

NNT : 2016SACLS555

THESE DE DOCTORAT  
DE  
L'UNIVERSITE PARIS-SACLAY  
PREPAREE A  
"L'UNIVERSITE DE PARIS-SUD"

ECOLE DOCTORALE N° (579)  
Sciences Mécaniques et Energétiques, Matériaux et Géosciences

Météorologie, Océanographie Physique de l'Environnement

Par

Mr. Naoufel Abdeldjalyl Haddam

Rôle de l'Océan Austral dans les Variations Climatiques Rapides de la Dernière  
Transition Glaciaire-Holocène : Approche Géochimique et Micropaléontologique

Thèse présentée et soutenue à l'Université de Paris-Sud le, 12/12/2016 :

Composition du Jury :

Mme Bartolini, Annachiara	Professeur, Musée National d'Histoires Naturelles	Rapporteur
M. Martinez, Philippe	Professeur, Université de Bordeaux	Rapporteur
M. Colin, Christophe	Professeur, Université de Paris-Sud	Président du Jury
Mme Elliot, Mary	Professeur, Université de Nantes	Examinatrice
M. Lamy, Frank	Chercheur, Alfred Wegener Institut	Examinateur
M. Siani, Giuseppe	Professeur, Université de Paris-Sud	Directeur de thèse
Mme Michel, Elisabeth	Chercheur, LSCE, Gif-sur-Yvette	Co-Encadrante de thèse







## Remerciements

Trois ans (et trois mois de rab pour ma part, soit 3.25 ans pour les matheux) d'une vie à se focaliser sur un sujet unique, parfois à la limite de l'obsession, une obsession saine la plupart du temps. C'est ainsi que je définirai une thèse, qui s'est déroulée dans mon cas avec bien plus de hauts que de bas, grâce à de nombreuses personnes que je remercie bien chaleureusement.

Tout d'abord, j'aimerais remercier mes directeurs de thèse **Elisabeth** et **Giuseppe**, qui m'ont fait confiance du début à la fin, qui m'ont soutenu, et m'ont laissé m'exprimer. A entreprendre une thèse avec eux, on se retrouve dans l'équilibre parfait; une balance constante entre optimisme et réalisme. L'entente aussi a été complète, ce qui n'est pas toujours le cas lors du rapport complexe : directeur de thèse / thésard. Je peux le dire maintenant que ce travail touche à sa fin, j'ai eu beaucoup de chance de tomber sur eux !

Si j'en suis arrivé là c'est aussi grâce à **Sophie Sepulcre**, qui, lorsque j'étais en Master 1 m'a proposé d'embarquer sur le Marion Dufresne durant la mission MONOPOL. Ceci a avivé mon intérêt pour le domaine de la paléoclimatologie. Une année plus tard, Sophie et **Laetitia Licari** me confièrent un sujet de stage de Master 2 durant lequel je me suis rendu compte à quel point j'apprécie compter et identifier des espèces de foraminifères (à la grande surprise de beaucoup de gens). Je les remercie pour ceci, ainsi que les agréables moments que j'ai passé durant ces stages.

Un grand merci à **Gülây Isguder** et **Fabien Dewild** qui m'ont beaucoup appris, et qui ont énormément contribué à la quantité et la qualité des données présentées dans ce manuscrit.

Je remercie également les membres du Jury qui ont accepté de juger ce travail, et qui ont apporté des remarques très pertinentes et constructives. Merci donc à **Annachiara Bartolini**, **Christophe Colin**, **Mary Elliot**, **Frank Lamy**, et **Philippe Martinez**.

Je tiens à remercier le laboratoire **GEOPS** et le **LSCE** qui m'ont accueilli, et je remercie aussi leurs directeurs respectifs, **Eric Chassefière** et **Elsa Cortijo**, ainsi que le directeur de l'école doctorale **SMEMAG**, **Xavier Quidelleur**, toujours serein et très disponible. Je tiens à remercier aussi les membres des équipes **PDS** et **PALEOCEAN**, notamment **Natalia Vazquez Riveiros** qui m'a souvent guidé tel un phare dans la brume, un phare galicien en l'eau-cul-rance.

Je voudrai aussi remercier **Pascale Braconnot**, **Masa Kageyama**, **Stéphanie Duchamp-Alphonse**, **Frédéric Vivier** et **Ralf Schiebel** pour les conseils et expertises qu'ils ont apporté à ce travail.

Ces 3 années n'auraient pas été les mêmes sans les doctorants du 3<sup>ème</sup> étage au LSCE, et ceux de GEOPS, notamment **Alison**, **Cindy**, **Claire**, **Hugo**, **Jens**, **Laurine**, **Lise**, **Marion**, **Marion-Maryvonne**, **Pierre**, **Rana**, **Romain**, **Wiem**, **Yu**...

Merci à vous, pour la bonne humeur, la boufетance, les cafés, et pleins d'autres choses !

Je tiens à remercier **mes parents**, qui m'ont toujours soutenu, conseillé, et ont toujours veillé à ce que je sois à la hauteur de tout ce que j'entreprends. Ils m'ont poussé, après le baccalauréat, à faire ce que je voulais dans ma vie ; alors Papa, Mama, je fais ce que je veux, Na !

Un grand merci aussi à ma sœur **Inès** (qui me fait sourire quelle que soit mon humeur), ma tante **Nadia** et mon cousin **Samir**.

Enfin, mes remerciements les plus forts vont à **Anouk Villedieu**, car c'est elle l'unique victime collatérale de ce travail. Elle a supporté mes sautes d'humeurs et les (rares) instants d'abattement, notamment lors du stade terminal de cette thèse. Ce manuscrit t'est donc dédié, Anouk.

Bonne lecture !







# Sommaire

<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	<b>1</b>
<b>CHAPITRE 1 : CONTEXTE DU PACIFIQUE SUD-EST</b> .....	<b>9</b>
I.1 CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE .....	10
I.2 CIRCULATION ATMOSPHERIQUE.....	14
I.3 PRECIPITATIONS .....	16
I.4 CIRCULATION OCEANIQUE.....	17
I.4.1 <i>Circulation de surface</i> .....	17
I.4.2 <i>Circulation profonde</i> .....	19
<b>CHAPITRE 2 : INTRODUCTION DES TRACEURS PERMETTANT LA RECONSTITUTION DES PROPRIETES PHYSICOCHIMIQUES DE L'OCEAN DE SURFACE ET DE FOND</b> .....	<b>23</b>
II.1 RECONSTITUTION DES TEMPERATURES OCEANQUES DE SURFACE A PARTIR DES COMPTAGES DE FORAMINIFERES PLANCTONIQUES .....	25
II.2 RECONSTITUTION DES CONDITIONS ECOLOGIQUES DANS L'EAU DE FOND A PARTIR DES COMPTAGES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES.....	45
II.3 PROPRIETE ISOTOPIQUES DE L'EAU ( $\Delta^{18}\text{O}$ , $\Delta^{13}\text{C}$ ) .....	46
II.3.1 <i>Le <math>\delta^{18}\text{O}</math> dans l'océan</i> .....	47
II.3.2 <i>Le <math>\delta^{13}\text{C}</math> dans l'océan</i> .....	50
<b>CHAPITRE 3 : VARIATION DU GRADIENT LATITUDINAL DES TEMPERATURES OCEANQUES DE SURFACE LE LONG DE LA MARGE CHILIENNE DEPUIS LA DERNIERE TRANSITION GLACIAIRE-INTERGLACIAIRE</b> .....	<b>57</b>
SEA-SURFACE TEMPERATURE RECONSTRUCTIONS ALONG THE SOUTH CHILEAN MARGIN SINCE THE LATE GLACIAL: NEW INSIGHTS ON THE THERMAL LATITUDINAL GRADIENT (41° - 49° S).....	63
I. INTRODUCTION.....	64
II. REGIONAL SETTING .....	66
II.1. <i>Atmospheric and continental setting</i> .....	66
II.2. <i>Hydrology</i> .....	68
III. MATERIAL AND METHODS .....	69
III.1. <i>Temperature reconstruction</i> .....	70
III.2. <i>Stable oxygen and carbon isotopes analyses</i> .....	71
III.3. <i>Radiocarbon Analyses</i> .....	72
IV. RESULTS.....	73
IV.1. <i>Age model</i> .....	73
IV.2. <i>G. bulloides <math>\delta^{18}\text{O}</math></i> .....	74
IV.3. <i>Sea surface temperatures</i> .....	77
IV.4. <i><math>\delta^{18}\text{O}</math> of the seawater</i> .....	78
V. DISCUSSION.....	80
V.1. <i>Past variations of the latitudinal MAT-derived SST gradient in the SEP</i> .....	80
V.2. <i>Comparison with UK 37-derived SST</i> .....	86
V.3. <i>Mechanisms</i> .....	89
VI. CONCLUSIONS .....	94
<b>CHAPITRE 4: VARIATION DE L'INTENSITE DE LA VENTILATION DES EAUX INTERMEDIAIRES ANTARCTIQUES (AAIW) DURANT LES DERNIERS 22 000 ANS.</b> .....	<b>101</b>
VARIATION OF THE AAIW VENTILATION INTENSITY DURING THE LAST 22 000 YEARS.....	103

