rogerson, M., Cacho, I., Jimenez-Espejo, F., Reguera, M. I., Sierro, F. J., Martinez-Ruiz, F., et al. (2008). A dynamic explanation for the origin of the western Mediterranean organic-rich layers: western mediterranean ORLS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(7), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007GC001936>
- Rogerson, M., Rohling, E. J., Bigg, G. R., & Ramirez, J. (2012). Paleocirculation of the Atlantic-Mediterranean exchange: Overview and first quantitative assessment of climatic forcing: ATLANTIC-MEDITERRANEAN EXCHANGE. *Reviews of Geophysics*, 50(2). <https://doi.org/10.1029/2011RG000376>
- Rohling, E. J., & Bryden, H. L. (1994). Estimating past changes in the eastern Mediterranean freshwater budget, using reconstructions of sealevel and hydrography. *Proc. K. Ned. Akad. Wet, Ser, B*, 97, 201–217.
- Romahn, S., Mackensen, A., Groeneveld, J., & Pätzold, J. (2014). Deglacial intermediate water reorganization: new evidence from the Indian Ocean. *Climate of the Past*, 10(1), 293–303. <https://doi.org/10.5194/cp-10-293-2014>
- Rooth, C. (1982). Hydrology and ocean circulation. *Progress in Oceanography*, 11(2), 131–149. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(82\)90006-4](https://doi.org/10.1016/0079-6611(82)90006-4)
- Rosenthal, Y., Boyle, E. A., & Slowey, N. (1997). Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine, and cadmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(3633–3643). [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00181-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00181-6)
- Rosenthal, Y., Lear, C. H., Oppo, D. W., & Linsley, B. K. (2006). Temperature and carbonate ion effects on Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera: The aragonitic species *Hoeglundina elegans*. *Paleoceanography*, 21(PA1007). <https://doi.org/10.1029/2005PA001158>
- Rosby, T. (1996). The North Atlantic Current and surrounding waters: At the crossroads. *Reviews of Geophysics*, 34(4), 463–481. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1029/96RG02214>
- Ruddiman, W. F., & McIntyre, A. (1981). Oceanic Mechanisms for Amplification of the Year Ice Volume Cycle. *Science*, 212(4495), 617–627.
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Müller, P. J., Wefer, G., & Zahn, R. (1999). Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. *Nature*, 402(6761), 511–514. <https://doi.org/10.1038/990069>
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Lohmann, G., Paul, A., Prange, M., & Wefer, G. (2004). Intermediate depth warming in the tropical Atlantic related to weakened thermohaline circulation: Combining paleoclimate data and modeling results for the last deglaciation: TROPICAL ATLANTIC MIDDEPTH WARMING. *Paleoceanography*, 19(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003PA000948>

- Russell, A. D., Hönisch, B., Spero, H. J., & Lea, D. W. (2004). Effects of seawater carbonate ion concentration and temperature on shell U, Mg, and Sr in cultured planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(21), 4347–4361. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.03.013>
- Saenko, O. A., & Weaver, A. J. (2001). Importance of wind-driven sea ice motion for the formation of Antarctic Intermediate Water in a global climate model. *Geophysical Research Letters*, 28(21), 4147–4150. <https://doi.org/10.1029/2001GL013632>
- Salgueiro, E., Naughton, F., Voelker, A. H. L., de Abreu, L., Alberto, A., Rossignol, L., et al. (2014). Past circulation along the western Iberian margin: a time slice vision from the Last Glacial to the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 106, 316–329. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.001>
- Salter, I., Schiebel, R., Ziveri, P., Movellan, A., Lampitt, R., & Wolff, G. A. (2014). Carbonate counter pump stimulated by natural iron fertilization in the Polar Frontal Zone. *Nature Geoscience*, 7(12), 885–889. <https://doi.org/10.1038/ngeo2285>
- Sarmiento, J. L., & Gruber, N. (2006). *Ocean Biogeochemical Dynamics* (Princeton University Press).
- Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S. J. A., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H., & Ganssen, G. (1994). Changes in East Atlantic Deepwater Circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. *Paleoceanography*, 9(2), 209–267. <https://doi.org/10.1029/93PA03301>
- Schmidt, G. A., & Mulitza, S. (2002). Global calibration of ecological models for planktic foraminifera from core-top carbonate oxygen-18. *Marine Micropaleontology*, 44(3–4), 125–140.
- Schmidt, H., Alterskjær, K., Bou Karam, D., Boucher, O., Jones, A., Kristjánsson, J. E., et al. (2012). Solar irradiance reduction to counteract radiative forcing from a quadrupling of CO₂: climate responses simulated by four earth system models. *Earth System Dynamics*, 3(1), 63–78. <https://doi.org/10.5194/esd-3-63-2012>
- Schmidt, M. W., Chang, P., Parker, A. O., Ji, L., & He, F. (2017). Deglacial Tropical Atlantic subsurface warming links ocean circulation variability to the West African Monsoon. *Scientific Reports*, 7(1), 15390. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-15637-6>
- Schmiedl, G., Mackensen, A., & Müller, P. J. (1997). Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: Dependence on food supply and water masses. *Marine Micropaleontology*, 32(3–4), 249–287.
- Schmiedl, G., de Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L., & Picon, P. (2000). Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 40(3), 167–188. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00038-4](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00038-4)
- Schmiedl, Gerhard, & Mackensen, A. (2006). Multispecies stable isotopes of benthic foraminifera reveal past changes of organic matter decomposition and deepwater oxygenation in the Arabian Sea. *Paleoceanography*, 21(4). <https://doi.org/10.1029/2006PA001284>
- Schmiedl, Gerhard, Kuhnt, T., Ehrmann, W., Emeis, K.-C., Hamann, Y., Kotthoff, U., et al. (2010). Climatic forcing of eastern Mediterranean deep-water formation and benthic ecosystems during the past 22 000 years. *Quaternary Science Reviews*, 29(23–24), 3006–3020. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.07.002>
- Schmittner, A., Gruber, N., Mix, A. C., Key, R. M., Tagliabue, A., & Westberry, T. K. (2013). Biology and air–sea gas exchange controls on the distribution of carbon isotope ratios ($\delta^{13}\text{C}$) in the ocean. *Biogeosciences*, 10(9), 5793–5816. <https://doi.org/10.5194/bg-10-5793-2013>
- Schnitker, D. (1980). North Atlantic oceanography as possible cause of Antarctic glaciation and eutrophication. *Nature*, 284, 615–616.
- Schönfeld, J., & Zahn, R. (2000a). Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(1–2), 85–111. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00035-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00035-3)
- Schönfeld, J., & Zahn, R. (2000b). Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(1–2), 85–111. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00035-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00035-3)

- Schulz, H. D., & Zabel, M. (Eds.). (2006). *Marine Geochemistry*. <https://doi.org/10.1007/3-540-32144-6>
- Seidov, D., & Maslin, M. (2001). Atlantic ocean heat piracy and the bipolar climate see-saw during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events. *Journal of Quaternary Science*, 16(4), 321–328. <https://doi.org/10.1002/jqs.595>
- Sen Gupta, B. K., & Machain-Castillo, M. L. (1993). Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, 20(3–4), 183–201. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90032-S](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90032-S)
- Send, U., & Marshall, J. (1995). Integral effects of deep convection. *Journal of Physical Oceanography*, 25(5), 855–872.
- Shackleton, N. J. (1974). Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial.
- Shaffer, G. (2004). Ocean subsurface warming as a mechanism for coupling Dansgaard-Oeschger climate cycles and ice-rafting events. *Geophysical Research Letters*, 31(24), L24202. <https://doi.org/10.1029/2004GL020968>
- Shirayama, Y. (1984). The abundance of deep sea meiobenthos in the Western Pacific in relation to environmental factors. *Oceanologica Acta*, 7(1), 113–121.
- Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., & Haddad, G. (2001). Mediterranean Sea Surface Radiocarbon Reservoir Age Changes Since the Last Glacial Maximum. *Science*, 294(5548), 1917–1920. <https://doi.org/10.1126/science.1063649>
- Siegenthaler, U., & Wenk, T. (1984). Rapid atmospheric CO₂ variations and ocean circulation. *Nature*, 308(5960), 624–626.
- Siegenthaler, Urs, Stocker, T. F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., et al. (2005). Stable Carbon Cycle/Climate Relationship During the Late Pleistocene. *Science*, 310(5752), 1313–1317. <https://doi.org/10.1126/science.1120130>
- Sierro, F. J., Hodell, D. A., Curtis, J. H., Flores, J. A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., et al. (2005). Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography*, 20(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004PA001051>
- Sigman, D. M., & Boyle, E. A. (2000). Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 407(6806), 859–869. <https://doi.org/10.1038/35038000>
- Sigman, D. M., & Hain, M. P. (2012). The Biological Productivity of the Ocean, 3(6).
- Sigman, D. M., McCorkle, D. C., & Martin, W. R. (1998). The calcite lysocline as a constraint on glacial/interglacial low-latitude production changes. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(3), 409–427. <https://doi.org/10.1029/98GB01184>
- Sigman, D. M., Hain, M. P., & Haug, G. H. (2010). The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO₂ concentration. *Nature*, 466(7302), 47–55. <https://doi.org/10.1038/nature09149>
- Skinner, L. C., Shackleton, N. J., & Elderfield, H. (2003). Millennial-scale variability of deep-water temperature and $\delta^{18}\text{O}$ dw indicating deep-water source variations in the Northeast Atlantic, 0–34 cal. ka BP. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(12). <https://doi.org/10.1029/2003GC000585>
- Skinner, L. C., Scrivner, A. E., Vance, D., Barker, S., Fallon, S., & Waelbroeck, C. (2013). North Atlantic versus Southern Ocean contributions to a deglacial surge in deep ocean ventilation. *Geology*, 41(6), 667–670. <https://doi.org/10.1130/G34133.1>
- Skinner, L. C., Waelbroeck, C., Scrivner, A. E., & Fallon, S. (2014). Radiocarbon evidence for alternating northern and southern sources of ventilation of the deep Atlantic carbon pool during the last deglaciation. *PNAS*. <https://doi.org/10.1073/pnas.1400668111>
- Skinner, L. C., Freeman, E., Hodell, D., Waelbroeck, C., Vazquez Riveiros, N., & Scrivner, A. E. (2021). Atlantic Ocean Ventilation Changes Across the Last Deglaciation and Their Carbon Cycle Implications. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 36(2), e2020PA004074. <https://doi.org/10.1029/2020PA004074>
- Smart, C. W. (2008). Abyssal NE Atlantic benthic foraminifera during the last 15 kyr: Relation to variations in seasonality of productivity. *Marine Micropaleontology*, 69(2), 193–211. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.07.007>
- Sortor, R. N., & Lund, D. C. (2011). No evidence for a deglacial intermediate water $\Delta^{14}\text{C}$ anomaly in the SW Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 310(1–2), 65–72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.017>