I.	INTRODUCTION.....	103
II.	STUDY AREA .....	105
	II.1. Atmospheric and continental setting.....	105
	II.2. Surface hydrology.....	107
	II.3. Deep hydrology.....	107
III.	MATERIAL AND METHODS.....	108
	III.1. Faunal countings .....	108
	III.2. Foraminifera accumulation rates and Shannon diversity index calculation .....	109
	III.3. Isotopic measurements.....	110
IV.	RESULTS .....	111
	IV.1. Foraminifera accumulation rates .....	111
	IV.2. Benthic faunal content .....	113
	IV.3. H index.....	115
	IV.4. Oxygen concentration.....	115
	IV.5. Benthic foraminifera Carbon and oxygen stable isotopes .....	117
V.	DISCUSSION.....	119
	V.1. Evidences for enhanced upwelling events during the deglaciation.....	119
	V.2. Intermediate and deep water ventilations since the late glacial .....	122
VI.	CONCLUSION.....	126
<b>CHAPITRE 5: SYNTHÈSE.....</b>		<b>131</b>
I.	CALIBRATION DES RECONSTITUTIONS DE SST .....	132
II.	VARIATION DU GRADIENT LATITUDINAL DE SST LE LONG DE LA MARGE CHILIENNE DEPUIS LES DERNIERS 22 KANS. 133	
III.	VARIATION DE L'INTENSITE DE LA VENTILATION DES EAUX INTERMEDIAIRES ANTARCTIQUES DURANT LES DERNIERS 22 000 ANS. ....	136
IV.	LIENS ENTRE LES PROCESSUS DE SURFACE ET DE FOND ET SON IMPLICATION DANS LES VARIATIONS CLIMATIQUES RAPIDES DES DERNIERS 22 KANS .....	137
<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....</b>		<b>143</b>
	PERSPECTIVES.....	144
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>		<b>149</b>
<b>ANNEXES 1 : SITES DE CAROTTAGE ET PHOTOGRAPHIES DES CAROTTES.....</b>		<b>165</b>
<b>ANNEXES 2 : CONTRIBUTIONS DE CHACUN A L'ACQUISITION DES DONNEES .....</b>		<b>172</b>
<b>ANNEXES 3 : TABLEAUX DE COMPTAGES.....</b>		<b>173</b>
<b>ANNEXES 4 : DONNEES ISOTOPIQUES BRUTES .....</b>		<b>220</b>





## Introduction générale

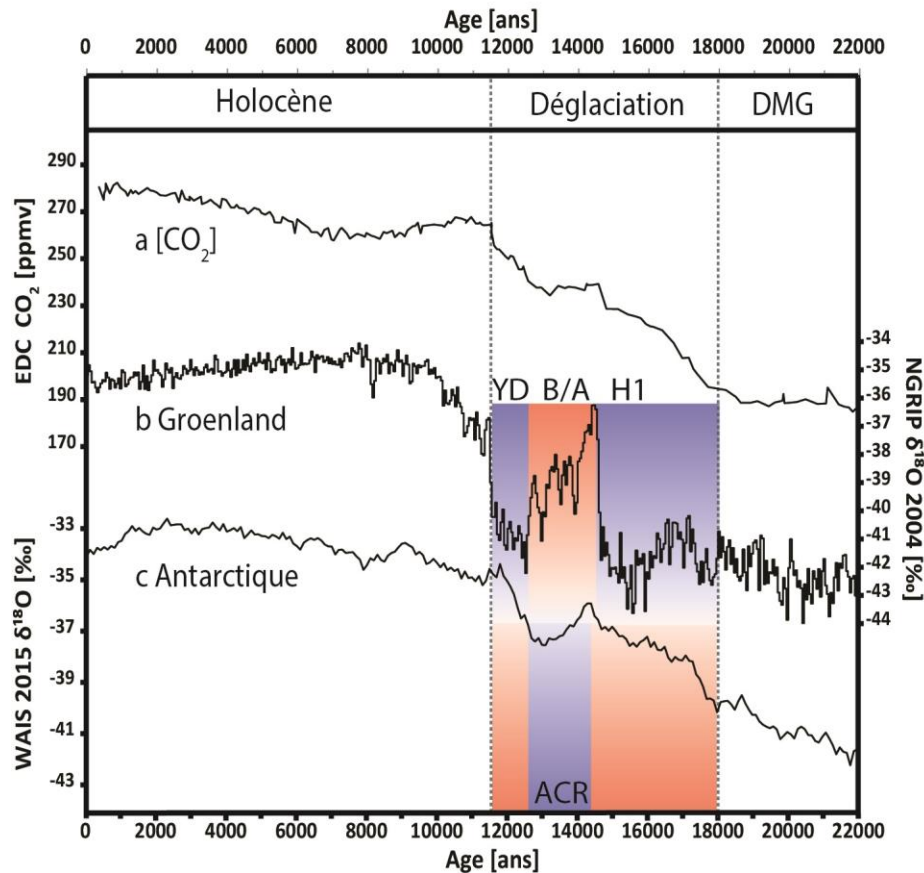
C'est à Paris, à 30 km du lieu où s'est effectué ce travail de thèse, qu'a eu lieu la COP21, conférence ainsi décrite sur son site internet officiel : *« 21e Conférence des parties à la Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (COP21/CMP11), du 30 novembre au 12 décembre 2015. Cette échéance cruciale a abouti à un accord universel et ambitieux sur le climat dont l'objectif est de contenir la hausse des températures bien en-deçà de 2° C, et de s'efforcer de la limiter à 1,5° C. »*. Le bon déroulement et le succès de cet événement, aboutissant à l'Accord unanime de Paris, s'explique par l'intérêt que suscite le réchauffement climatique, intérêt qui ne cesse d'augmenter au fur et à mesure que les conséquences de ce réchauffement se font de plus en plus ressentir, et que la menace qu'il représente sur nos modes de vies ici et les stabilités sociales et politiques ailleurs devient évidente.

L'éveil des consciences vis-à-vis de ces changements à venir, a été possible grâce au travail de la communauté scientifique spécialisée dans la reconstruction et la compréhension des événements climatiques passés, dans leur quantification, et dans la prévision des variations futures du climat. Pour ce faire, la collaboration entre un large panel de domaines est nécessaire. Parmi ces disciplines, la micropaléontologie et la géochimie sont des outils précieux pour l'étude et la compréhension des variations océanographiques passées, intimement liées aux événements climatiques qui ont marqué l'histoire de notre planète. Les reconstitutions climatiques sont indispensables pour la validation des modèles numériques de climat. Ces modèles peuvent ensuite aider à anticiper les prochaines perturbations climatiques, qu'elles soient liées aux activités anthropiques ou qu'elles soient naturelles.

Dans cette optique les derniers 22 000 ans (22 kans) sont une période critique, car marquée par un réchauffement de l'atmosphère et des océans, important et global, mettant fin à la dernière glaciation. Cette déglaciation est accompagnée d'une augmentation du CO<sub>2</sub> atmosphérique comme l'indiquent les analyses effectuées sur les carottes de glace (Figure 0.1a). Cependant, lorsque l'on observe les températures aux pôles des derniers ~22 kans, on remarque la présence d'événements climatiques rapides et de forte amplitude, qui ne sont pas systématiquement associés à des fluctuations des concentrations du CO<sub>2</sub> atmosphérique (Johnsen

## Introduction générale

et al. 1992, Dansgaard et al. 1993, Jouzel et al. 1995). Dans les glaces de l'hémisphère Nord, la déglaciation est marquée par l'évènement de Heinrich 1 (~18 - 14.7 kans), le Bölling/Alleröd (~14.7 - ~12.8 kans) et le Dryas Récent (~12.8 - 11.7 kans). La déglaciation, telle qu'elle est enregistrée dans les glaces Antarctiques, est marquée par un réchauffement en deux temps, séparés par l'Antarctic Cold Reversal (~14.5 - ~12.9 kans).



**Figure 0.1** a) Variations du [CO<sub>2</sub>] atmosphérique ( Ahn and Brook 2008), b) du δ<sup>18</sup>O dans les glaces du Groenland (NorthGRIP Community Members, 2004), et c) du δ<sup>18</sup>O dans les glaces antarctiques (WAIS Divide Project Members 2015) durant les derniers 22 kans. Les principaux évènements climatiques de la déglaciation sont : l'ACR, Antarctic Cold Reversal ; le B/A, Bölling/Alleröd ; le H1, Heinrich 1 ; et le YD, Younger Dryas.

Ces évènements abrupts soulèvent de nombreuses questions. En premier lieu, quelle région, entre hautes et basses latitudes, et entre hautes latitudes de l'hémisphère Sud et Nord, joue le rôle principal dans ces variations climatiques rapides ? De nombreux auteurs notèrent que ces variations de température ne sont pas en phase entre l'hémisphère Sud et le Nord (Figure 0.1b et c) (Stocker 1998). Cette asynchronicité a été expliquée par un mécanisme de bascule entre les

## Introduction générale

---

deux pôles (bipolar see-saw, Broecker, 1998 ; Stocker 1998). Ce phénomène implique que l'hémisphère Sud se réchauffe quand l'hémisphère Nord se refroidi, et inversement, selon l'intensité des transferts inter-hémisphériques de chaleur associés à l'intensité de la circulation thermo-haline (Thermohaline Circulation, THC). Une interconnexion directe entre les hémisphères a aussi été proposée via la circulation océanique pour transférer les anomalies de température, notamment durant l'évènement de fonte de la calotte Laurentide (Laurentide Ice-Sheet, LIS) vers ~8.2 kans. Cet évènement aurait généré une anomalie négative de température dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord, directement transférée aux hautes latitudes de l'hémisphère Sud via la THC (Renssen et al. 2010). D'autres auteurs ont souligné l'importance des téléconnexions atmosphériques : le réchauffement des eaux de surface des basses latitudes de l'océan Atlantique, suite à la réduction du transport de chaleur par la THC vers les hautes latitudes, conduit à un déplacement vers le Sud de la zone de convergence intertropicale (Intertropical Convergence Zone, ITCZ). Une interconnexion atmosphérique entre l'ITCZ et les vents d'Ouest de l'hémisphère sud ou Southern Westerly Winds (SWW), déplacerait les SWW vers le Sud et transférerait les anomalies de température océaniques des basses latitudes de l'Atlantique aux moyennes latitudes du Pacifique Sud-Est (SEP) (Montade et al. 2015). Cette téléconnexion ferait des basses latitudes de l'océan Atlantique une zone clé du transfert du signal d'intensité de la THC entre les hémisphères Sud et Nord, durant les évènements climatiques abruptes des derniers 22 kans (Montade et al. 2015). Saisonnement, les SWW migrent latitudinalement et varient en intensité. Ils contrôlent en grande partie l'upwelling de l'hémisphère Sud (Southern Hemisphere, SH) (Marshall and Speer 2012). Cette zone d'upwellings importants, dans les hautes latitudes du SH, favorise le transfert de CO<sub>2</sub> depuis l'océan profond vers l'atmosphère et contribuerait à accentuer ce réchauffement de manière rétroactive (Toggweiler et al. 2006). Les SWW sont à leur tour sous le contrôle du gradient latitudinal de température de l'océan de surface (Brayshaw et al. 2008) et de l'atmosphère à moyenne altitude (Toggweiler et al. 2006), qui répondent aux variations de [CO<sub>2</sub>] atmosphérique (Toggweiler et al. 2006).

La comparaison entre les résultats de simulation de différents modèles climatiques suite à des arrivées d'eau douce en Atlantique nord montre des résultats de température discordants, particulièrement au niveau du SEP (Kageyama et al. 2013). Certains modèles pointent vers une

## Introduction générale

---

expression claire du bipolar see-saw dans les températures du SEP, avec un réchauffement global de l'hémisphère sud suite à la diminution du transfert de chaleur vers l'Atlantique nord causé par le ralentissement de la THC, d'autres au contraire indiquent des variations de températures similaires entre les hautes latitudes du SEP et l'hémisphère Nord (Kageyama et al. 2013), avec un réchauffement limité aux secteurs atlantique et indien de l'océan austral.

Ces résultats soulignent clairement la nécessité d'une meilleure compréhension des processus contrôlant les températures océaniques de surface dans le SEP, non seulement afin d'améliorer dans l'avenir les simulations numériques, mais aussi pour l'importance de cette région stratégique. En effet, le SEP est sous l'influence des SWW, générant une quantité importante de précipitations lorsqu'ils sont interceptés par les Andes. Le SEP est caractérisé par la présence de nombreux fronts océaniques, notamment le front subtropical et le front subantarctique, faisant du SEP une zone de transition entre hautes et basses latitudes de l'hémisphère Sud. C'est aussi l'une des zones de formation des eaux intermédiaires antarctiques (Rintoul et al. 2001) dont de nombreuses études ont souligné le rôle important dans le transfert de chaleur, d'eau douce et de nutriments depuis les hautes latitudes vers les basses latitudes de l'hémisphère Sud (Talley 1999, Fischer et al. 2010). Pour toutes ces raisons les variations climatiques et océanographiques qui ont marqué le SEP durant les derniers 22 000 ans a récemment soulevé un intérêt accru. De nombreuses études se sont penchées sur la reconstitution des variations latitudinales et d'intensité des SWW. Elles ont mis en évidence une baisse (augmentation) d'intensité et/ou migration vers le Nord (Sud) des SWW durant les périodes froides (chaudes) de l'hémisphère Sud au cours des derniers 22 000 ans (Lamy et al. 1998, 1999, 2010, Moreno et al. 2012a), ayant une grande influence sur les variations du couvert végétal en Patagonie (Montade et al. 2013). Les variations des températures océaniques de surface (Sea Surface Temperatures, SST) et les mouvements latitudinaux des fronts (Lamy et al. 2004, Kaiser et al. 2005, Verleye and Louwye 2010, Caniupán et al. 2011), indiquent eux aussi des migrations latitudinales du system SWW / Fronts océaniques, vers le Nord durant les périodes froides, et vers le Sud durant les réchauffements. Enfin, ces études suggèrent que le timing des évènements marquant les SST dans le SEP est piloté par l'Antarctique, avec une déglaciation marquée par un réchauffement en deux temps (Figure 0.1c).



## Introduction générale

---

Se positionnant dans la continuité des questions soulevées par le bipolar see-saw, la problématique principale de cette thèse est de comprendre **quel est le rôle de l'océan austral, plus particulièrement au niveau du SEP, dans les variations climatiques rapides des derniers 22 kans**. Pour aborder cette question, il est nécessaire de comprendre quels sont les mécanismes impliqués durant ces évènements abrupts ; est-ce que le transfert de chaleur se produit uniquement via l'océan ? Est-ce que les transferts atmosphériques sont impliqués ? Qu'en est-il des réorganisations hydrologiques dans l'océan de surface, et dans les eaux intermédiaires (~1500m)? Enfin, quel est le lien entre les réorganisations dans les eaux superficielles et intermédiaires durant ces évènements ?

Pour répondre à toutes les questions qui découlent de la problématique principale de ce travail, nous nous sommes focalisés sur 3 carottes sédimentaires prélevées durant cette mission, MD07-3100, MD07-3088, et MD07-3082. Elles sont disposées sur un transept latitudinal de 41 à 49° S, et situées entre 1536 et 1792 m de profondeur au niveau du talus continental de la marge chilienne. Sur les sédiments de ces carottes, divers outils ont été utilisés afin de mener une approche multidisciplinaire pour aborder les questions qui découlent de la problématique de cette thèse. Celle-ci se divise en 5 chapitres, dont trois sont rédigés sous forme d'articles scientifiques. Dans le premier chapitre, une présentation du contexte générale est esquissée afin de définir les principales caractéristiques physiographiques du SEP, ainsi que les majeures composantes de la circulation atmosphérique et océanique dans cette région. Le Chapitre 2 décrit les outils utilisés durant cette thèse. La première partie du Chapitre 2 se focalise sur les comptages de foraminifères planctoniques et de leur utilisation pour reconstituer statistiquement les variations passées des SST le long de la marge chilienne. Cette première partie du Chapitre 2 s'achève sur une étude publiée dans la revue scientifique *Paleoceanography*, et se focalisant sur les bases de données de sommets de carottes de comptages de foraminifères planctoniques afin de reconstituer des paléo-SST fiables pour l'océan austral. Durant cette étude nous avons produit une nouvelle base de données pour l'hémisphère Sud, à partir de la compilation de 3 bases de données déjà existantes. L'intérêt de cette étude réside dans le fait que nous avons abordé le biais de dissolution pouvant affecter les comptages des sommets de carottes profondes, et par conséquent les reconstructions de SST. Dans la deuxième partie de ce chapitre, j'ai présenté l'usage des comptages de foraminifères benthiques pour la restitution des conditions écologiques dans l'eau