- Stenni, B. (2006). EPICA Dome C stable isotope data to 44.8 kyr BP. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2006–112). Boulder CO, USA: NOAA/NCDC Paleoclimatology Program.
- Stenni, B., Buiron, D., Frezzotti, M., Albani, S., Barbante, C., Bard, E., et al. (2011). Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation. *Nature Geoscience*, 4(1), 46–49. <https://doi.org/10.1038/ngeo1026>
- Stephens, B. B., & Keeling, R. F. (2000). The influence of Antarctic sea ice on glacial±interglacial CO₂ variations. *Nature*, 404, 171–174.
- Stichel, T., Frank, M., Rickli, J., & Haley, B. A. (2012). The hafnium and neodymium isotope composition of seawater in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 317–318, 282–294. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.025>
- Stichel, T., Hartman, A. E., Duggan, B., Goldstein, S. L., Scher, H., & Pahnke, K. (2015). Separating biogeochemical cycling of neodymium from water mass mixing in the Eastern North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 412, 245–260. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.008>
- Stocker, T. F., & Johnsen, S. J. (2003). A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw: THERMAL BIPOLAR SEESAW. *Paleoceanography*, 18(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003PA000920>
- Stow, D. A. V., Faugères, J.-C., & Gonthier, E. (1986). Facies distribution and textural variation in Faro Drift contourites: Velocity fluctuation and drift growth. *Marine Geology*, 72(1–2), 71–100. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90100-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(86)90100-3)
- Stramma, L., & England, M. (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C9), 20863–20883. <https://doi.org/10.1029/1999JC900139>
- Streeter, S. S. (1973). Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic—Glacial-interglacial contrasts. *Quaternary Research*, 3(1), 131–141.
- Streeter, S. S., & Shackleton, N. J. (1979). Paleocirculation of the Deep North Atlantic: 150,000-Year Record of Benthic Foraminifera and Oxygen-18. *Science*, 203(4376), 168–171.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., & Reimer, R. W. (2005). CALIB 5.0. Retrieved from <http://calib.qub.ac.uk/calib/2005>.
- Stumpf, R., Frank, M., Schönfeld, J., & Haley, B. A. (2010). Late Quaternary variability of Mediterranean Outflow Water from radiogenic Nd and Pb isotopes. *Quaternary Science Reviews*, 29(19–20), 2462–2472. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.021>
- Stuut, J.-B., Smalley, I., & O'Hara-Dhand, K. (2009). Aeolian dust in Europe: African sources and European deposits. *Quaternary International*, 198(1–2), 234–245. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.10.007>
- Sun, X., Corliss, B. H., Brown, C. W., & Showers, W. J. (2006). The effect of primary productivity and seasonality on the distribution of deep-sea benthic foraminifera in the North Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(1), 28–47. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.07.003>
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., et al. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23(11–13), 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., & Fleming, R. H. (1942). *The Oceans : Their Physics, Chemistry, and General Biology*. New York.
- Swift, J. H. (1984). The Circulation of the Denmark Strait and Iceland Scotland Overflow Waters in the North-Atlantic. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 31(11), 1339–1355.
- Swift, J. H., Aagaard, K., & Malmberg, S.-A. (1980). The contribution of the Denmark strait overflow to the deep North Atlantic. *Elsevier Science*, 27(1), 29–42.
- Tachikawa, K., Jeandel, C., & Roy-Barman, M. (1999). A new approach to the Nd residence time in the ocean: the role of atmospheric inputs. *Earth and Planetary Science Letters*, 170(4), 433–446. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00127-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00127-2)
- Tachikawa, K., Athias, V., & Jeandel, C. (2003). Neodymium budget in the modern ocean and paleo-oceanographic implications. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C8). <https://doi.org/10.1029/1999JC000285>

- Tachikawa, K., Roy-Barman, M., Michard, A., Thouron, D., Yeghicheyan, D., & Jeandel, C. (2004). Neodymium isotopes in the Mediterranean Sea: comparison between seawater and sediment signals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(14), 3095–3106. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.01.024>
- Tachikawa, Kazuyo, Arsouze, T., Bayon, G., Bory, A., Colin, C., Dutay, J.-C., et al. (2017). The large-scale evolution of neodymium isotopic composition in the global modern and Holocene ocean revealed from seawater and archive data. *Chemical Geology*, 457, 131–148. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.03.018>
- Tachikawa, Kazuyo, Rapuc, W., Dubois-Dauphin, Q., Guihou, A., & Skonieczny, C. (2020). Reconstruction of ocean circulation based on neodymium isotopic composition. *Oceanography*, 33(2), 80–87.
- Tagliabue, A., & Bopp, L. (2008). Towards understanding global variability in ocean carbon-13: VARIABILITY IN OCEAN CARBON-13. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(1). <https://doi.org/10.1029/2007GB003037>
- Talley, L.D. (1996). Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. In *The South Atlantic* (pp. 219–238).
- Talley, L.D., Pickard, G. L., Emery, W. J., & Swift, J. H. (2011). Southern Ocean, in: *Descriptive Physical Oceanography*. Elsevier, 437–471. <https://doi.org/10.1016/B978-0-7506-4552-2.10013-7>
- Talley, Lynne D. (2013). Closure of the Global Overturning Circulation Through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and Transports. *Oceanography*, 26(1), 80–97.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., et al. (2000). JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168(3–4), 279–281. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00198-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00198-4)
- Tang, J., Dietzel, M., Böhm, F., Köhler, S. J., & Eisenhauer, A. (2008). Sr²⁺/Ca²⁺ and 44Ca/40Ca fractionation during inorganic calcite formation: II. Ca isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(15), 3733–3745. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.05.033>
- Tanhua, T., Olsson, K. A., & Jeansson, E. (2005). Formation of Denmark Strait overflow water and its hydro-chemical composition. *Journal of Marine Systems*, 57(3–4), 264–288. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.05.003>
- Thiagarajan, N., Subhas, A. V., Southon, J. R., Eiler, J. M., & Adkins, J. F. (2014). Abrupt pre-Bølling–Allerød warming and circulation changes in the deep ocean. *Nature*, 511(7507), 75–78. <https://doi.org/10.1038/nature13472>
- Thiede, J. (1978). A Glacial Mediterranean. *Nature*, 276(5689), 680–683. <https://doi.org/10.1038/276680a0>
- Thomas, E., Booth, L., Maslin, M., & Shackleton, N. J. (1995). Northeastern Atlantic benthic foraminifera during the last 45,000 years: Changes in productivity seen from the bottom up. *Paleoceanography*, 10(3), 545–562. <https://doi.org/10.1029/94PA03056>
- Thomsen, L., & Altenbach, A. (1993). Vertical and areal distribution of foraminiferal abundance and biomass in microhabitats around inhabited tubes of marine echinurids. *Marine Micropaleontology*, 20, 303–309. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90039-Z](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90039-Z)
- Thornalley, D. J. R., Elderfield, H., & McCave, I. N. (2010). Intermediate and deep-water paleoceanography of the northern North Atlantic over the past 21,000 years: in Atlantic deep-water past 21 ka. *Paleoceanography*, 25(1). <https://doi.org/10.1029/2009PA001833>
- Thornalley, D. J. R., Barker, S., Broecker, W. S., Elderfield, H., & McCave, I. N. (2011). The Deglacial Evolution of North Atlantic Deep Convection. *Science*, 331(6014), 202–205. <https://doi.org/10.1126/science.1196812>
- Thunell, R. C. (1979). Eastern Mediterranean Sea during the Last Glacial Maximum; an 18,000-years B.P. Reconstruction. *Quaternary Research*, 11(3), 353–372. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(79\)90080-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(79)90080-2)
- Thunell, R. C., & Williams, D. F. (1989). Glacial–Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea: hydrographic and depositional effects. *Nature*, 338(6215), 493–496. <https://doi.org/10.1038/338493a0>
- Tikhonova, A., Merenkova, S., Korsun, S., & Matul, A. (2019). Image dataset of common benthic foraminiferal taxa in the North Atlantic seafloor surface sediments (59.5°N transect) between