## Introduction générale

---

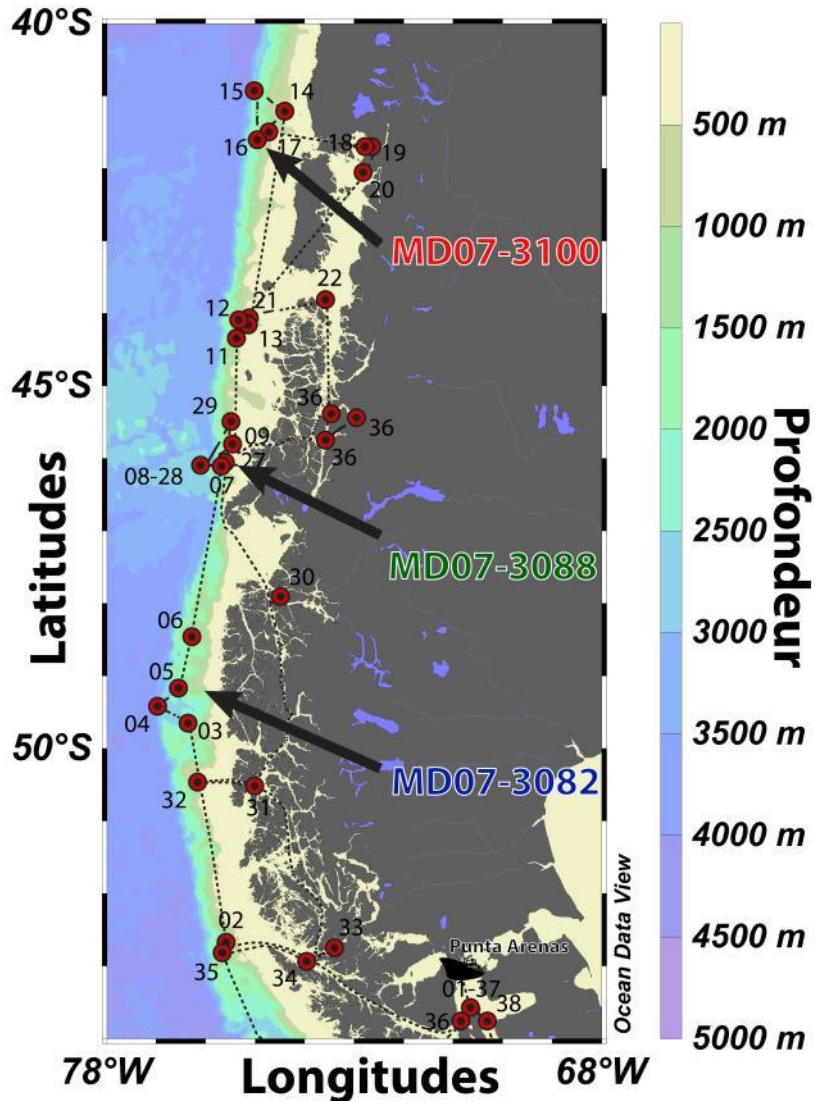
de fond. Enfin le Chapitre 2 se termine sur l'utilisation des isotopes stables du carbone et de l'oxygène mesurés sur les coquilles carbonatées des foraminifères planctoniques et benthiques, dans le but de retracer les variations physicochimiques dans l'eau de surface et de fond. Dans le troisième chapitre de ce manuscrit, je présente une étude des gradients latitudinaux de SST, calculés à partir de la nouvelle BDD, présentée dans le Chapitre 2. Cette étude, agencée sous forme d'article qui sera soumis sous peu à la revue *Quaternary Science Reviews*, a permis de mettre en évidence l'influence du front subtropical sur le renforcement du gradient latitudinal de SST durant les périodes chaudes de la déglaciation et de l'Holocène, par sa migration vers le Sud. Cette étude a aussi montré l'influence locale des flux d'eaux douces issues des variations de précipitations apportées par les SWW, mais aussi et surtout par la fonte des calottes de glace patagoniennes durant la déglaciation. Dans le Chapitre 4, nous plongeons dans l'eau de fond qui baigne nos 3 carottes, à la limite entre les eaux intermédiaires Antarctiques et les eaux profondes du Pacifique pour étudier la fluctuation de cette limite au cours des derniers 22 kans, à l'aide notamment des variations isotopiques ( $\delta^{13}\text{C}$ ) et faunistiques en foraminifères benthiques, permettant de retracer l'état de ventilation de l'eau de fond. Cette étude a permis de mettre en évidence un approfondissement de la limite entre eaux intermédiaires et eaux profondes dans le SEP, associés à une revigoration de la circulation des eaux intermédiaires, probablement liée à un renforcement des remontées d'eaux profondes (upwelling) à la divergence Australe. Cette observation a des conséquences non négligeables sur nos connaissances en termes d'échanges de  $\text{CO}_2$  entre l'océan profond et l'atmosphère, car cette production accrue d'eaux intermédiaires et ces upwellings ont lieu durant l'augmentation de  $[\text{CO}_2]$  atmosphérique de la déglaciation (Figure 0.1a). Ce dernier point ainsi que le lien entre les mouvements des fronts océaniques et les variations de la ventilation des eaux intermédiaires font le corps de la discussion engagée dans le Chapitre 5, constituant de ce fait une synthèse entre les 3 études principales que je présente dans cette thèse. Celle-ci permettra sans doute d'apporter une brique de plus à l'édifice pour la compréhension, qui se construit petit à petit au fil des observations de la communauté scientifique, sur les processus déterminants pour le rôle de l'océan Austral dans les événements climatiques rapides de la dernière transition glaciaire/Holocène.





## Chapitre 1 : Contexte du Pacifique Sud-Est

Certaines des études mentionnées plus haut ont été réalisées grâce au matériel sédimentaire marin collecté lors de la mission PACHIDERME (*Pacifique-CHili : Dynamique des Eaux inteRMédiaires*). Cette campagne a été réalisée en février 2007, à bord du navire océanographique Marion Dufresne (MD/159) (Kissel 2007a), dans le cadre du programme international IMAGES (International Marine Global changES). Cette mission a permis de collecter de nombreux enregistrements marins au niveau de 38 stations, entre 40 et 60° S le long de la côte chilienne (Figure I.1). Le but de cette mission consistait principalement en l'étude des variations paléoclimatiques, environnementales et océanographiques à partir des archives sédimentaires prélevés lors de la campagne.



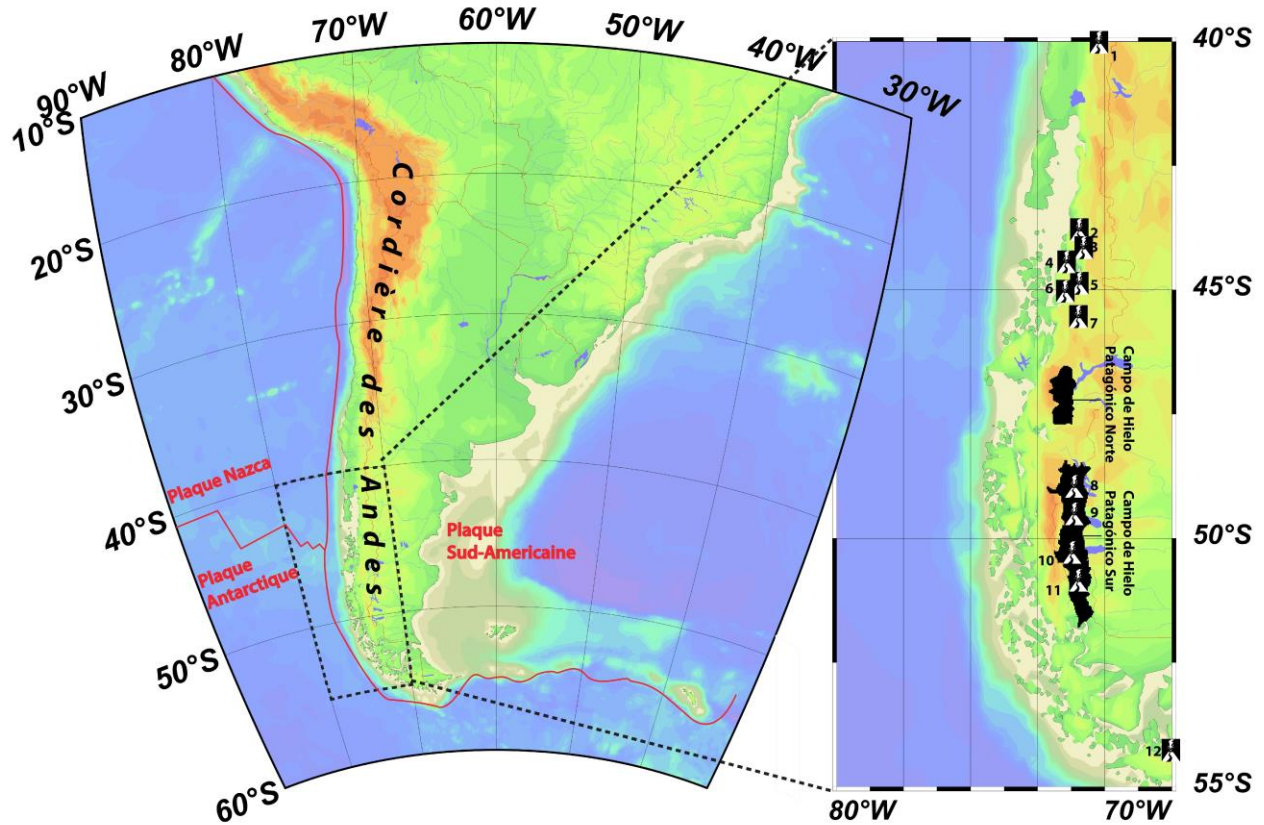
**Figure I.1** Route suivie par le Marion Dufresne durant la campagne océanographique PACHIDERME et emplacement des 38 sites de prélèvement. Les numéros des 3 carottes sédimentaires étudiées au cours de cette thèse sont indiqués avec le code de couleur qui sera conservé pour les différentes illustrations de la thèse.

### I.1 Contexte physiographique

La Patagonie Chilienne s'étend de 41,5° au Nord (Fjord Reloncavi) jusqu'au passage de Drake à 55,9° S (Figure I.2). Cette région se caractérise par la présence à l'Est de la cordillère des Andes et représente l'unique masse continentale des moyennes latitudes de l'Hémisphère Sud (SH). Cette chaîne, orientée Nord-Sud et fixant la frontière entre le Chili et l'Argentine, est large de 150-200 km avec une altitude pouvant atteindre plus de 4000 m (Cerro San Valentin).

## Chapitre 1 : Contexte du Pacifique Sud-Est

Parallèlement à la cordillère des Andes, une deuxième chaîne plus modeste longe la côte. La cordillère côtière ne dépasse pas 1500 m d'altitude, et donne l'aspect très irrégulier au littoral Chilien, parsemé d'îles, de fjords, et de vallées (Figure I.2).

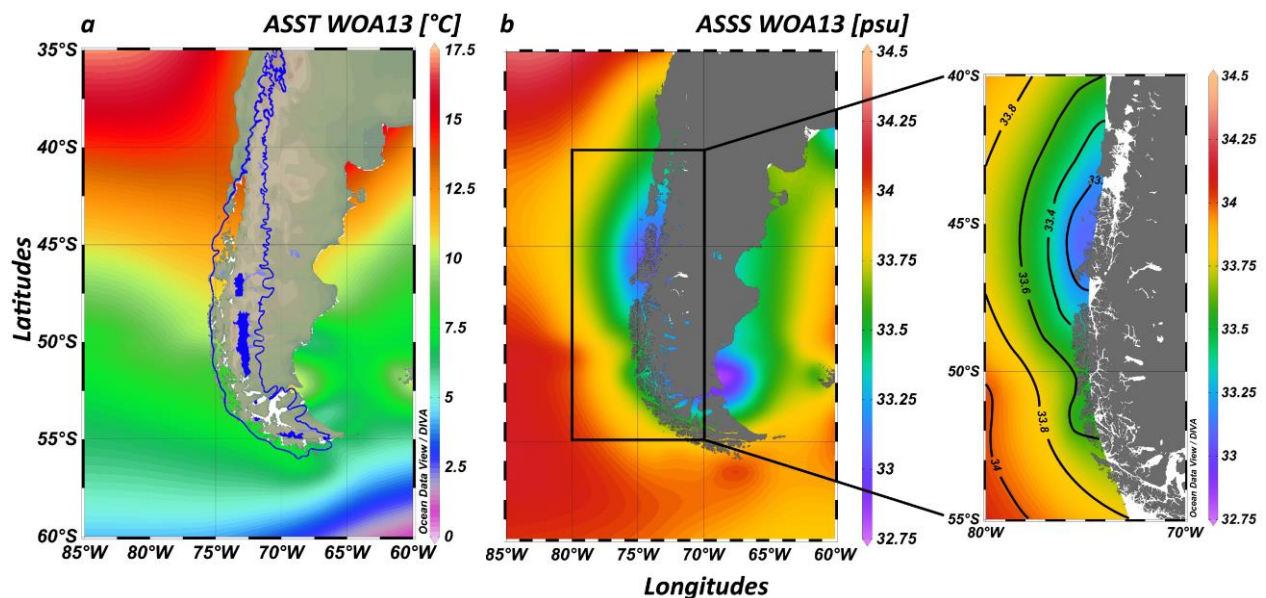


**Figure I.2** Principaux éléments physiographiques du Sud de l'Amérique du Sud. A droite les principaux volcans stromboliens : 1 Puyehue-Cordón Caulle, 2 Melimoyu, 3 Puyuhuapi, 4 Mentolat, 5 Cay, 6 Maca, 7 Cerro Hudson, 8 Lautaro, 9 Viedma, 10 Aguilera, 11 Burney, et 12 Cook. En noir l'extension actuelle des 2 principaux glaciers de la Patagonie : La NPIS (Campo de Hielo Patagónico del Norte) et la SPIS (Campo de Hielo Patagónico del Sur). Figure effectuée avec Ocean Data View (ODV, Schlitzer, 2009)

Actuellement, deux glaciers continentaux surmontent la cordillère des Andes : au nord le Campo de Hielo Patagónico Norte (Northern Patagonian Ice-sheet, NPIS, 47° S, ~4200 km<sup>2</sup>) et au Sud le Campo de Hielo Patagónico Sur (Southern Patagonian Ice-Sheet, SPIS, 48-51° S, ~13000 km<sup>2</sup>) (Figure I.2). Les données satellitaires montrent que ces glaciers sont en recul, de l'ordre de  $-24.4 \pm 1.4 \text{ Gt a}^{-1}$  (Willis et al. 2012). La fonte de ces glaciers contribue à la montée du niveau marin de l'ordre de  $\sim 0,1 \text{ mm a}^{-1}$  entre 1995 et 2000 (Rignot et al. 2003). Le volume de ces glaciers est entre-autre contrôlé par les apports de précipitations venant de l'Océan Pacifique et ils ont connu

## Chapitre 1 : Contexte du Pacifique Sud-Est

de nombreuses phases d'extension et de régression. L'étude de ces fluctuations permet donc de retracer les variations climatiques qui contrôlent les précipitations (Denton and Karlen 1973, Steig et al. 1998). La séparation entre NPIS et SPIS a été estimée autour de 10 kans (Glasser et al. 2004). Avant cette date les deux calottes étaient solidaires. Leur extension maximale lors de la dernière glaciation ayant été modélisée (Figure I.3) (Hollin and Shilling 1988), elles auraient atteint, à leur apogée, un volume de  $\sim 500\,000\text{ km}^3$ , ce qui équivaut à une réduction du niveau marin de  $\sim 1,2\text{ m}$  (Hulton et al. 2002).



**Figure I.3** a) Extension passée de la PIS traits bleus comparé à l'extension actuelle de la NPIS et SPIS en bleu. ASST WOA13 : Températures océaniques de surface annuelles, données de WOA13 (Boyer, et al. 2013). b) Salinité des eaux de surface au niveau du SEP, avec à gauche les données de WOA13 et à droite un zoom utilisant les données de Davila et al. 2002. Figure effectuée avec ODV (Schlitzer, 2009), en utilisant la méthode d'extrapolation DIVA.