- the Labrador sea and Faeroe-Shetland sill. *Data in Brief*, 26, 104554. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2019.104554>
- Tisnérat-Laborde, N., Poupeau, J. J., Tannau, J. F., & Paterne, M. (2001). Development of a Semi-Automated System for Routine Preparation of Carbonate Samples. *Radiocarbon*, 43(2A), 299–304. <https://doi.org/10.1017/S0033822200038145>
- Toggweiler, J. R., & Lea, D. W. (2010). Temperature differences between the hemispheres and ice age climate variability. *Paleoceanography*, 25(2). <https://doi.org/10.1029/2009PA001758>
- Toucanne, S., Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., et al. (2007). Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246(2–4), 354–366. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.10.007>
- Toucanne, Samuel, Jouet, G., Ducassou, E., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Angue Minto'o, C. M., et al. (2012). A 130,000-year record of Levantine Intermediate Water flow variability in the Corsica Trough, western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews*, 33, 55–73. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.020>
- Toucanne, Samuel, Soulet, G., Freslon, N., Silva Jacinto, R., Dennielou, B., Zaragosi, S., et al. (2015). Millennial-scale fluctuations of the European Ice Sheet at the end of the last glacial, and their potential impact on global climate. *Quaternary Science Reviews*, 123, 113–133. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.010>
- Toucanne, Samuel, Soulet, G., Vázquez Riveiros, N., Boswell, S. M., Dennielou, B., Waelbroeck, C., et al. (2021). The North Atlantic Glacial Eastern Boundary Current as a Key Driver for Ice-Sheet—AMOC Interactions and Climate Instability. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 36(3). <https://doi.org/10.1029/2020PA004068>
- Toyofuku, T., Kitazato, H., Kawahata, H., Tsuchiya, M., & Nohara, M. (2000). Evaluation of Mg/Ca thermometry in foraminifera: Comparison of experimental results and measurements in nature. *Paleoceanography*, 15(4), 456–464. <https://doi.org/10.1029/1999PA000460>
- Tribovillard, N., & Baudin, F. (2018). Sedimentology de la matière organique en milieu marin : le point de départ de la formation des roches mères d'hydrocarbures. *Ann. Soc. Géol. Nord*.
- Tsuchiya, M., Talley, L., & McCartney, M. (1994). Water-mass distributions in the western South Atlantic; a section from South Georgia Island (54S) northward across the equator. *Journal of Marine Research*. <https://doi.org/10.1357/0022240943076759>
- Tsuchiya, Masahiko, Sako, K., Yura, S., & Yonemasu, Y. (1992). Cerebral blood flow and histopathological changes following permanent bilateral carotid artery ligation in Wistar rats. *Experimental Brain Research*, 89(1). <https://doi.org/10.1007/BF00229004>
- Valley, S., Lynch-Stieglitz, J., & Marchitto, T. M. (2017). Timing of Deglacial AMOC Variability From a High-Resolution Seawater Cadmium Reconstruction. *Paleoceanography*, 32(11), 1195–1203. <https://doi.org/10.1002/2017PA003099>
- Van De Flierdt, T., Griffiths, A. M., Lambelet, M., Little, S. H., Stichel, T., & Wilson, D. J. (2016). Neodymium in the oceans: a global database, a regional comparison and implications for palaeoceanographic research. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 374(2081), 20150293. <https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0293>
- Van der Zwann, G. J., Duijnste, I. A. P., den Dulk, M., Ernst, S. R., Jannink, N. T., & Kouwenhoven, T. J. (1999). Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Science Direct*, (46), 213–236.
- Van Heuven, S. M. A. C., Hoppema, M., Huhn, O., Slagter, H. A., & De Baar, H. J. W. (2011). Direct observation of increasing CO₂ in the Weddell Gyre along the Prime Meridian during 1973–2008. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 58(25–26), 2613–2635. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2011.08.007>
- Vellinga, M., & Wood, R. A. (2002). Global Climatic Impacts of a Collapse of the Atlantic Thermohaline Circulation, 54, 251–267.
- Venz, K. A., Hodell, D. A., Stanton, C., & Warnke, D. A. (1999). A 1.0 Myr Record of Glacial North Atlantic Intermediate Water Variability from ODP Site 982 in the Northeast Atlantic. *Paleoceanography*, 14(1), 42–52. <https://doi.org/10.1029/1998PA900013>