La surrection de la cordillère des Andes est le résultat de la subduction des plaques Nazca et Antarctiques sous la plaque Sud-Américaine le long de la marge chilienne. Le long de cette marge active, des taux de sédimentation très élevés sont enregistrés (0.3 à  $>1\text{ m/ka}$ , Kilian et al. 2003, Behrmann and Kopf 2001). Autre conséquence de cette subduction, la présence de nombreux volcans actifs dont les cendres projetées lors d'éruptions peuvent être retrouvées dans les sédiments marins de la marge chilienne (Figure I.2). Les 500 premiers mètres de la cordillère des Andes sont composés de roches plutoniques d'âge Mésozoïque et de roches ignées Mésozoïques et Cénozoïques intermédiaires (batholite Patagonien) associées à des roches sédimentaires (Bruhn and Dalziel, Stern and Kilian 1996). Au-delà de cette altitude, les hautes



## Chapitre 1 : Contexte du Pacifique Sud-Est

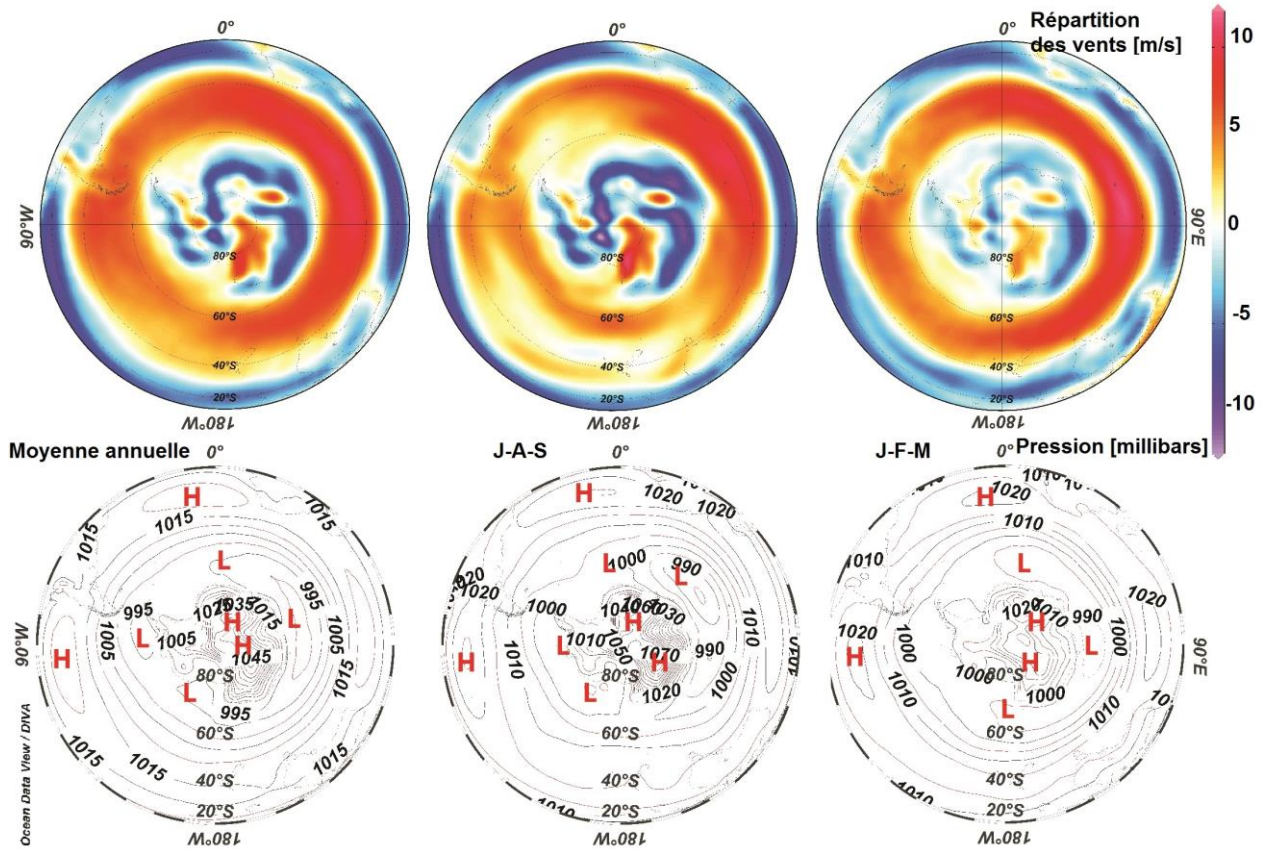
Andes sont constituées de matériaux volcaniques d'âge Plio-Quaternaires, ils sont basaltiques à andésitiques, produit de l'activité volcanique récente (Thornburg and Kulm 1987).

Le volcanisme Quaternaire de la Patagonie, entre 33° S et 46° S, concerne entre-autres 6 strato-volcans d'âge Pléistocène à actuel (du Nord au Sud: Puyehue-Cordón Caulle, Melimoyu, Mentolat, Cay, Maca, et Cerro Hudson) (Kilian and López-Escobar 1989, Kilian et al. 1991, López-Escobar et al. 1991, Lopez-Escobar et al. 1993). Au sud, 6 domaines volcaniques notables de type andésites, adakitiques et dacitiques peuvent être notés (Lautaro, Viedma, Aguilera, Reclus, Mont Burney, et Cook Island) (Stern et al. 1984, Kilian 1990, Stern and Kilian 1996) (Figure I.2).

### I.2 Circulation Atmosphérique

Le Sud-Est du Pacifique (SEP) et le Sud de l'Amérique du Sud se positionnent dans une zone de transition entre les basses et hautes latitudes. Dans cette région, on trouve au Nord une cellule anticyclonique ; l'anticyclone subtropical du sud-est pacifique (South-Eastern Pacific Subtropical Anticyclone, SEPSA) entre  $\sim 10^\circ$  S et  $\sim 30^\circ$  S, avec des pressions atmosphériques pouvant atteindre 1020 millibars (Figure I.4). Au Sud de  $\sim 60 - 65^\circ$  S se trouve la dépression Polaire. C'est une zone étroite entourant l'Antarctique où les pressions peuvent descendre jusqu'à 990 millibars (Figure I.4). Entre ces deux zones soufflent de forts vents d'Ouest (South Westerly Winds, SWW). Les SWW soufflent actuellement autour de  $50^\circ$  S (moyenne annuelle) (Figure I.4, I.4). Toutefois, ils migrent saisonnièrement de manière latitudinale, en suivant les mouvements du SEPSA. Ceux-ci consistent en un mouvement en direction du Sud (Nord) durant l'été austral (hiver austral) (e.g. Kilian and Lamy 2012) (Figure I.4). Cette migration s'accompagne aussi par une altération d'intensité des SWW. Dans le SEP, les SWW ont tendance à s'étaler latitudinalement durant l'hiver austral tout en perdant en intensité. Lors de l'été austral, l'inverse se produit (Figure I.4). Ainsi le SEP est de plein fouet sous l'influence des SWW et de leurs variations latitudinales (Figure I.5). Ces passages de fronts humides contrôlent les précipitations reçues dans le Sud de l'Amérique du Sud, à l'Ouest de la chaîne Andine.

## Chapitre 1 : Contexte du Pacifique Sud-Est



**Figure I.4** En haut, intensité en m/s des vents dans le SH. Les valeurs positives indiquent une direction d'Ouest en Est des vents. En bas la répartition des valeurs de pressions atmosphériques dans l'SH (données de Kalnay et al. 1996). Les H en rouge indiquent les cellules de hautes pressions atmosphériques. J-F-M : Janvier-Février-Mars, i.e. l'été austral, J-A-S : Juillet-Aout-Septembre, i.e. l'hiver austral. Figure effectuée avec ODV (Schlitzer, 2009), en utilisant la méthode d'extrapolation DIVA.

On observe une migration plus au Nord des SWW lors du phénomène El Niño (El Niño Southern Oscillation, ENSO) (Schneider and Gies 2004). Toutefois, l'impact d'ENSO sur les hautes latitudes du SEP est peu marqué, et cela consiste surtout en une légère réduction des précipitations totales annuelles (Montecinos and Aceituno 2003).