- Vergnaud-Grazzini, C., Caralp, M., Faugères, J.-C., Gonthier, E., Grousset, F., Pujol, C., & Saliège, J.-F. (1989). Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18 000 years BP. *Oceanologica Acta*, 12(4), 305–324.
- de Villiers, S. (1999). Seawater strontium and Sr/Ca variability in the Atlantic and Pacific oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(4), 623–634.
- Vitorino, J., Oliveira, A., Jouanneau, J. M., & Frago, T. (2002). Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 1: physical processes. *Elsevier Science*, 52(2–4), 129–153.
- Voelker, A., Lebreiro, S., Schonfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., & Abrantes, F. (2006). Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters*, 245(1–2), 39–55. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.014>
- Volk, T., & Hoffert, M. I. (1985). Ocean Carbon Pumps: Analysis of Relative Strengths and Efficiencies in Ocean-Driven Atmospheric CO₂ Changes, 32. <https://doi.org/10.1029/GM032p0099>
- Von Blanckenburg, F., & Igel, H. (1999). Lateral mixing and advection of reactive isotope tracers in ocean basins: observations and mechanisms. *Earth and Planetary Science Letters*, 169(1–2), 113–128. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00070-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00070-9)
- Wacker, L., Fahrni, S. M., Hajdas, I., Molnar, M., Synal, H.-A., Szidat, S., & Zhang, Y. L. (2013). A versatile gas interface for routine radiocarbon analysis with a gas ion source. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 294, 315–319. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.02.009>
- Waelbroeck, C., Skinner, L. C., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., Michel, E., Vazquez Riveiros, N., et al. (2011). The timing of deglacial circulation changes in the Atlantic. *Paleoceanography*, 26(3). <https://doi.org/10.1029/2010PA002007>
- Weaver, A. J., Saenko, O. A., Clark, P. U., & Mitrovica, J. X. (2003). Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bølling-Allerød Warm Interval. *Science*, 299(5613), 1709–1713.
- van Weering, T. C. E., de Stigter, H. C., Boer, W., & de Haas, H. (2002). Recent sediment transport and accumulation on the NW Iberian margin. *Progress in Oceanography*, 52(2–4), 349–371. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00015-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00015-0)
- Weldeab, S., Friedrich, T., Timmermann, A., & Schneider, R. R. (2016). Strong middepth warming and weak radiocarbon imprints in the equatorial Atlantic during Heinrich 1 and Younger Dryas. *Paleoceanography*, 31(8), 1070–1082. <https://doi.org/10.1002/2016PA002957>
- White, M. (2006). The hydrographic setting for the carbonate mounds of the Porcupine Bank and Sea Bight. *International Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0099-1>
- White, Martin. (2007). Benthic dynamics at the carbonate mound regions of the Porcupine Sea Bight continental margin. *International Journal of Earth Sciences*, 96(1), 1–9. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0099-1>
- White, Martin, & Dorschel, B. (2010). The importance of the permanent thermocline to the cold water coral carbonate mound distribution in the NE Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 296(3–4), 395–402. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.025>
- Wienberg, C., Titschack, J., Frank, N., De Pol-Holz, R., Fietzke, J., Eisele, M., et al. (2020). Deglacial upslope shift of NE Atlantic intermediate waters controlled slope erosion and cold-water coral mound formation (Porcupine Seabight, Irish margin). *Quaternary Science Reviews*, 237, 106310. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106310>
- Willamowski, C., & Zahn, R. (2000). Upper ocean circulation in the glacial North Atlantic from benthic foraminiferal isotope and trace element fingerprinting. *Environmental Science*.
- Wollenburg, J. E., & Mackensen, A. (1998a). Living benthic foraminifers from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity. *Marine Micropaleontology*, 34(3–4), 153–185.
- Wollenburg, J. E., & Mackensen, A. (1998b). On the vertical distribution of living (rose bengal stained) benthic foraminifers in the Arctic Ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, 28(4), 268–285.
- Woodruff, F., Savin, S. M., & Douglas, R. G. (1980). Biological fractionation of oxygen and carbon isotopes by recent benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 5, 3–11.
- Xie, R. C., Marcantonio, F., & Schmidt, M. W. (2012). Deglacial variability of Antarctic Intermediate Water penetration into the North Atlantic from authigenic neodymium isotope ratios. *Paleoceanography*, 27(3). <https://doi.org/10.1029/2012PA002337>