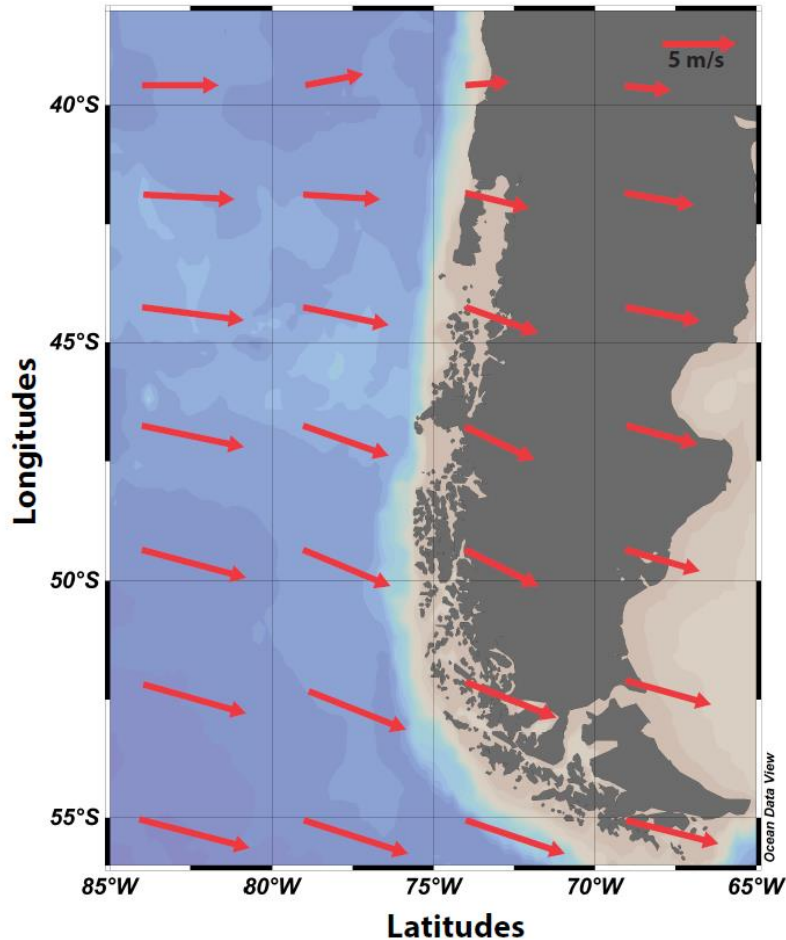


Figure I.5 Moyenne annuelle de la direction et de l'intensité des vents dominants dans le SEP (Kalnay et al. 1996).

### I.3 Précipitations

Dans ce contexte particulier, les précipitations du SEP sont en premier lieu contrôlées par les SWW. L'orientation perpendiculaire des SWW par rapport à la cordillère des Andes génère des quantités considérables de précipitations orographiques. Il existe un gradient Nord-Sud et Est-Ouest croissant de précipitations.

La moyenne annuelle des précipitations entre  $\sim 42^{\circ}\text{S}$  et  $\sim 50^{\circ}\text{S}$  est de  $\sim 2000$  mm an $^{-1}$  à  $\sim 3000$  mm an $^{-1}$  (DGA, 2016). Ceux-ci favorisent les apports de sédiments au niveau de la marge chilienne, mentionnés plus haut.

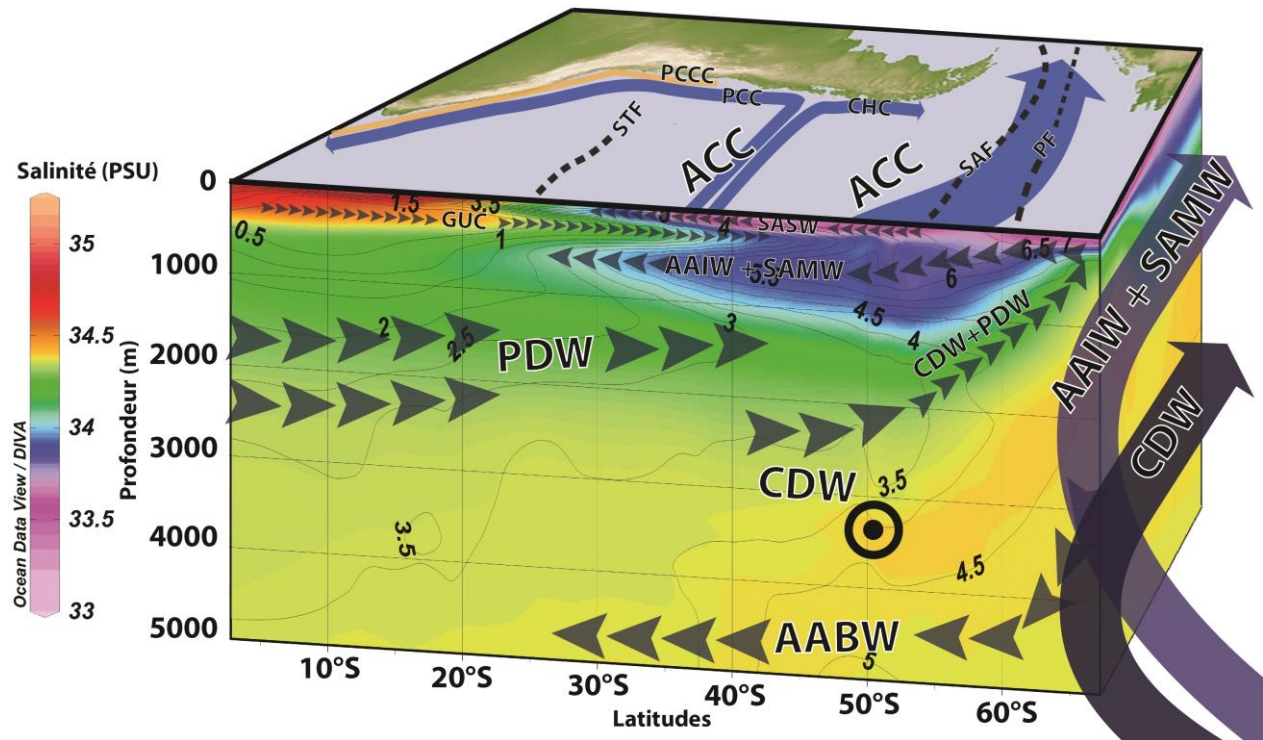
Les précipitations retournent à la marge chilienne via les rivières locales qui drainent les bassins versants aux pieds des Andes. Ces masses d'eau douce auxquelles participe la fonte de la NPIS et SPIS arrivent à l'océan Pacifique au niveau des fjords (Pantoja et al. 2011). Parallèlement, les

précipitations apportées par les SWW participent au schéma de distribution de la végétation dans cette région (e.g. Heusser 1995, Haberle and Bennett 2001; 2004).

### I.4 Circulation Océanique

#### I.4.1 Circulation de surface

La circulation océanique de surface du SEP est principalement dominée par le Courant Circumpolaire Antarctique (Circumpolar Antarctic Current, ACC) (Figure I.6). L'ACC est un courant puissant (~100 sverdrup en direction de l'Est, en moyenne à <3000m depuis le STF jusqu'à la limite Sud de l'ACC, Orsi et al. 1995), avec une structure enchevêtrée et tourbillonnante. Il permet de relier les différents bassins océaniques de l'SH. Ce qui fait aussi la caractéristique de l'ACC c'est la présence en son sein de plusieurs fronts océaniques. Les fronts océaniques correspondent à la convergence de différentes masses d'eau. Ils sont souvent caractérisés par de forts gradients de salinité et de température (e.g. Tomczak and Godfrey 2003). Trois principaux fronts sont à noter au niveau de l'ACC ; au Nord le Front subtropical (Subtropical Front, STF), qui sépare les eaux subtropicales des eaux subantarctiques (Orsi et al. 1995), ce front semble s'estomper et s'écarter vers le Nord en s'approchant de la côte chilienne, entre ~30° S et ~37° S. La position latitudinale de ce front, dans l'SH, se situe dans la zone de minimum de stress lié au vents d'Ouest), ainsi la position du STF et les variations de sa position sont liées à celles des SWW (Peeters et al. 2004, Boer et al. 2013). Au Sud on peut noter la présence du front subantarctique (Sub-Antarctic Front, SAF) et du Front Polaire (Polar Front, PF), entre lesquels se trouve la « Polar Front Zone », (e.g. Belkin and Gordon 1996). Enfin, au Sud du PF se trouve l' « Antarctic Zone », qui se recouvre de glace de mer lors de l'hiver austral. Le STF marque généralement la limite Nord de l'ACC. Ceci n'est cependant pas le cas au niveau du passage de Drake (Peterson and Stramma 1991) (Figure I.6). La position zonale moyenne de l'ACC s'étend entre 50° S et 55° S (Rintoul et al. 2001). Toutefois, en arrivant au Sud de l'Amérique du Sud le flux de ce courant est contraint par le Passage de Drake (Figure I.6).