- Yu, E.-F., Francois, R., & Bacon, M. P. (1996). Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data. *Nature (London)*, 379(6567), 689–694.
- Yu, J., & Elderfield, H. (2007). Benthic foraminiferal B/Ca ratios reflect deep water carbonate saturation state. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1–2), 73–86. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.025>
- Yu, J., & Elderfield, H. (2008a). Mg/Ca in the benthic foraminifera *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Cibicidoides mundulus*: Temperature versus carbonate ion saturation. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(1–2), 129–139. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.015>
- Yu, J., & Elderfield, H. (2008b). Mg/Ca in the benthic foraminifera *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Cibicidoides mundulus*: Temperature versus carbonate ion saturation. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(1–2), 129–139. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.015>
- Yu, J., Day, J., Greaves, M., & Elderfield, H. (2005). Determination of multiple element/calcium ratios in foraminiferal calcite by quadrupole ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(8). <https://doi.org/10.1029/2005GC000964>
- Yu, J., Elderfield, H., & Piotrowski, A. M. (2008). Seawater carbonate ion- $\delta^{13}\text{C}$ systematics and application to glacial–interglacial North Atlantic ocean circulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1–4), 209–220. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.010>
- Yu, J., Elderfield, H., Jin, Z., Tomascak, P., & Rohling, E. J. (2014). Controls on Sr/Ca in benthic foraminifera and implications for seawater Sr/Ca during the late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 98, 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.05.018>
- Yu, Z., Colin, C., Ma, R., Meynadier, L., Wan, S., Wu, Q., et al. (2018). Antarctic Intermediate Water penetration into the Northern Indian Ocean during the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 500, 67–75. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.006>
- Yu, Z., Colin, C., Wilson, D. J., Bayon, G., Song, Z., Sepulcre, S., et al. (2022). Millennial Variability in Intermediate Ocean Circulation and Indian Monsoonal Weathering Inputs During the Last Deglaciation and Holocene. *Geophysical Research Letters*, 49(21), e2022GL100003. <https://doi.org/10.1029/2022GL100003>
- Zahn, R., & Stüber, A. (2002). Suborbital intermediate water variability inferred from paired benthic foraminiferal Cd/Ca and N^{13}C in the tropical West Atlantic and linking with North Atlantic climates. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(1–2), 191–205.
- Zahn, R., Winn, K., & Sarnthein, M. (1986). Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina Peregrina* group and *Cibicidoides Wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, 1(1), 27–42. <https://doi.org/10.1029/PA001i001p00027>
- Zahn, R., Sarnthein, M., & Erlenkeuser, H. (1987). Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the Late Quaternary. *Paleoceanography*, 2(6), 543–559. <https://doi.org/10.1029/PA002i006p00543>
- Zahn, R., Schönfeld, J., Kudrass, H.-R., Park, M.-H., Erlenkeuser, H., & Grootes, P. (1997a). Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: Stable isotope and ice-rafted detritus records from Core SO75-26KL, Portuguese Margin. *Paleoceanography*, 12(5), 696–710. <https://doi.org/10.1029/97PA00581>
- Zahn, R., Schönfeld, J., Kudrass, H.-R., Park, M.-H., Erlenkeuser, H., & Grootes, P. (1997b). Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: Stable isotope and ice-rafted detritus records from Core SO75-26KL, Portuguese Margin. *Paleoceanography*, 12(5), 696–710. <https://doi.org/10.1029/97PA00581>
- Zeebe, R. E. (2012). History of Seawater Carbonate Chemistry, Atmospheric CO_2 , and Ocean Acidification. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40, 141–165. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105521>
- Zeebe, R. E., & Wolf-Gladrow, D. A. (2001). CO_2 in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes. *Journal of Marine Systems*.
- Zenk, W. (1975a). On the Mediterranean outflow west of Gibraltar. *Meteor Forschung-Ergebnisse*, 16(A), 23–34.
- Zenk, Walter. (1975b). On the Origin of the intermediate double-maxima in T/S profiles from the North Atlantic. *Forsh.-Ergebn*, 16(A), 35–43.

- Zenk, Walter, & Armi, L. (1990). The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese continental slope. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 37(12), 1805–1823. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90079-B](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90079-B)
- Zhang, R., & Delworth, T. L. (2005). Simulated Tropical Response to a Substantial Weakening of the Atlantic Thermohaline Circulation. *Journal of Climate*, 18(12), 1853–1860. <https://doi.org/10.1175/JCLI3460.1>
- Zou, S., Lozier, M. S., & Xu, X. (2020). Latitudinal Structure of the Meridional Overturning Circulation Variability on Interannual to Decadal Time Scales in the North Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 33(9), 3845–3862. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0215.1>


Annexes

Radiocarbon, Vol 00, Nr 00, 2022, p 1–11

DOI:10.1017/RDC.2022.71

Selected Papers from the 3rd Radiocarbon in the Environment Conference, Gliwice, Poland, 5–9 July 2021
© The Author(s), 2022. Published by Cambridge University Press for the Arizona Board of Regents on behalf of the University of Arizona. This is an Open Access article, distributed under the terms of the Creative Commons Attribution licence (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>), which permits unrestricted re-use, distribution and reproduction, provided the original article is properly cited.

IDENTIFICATION IN PORE WATERS OF RECYCLED SEDIMENT ORGANIC MATTER USING THE DUAL ISOTOPIC COMPOSITION OF CARBON ($\delta^{13}\text{C}$ AND $\Delta^{14}\text{C}$): NEW DATA FROM THE CONTINENTAL SHELF INFLUENCED BY THE RHÔNE RIVER

J-P Dumoulin^{1*}  • C Rabouille² • S Pourtout² • B Bombled² • B Lansard² • I Caffy¹ • S Hain¹ • M Perron¹ • M Sieudat¹ • B Thellier¹ • E Delqué-Količ¹ • C Moreau¹ • L Beck¹

¹Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14), LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, F-91191 Gif-sur-Yvette, France

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR 8212 CEA-CNRS-UVSQ et IPSL, Université Paris-Saclay, 91190 Gif sur Yvette, France

ABSTRACT. Estuaries and deltas are crucial zones to better understand the interactions between continents and oceans, and to characterize the mineralization and burial of different sources of organic matter (OM) and their effect on the carbon cycle. In the present study, we focus on the continental shelf of the northwest Mediterranean Sea near the Rhône river delta. Sediment cores were collected and pore waters were sampled at different depths at one station (Station E) located on this shelf. For each layer, measurements of dissolved inorganic carbon concentration (DIC) and its isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\Delta^{14}\text{C}$) were conducted and a mixing model was applied to target the original signature of the mineralized OM. The calculated $\delta^{13}\text{C}$ signature of the mineralized organic matter is in accordance with previous results with a $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ of marine origin that is not significantly impacted by the terrestrial particulate inputs from the river. The evolution with depth of $\Delta^{14}\text{C}$ shows two different trends indicating two different $\Delta^{14}\text{C}$ signatures for the mineralised OM. In the first 15 cm, the mineralized OM is modern with a $\Delta^{14}\text{C}_{\text{OM}} = 100 \pm 17\%$ and corresponds to the OM produced during the nuclear period of the last 50 years. Deeper in the sediment, the result is very different with a depleted value $\Delta^{14}\text{C}_{\text{OM}} = -172 \pm 60\%$ which corresponds to the pre-nuclear period. In these two cases, the marine substrate was under the influence of the local marine reservoir effect with more extreme $\Delta^{14}\text{C}$ results. These differences can be largely explained by the influence of the river plume on the local marine DIC during these two periods.

KEYWORDS: pore waters, radiocarbon AMS dating, rivers, sediments, stable isotopes.

Article : Données réalisées au cours de mon stage de Master 2 et publiées dans la revue « Radiocarbon ».

Annexes

Tableau 1 : Échantillonnage de la carotte SU92-28 (Section 1)

Profondeurs cumulées (cm)	Section	Poids humide (g)	Poids sec (g)	Poids sachet (g)	Poids sec soustrait du sachet (g)	Poids fraction >150u (g)	Poids fraction 63-150u (g)
3	5	32,589	21,391	2,746	18,645	0,148	0,298
7	9	40,115	25,722	2,800	22,922	0,294	0,487
12	13	35,236	22,858	2,757	20,101	0,244	0,478
16	18	37,361	24,377	2,778	21,599	0,222	0,409
23	24	33,646	21,976	2,730	19,246	0,253	0,420
29	30	30,555	20,253	2,692	17,561	0,225	0,421
34	35	26,105	17,349	2,746	14,603	0,142	0,348
38	40	49,820	32,389	2,708	29,681	0,231	0,509
42	44	33,879	21,999	2,748	19,251	0,223	0,421
47	49	45,225	29,715	2,699	27,016	0,590	0,752
52	53	40,672	26,962	2,686	24,276	0,471	0,770
56,5	57,5	41,188	27,277	2,731	24,547	0,447	0,763
61	63	57,200	37,381	2,747	34,634	0,568	1,056
64,5	65,5	49,820	28,736	2,704	26,032	0,479	0,673
68	69	43,652	29,583	2,724	26,859	0,350	0,642
70,5	72,5	36,786	24,743	2,699	22,044	0,373	0,560
74,5	75,5	39,192	26,200	2,726	23,473	0,291	0,604
79	80	30,173	20,592	2,785	17,807	0,384	0,625
82,5	83,5	40,411	27,438	2,753	24,684	0,537	0,878
84,5	85,5	58,764	39,414	2,692	36,722	0,833	1,219
87,5	88,5	46,317	31,484	2,733	28,751	0,788	1,208
92,5	93,5	62,490	42,475	2,720	39,755	2,036	3,026
94	96	50,986	34,006	2,735	31,271	2,109	2,581
97	98	52,942	36,877	2,771	34,106	1,210	2,107
99,5	100,5	36,519	26,550	2,746	23,804	0,220	1,806
103	104	49,817	36,674	2,693	33,981	0,443	3,751
105	106	59,139	43,781	2,734	41,047	0,467	3,686
107	108	44,235	32,671	2,722	29,950	0,421	2,431
110	111	50,534	37,628	2,798	34,830	0,401	3,411
112,5	113,5	47,770	35,527	2,752	32,774	0,341	3,308
115	116	43,120	31,447	2,668	28,780	0,241	1,744
117	118	61,024	43,517	2,708	40,809	0,288	1,943
120	121	50,792	35,747	2,794	32,953	1,155	0,869
123	124	55,583	38,839	2,724	36,115	0,252	0,729
126	127	40,614	28,552	2,711	25,841	0,196	0,647
128	129	38,741	27,016	2,773	24,244	0,175	0,377
130,5	131,5	39,256	27,320	2,731	24,589	0,166	0,425
133	134	59,873	41,734	2,764	38,970	0,249	0,581
136	137	41,082	28,575	2,731	25,843	0,146	0,344
139	140	50,349	34,937	2,762	32,175	0,151	0,385
141	142	45,501	31,858	2,707	29,151	0,148	0,398
143	144	61,914	43,121	2,962	40,159	0,301	0,473
145,5	146,5	41,781	29,407	2,761	26,646	0,164	0,304
147,5	148,5	43,709	30,640	2,764	27,877	0,180	0,252

Annexes

Tableau 1 (suite) : Échantillonnage de la carotte SU92-28 (Section 2)

Profondeurs cumulées (cm)		Section	Poids humide (g)	Poids sec (g)	Poids sachet (g)	Poids sec soustrait du sachet (g)	Poids fraction >150u (g)	Poids fraction 63-150u (g)
151	152	II	41,236	29,695	2,812	26,883	0,228	0,251
153,5	154,5	II	46,411	33,521	2,824	30,697	0,154	0,332
155,5	156,5	II	37,321	26,937	2,842	24,096	0,144	0,244
158	159	II	51,377	36,513	2,826	33,687	0,196	0,353
160,5	161,5	II	36,174	25,929	2,788	23,140	0,194	0,250
163	164	II	53,499	37,590	2,814	34,776	0,261	0,447
166	167	II	37,094	26,307	2,820	23,487	0,135	0,313
168	169	II	41,821	29,664	2,841	26,824	0,189	0,399
170,5	171,5	II	36,435	26,017	2,861	23,156	0,129	0,317
173	174	II	39,137	28,881	2,857	26,024	0,115	0,738
175,5	176,5	II	41,280	30,988	2,888	28,100	0,183	1,350
178	179	II	36,495	27,313	2,886	24,428	0,107	0,967
180,5	181,5	II	43,023	32,362	2,858	29,504	0,255	1,396
180,5	183,5	II	14,898	11,613	2,819	8,793	0,138	0,565
183,5	185	II	45,888	34,594	2,672	31,922	0,264	2,089
185	186	II	54,877	40,978	2,834	38,144	0,293	2,073
188,5	189,5	II	42,780	31,845	2,891	28,954	0,276	1,555
190,5	191,5	II	36,145	26,735	2,945	23,790	0,193	0,889
193,5	194,5	II	39,534	30,148	2,884	27,265	0,161	0,589
195,5	196,5	II	37,523	27,673	2,881	24,792	0,139	0,448
199	200	II	51,110	35,659	2,804	32,856	0,213	0,753
200,5	201,5	II	45,388	31,893	2,891	29,002	0,239	0,616
202	203	II	20,440	14,762	2,866	11,895	0,091	0,300
204	205	II	53,199	36,969	2,846	34,123	0,243	0,978
206	207	II	33,945	23,834	2,834	21,000	0,101	0,359
208	209	II	48,862	34,550	2,812	31,737	0,167	0,870
210,5	214	II	15,533	11,302	2,851	8,452	0,051	0,232
210,5	211,5	II	36,781	25,918	2,877	23,041	0,190	0,697
214	215	II	10,329	7,812	2,816	4,996	0,021	0,126
215	216	II	35,683	25,087	2,872	22,215	0,133	0,490
216	217	II	49,325	34,722	2,829	31,893	0,123	0,599
218	219	II	58,102	41,232	2,844	38,389	0,253	0,963
220,5	221,5	II	60,127	43,126	2,851	40,276	0,525	1,388
223,5	224,5	II	63,577	46,285	2,840	43,445	0,828	1,151
225,5	226,5	II	40,881	29,410	2,784	26,626	0,348	0,877
228	229	II	50,572	36,286	2,886	33,400	0,618	1,257
230	231	II	32,550	23,793	2,871	20,923	0,421	0,860
232	233	II	32,550	27,105	2,765	24,340	0,428	0,984
233,5	234,5	II	37,466	19,780	2,825	16,955	0,243	0,646
234	235	II	52,578	37,773	2,779	34,994	0,560	1,570
236	237	II	52,654	38,353	2,822	35,531	0,478	0,656
238,5	239,5	II	42,983	31,286	2,798	28,488	0,264	1,241
241	242	II	44,537	32,410	2,792	29,617	0,236	0,994
244	245	II	36,429	26,641	2,805	23,836	0,263	0,918
246	247	II	42,502	30,140	2,931	27,209	0,176	0,656
248	249	II	60,057	43,072	2,848	40,225	0,337	1,065
251	252	II	52,632	38,107	2,908	35,199	0,209	0,797
253,5	254,5	II	40,685	29,684	2,864	26,821	0,150	0,543
256,5	257,5	II	40,758	29,651	2,892	26,759	0,183	0,600
258,5	260,5	II	41,888	31,631	2,905	28,727	0,214	0,634
263	264	II	44,572	32,317	2,835	29,481	0,228	0,768
266	267	II	49,534	36,031	2,894	33,137	0,293	1,078
269	270	II	47,597	34,584	2,937	31,647	0,194	0,725
272,5	273,5	II	30,571	22,355	2,950	19,404	0,102	0,253
276	277	II	38,741	27,561	2,943	24,619	0,108	0,325
280	281	II	34,603	25,166	2,930	22,236	0,233	0,619
282,5	283,5	II	27,542	20,274	2,961	17,313	0,094	0,404
285	286	II	41,364	32,031	2,983	29,049	0,150	0,596
288	289	II	38,962	28,355	2,901	25,453	0,112	0,355
291	292	II	50,954	37,034	2,892	34,142	0,106	0,513
294,5	295,5	II	47,877	34,048	2,950	31,098	0,116	0,402
298	299	II	37,828	27,725	2,999	24,726	0,174	0,464

Annexes

Tableau 1 (suite) : Échantillonnage de la carotte SU92-28 (Section 3)

Profondeurs cumulée (cm)	Section	Poids humide (g)	Poids sec (g)	Poids sachet (g)	Poids sec soustrait du sachet (g)	Poids fraction >150u (g)	Poids fraction 63-150u (g)
301	302	42,137	31,084	2,949	28,135	0,181	0,506
304,5	305,5	52,757	38,389	3,000	35,389	0,193	0,709
306,5	307,5	42,780	31,232	2,955	28,277	0,193	0,523
309,5	310,5	43,377	32,039	2,984	29,055	0,159	0,614
312	314	49,066	35,940	2,929	33,011	0,174	0,584
316	317	39,149	28,922	2,962	25,961	0,085	0,324
319,5	321,5	67,900	49,270	2,984	46,286	0,212	0,768
325	326	55,114	40,822	2,913	37,908	0,160	0,947
328,5	329,5	44,955	33,057	2,925	30,132	0,336	1,124
331	332	61,226	46,310	2,933	43,377	0,262	1,612
334,5	336,5	62,279	46,249	2,941	43,309	0,191	0,785
339	340	53,505	38,170	2,970	35,200	0,448	1,227
341,5	342,5	67,287	48,464	3,006	45,458	0,263	0,972
345	346	57,361	42,687	2,999	39,688	0,180	1,367
349	350	60,094	44,684	3,013	41,670	0,160	0,959
353	355	67,613	50,132	3,012	47,120	0,161	0,898
357	358	53,007	39,373	2,972	36,401	0,101	0,562
360,5	361,5	60,641	44,411	3,044	41,367	0,131	0,592
364,5	365,5	51,318	38,173	2,920	35,253	0,069	0,586
368	369	55,185	40,784	2,975	37,810	0,130	0,672
372	374	76,966	56,474	2,925	53,549	0,257	0,833