**Figure I.6** Schéma simplifié des principaux fronts et courants océaniques dans le SEP. En surface: ACC: Antarctic Circumpolar Current, CHC: Cape Horn Current, PCC: Peru-Chile Current, PCCC: Peru-Chile Counter Current, PF: Polar Front, SAF: Sub-Antarctic Front, STF: Subtropical Front. Coupe Nord-Sud et Est-Ouest en profondeur sont montrées les salinités, et la concentration en Oxygène (ml/l, iso-lignes). Les données proviennent de **WOA13** (Boyer et al, 2013), AABW: Antarctic Bottom Water, L(U) CDW: Lower (Upper) Circumpolar Deep Water, AAIW: Antarctic Intermediate Water, SAMW: Sub-Antarctic Mode Water, GUC: Gunter Under-Current, SASW, Sub-Antarctic Surface Water.

Les côtes de la Patagonie sont sous l'influence d'une branche Nord de l'ACC. Celle-ci se divise vers  $\sim 46^\circ$  S, en deux courants de surface opposés lorsqu'elle s'approche des côtes du Chili. Le premier en direction du Nord : le Peru-Chile Current (PCC, aussi appelé courant de Humbolt). Ce courant apporte des eaux froides et peu salées vers les basses latitudes côtières du Chili et du Pérou. Le second courant issu de l'ACC se dirige vers le Sud de la Patagonie et se nomme Cape Horn Current (CHC) (Figure I.6). La séparation de ces deux courants au large de la côte Chilienne explique le faible gradient latitudinal des températures océaniques de surface (Sea Surface Temperature, SST) que l'on observe aujourd'hui dans cette zone (Figure I.3a). Les SST actuelles au niveau du SEP varient latitudinalement entre  $\sim 17^\circ$  C et  $\sim 4^\circ$  C en moyenne annuelle entre  $35^\circ$  S et  $60^\circ$  C (Figure I.3a). La saisonnalité des SST est de  $\pm 3^\circ$  C. Il est intéressant de noter que le gradient latitudinal de température est le plus fort au niveau du passage de Drake, dans la Polar Front Zone, où un fort gradient de température peut être observé ( $\sim 8^\circ$  C de  $55^\circ$  S à

60° S). La seconde zone où un fort gradient latitudinal de température peut être perçu se trouve au niveau du STF, atteignant à certains endroits  $\sim 4^\circ$  C sur une distance de  $0.5^\circ$  de latitude ( $< 60$  km) (Rintoul et al. 1997). Entre la région du passage de Drake et du STF, le gradient latitudinal de température s'atténue en s'approchant de la côte chilienne (Figure I.3a).

L'eau douce issue des précipitations apportées par les SWW et la fonte des calottes de glace a un impact palpable sur la salinité de surface du SEP, où deux zones principales de faible salinité dues à ces flux d'eau douce sont observables. La première au nord, entre  $\sim 48^\circ$  S and  $\sim 39^\circ$  S, et la seconde au Sud de  $\sim 50^\circ$  S (Figure I.3b). Dans ces zones, la salinité peut baisser à des valeurs  $< 33.4$  ‰ (Davila et al. 2002). Les apports d'eaux douces varient de manières saisonnières, ils sont à leur paroxysme durant l'été austral, lors de la fonte des neiges hivernales. Ceci provoque une anomalie négative de salinité au niveau de ces deux zones, de l'ordre de  $-0.4$  ‰ (Davila et al. 2002). De par la topographie, l'absence de fjords entre  $48^\circ$  S et  $50^\circ$  S, l'influence des eaux douces continentales semble beaucoup moins marquée à ces latitudes qu'au nord et au sud. Comme pour les températures, un fort gradient de salinité caractérise le STF.

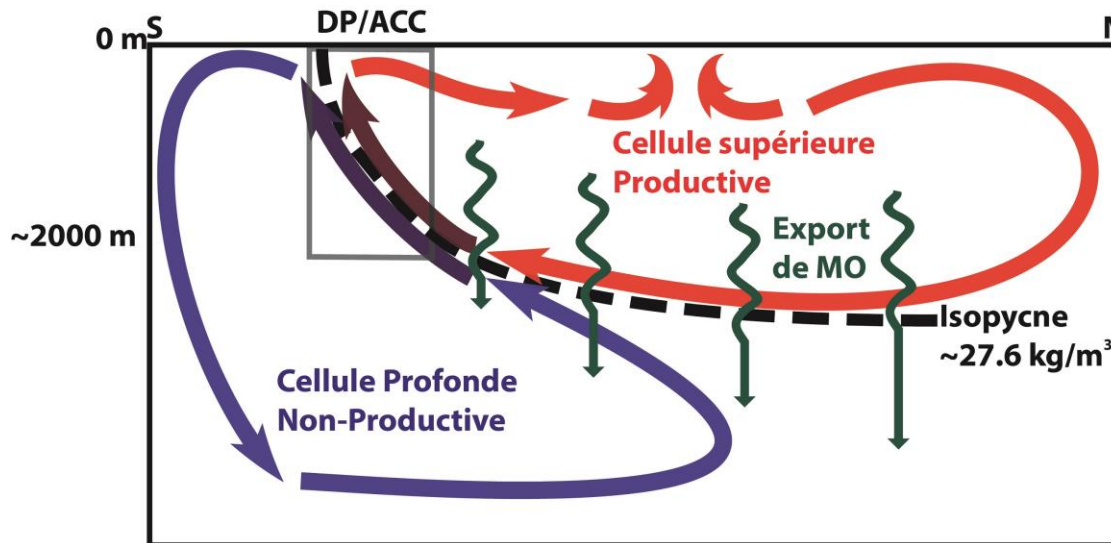
### I.4.2 Circulation profonde

En profondeur, différentes masses d'eau se succèdent (Fig. I.5). Les eaux modales subantarctiques et les eaux antarctiques intermédiaires (Sub-Antarctic Mode Waters, SAMW et Antarctic Intermediate Waters, AAIW) s'écoulent du Sud au Nord entre 300 et 1200 m de profondeur. Ces masses d'eau peu salées ( $\sim 33.8$  ‰) se caractérisent par des teneurs relativement élevées en oxygène  $> \sim 3.5$  ml/l (Figure I.6). En dessous de l'AAIW, au sud se trouvent les eaux circumpolaires profondes (Circumpolar Deep Waters, CDW) et au Nord l'eau profonde Pacifique (Pacific Deep water, PDW) qui s'écoule du Nord au Sud entre 1200 et 3000 m de profondeur. La PDW, se caractérise par des taux pauvres en  $O_2$   $< \sim 3$  ml/l, et est plus riche en éléments nutritifs tels que les phosphates, nitrates, et silicates ( $> \sim 2.5$   $\mu$ mol/l,  $> \sim 30$   $\mu$ mol/l, et  $> \sim 120$   $\mu$ mol/l, données WOA13 (Boyer et al. 2013).

Les Eaux Circumpolaires Profondes (Circumpolar Deep Water, CDW) mélangées aux eaux pacifiques profondes remontent à la surface au niveau de la divergence Antarctique pour replonger au Sud de celle-ci. La plongée vers le fond, sous forme d'eaux de saumures, forme l'eau Antarctique de fond (Antarctic Bottom Water AABW) qui s'écoule sur le fond en direction du Nord. Les eaux de surface qui s'écoulent vers le Nord depuis la divergence Antarctiques

## Chapitre 1 : Contexte du Pacifique Sud-Est

plongent au niveau du front polaire pour former l'AAIW et au niveau du front subantarctique pour former les SAMW. Ainsi, le SEP est l'une des principales régions où se forme l'AAIW (Figure I.6 et I.7) (Rintoul et al. 2001). Au sein de la CDW se trouve la limite entre deux cellules de retournement des masses d'eaux. Néanmoins de nombreuses questions restent en suspens quant aux mécanismes de formation de l'AAIW (Santoso and England 2004), même si le rôle important que joue l'AAIW dans les transferts de chaleur et d'eau douce entre les hautes et les basses latitudes fait consensus (Talley 1999, Fischer et al. 2010).



**Figure I.2** Représentation schématique des deux cellules d'overturning selon (Toggweiler et al. 2006b). ACC: Antarctic Circumpolar Current, DP: Drake Passage, MO: Matière organique. La limite entre les deux cellules se situe au niveau de l'isopycne  $27.6 \text{ kg/m}^3$  (Marshall and Speer 2012).

Afin de schématiser et de simplifier la structure complexe de la circulation océanique, le concept de conveyor belt (« tapis roulant ») a été proposé (Broecker 1987; 1991) et revisité par différents auteurs (e.g. Schmitz 1996, Richardson 2008). Dans ce concept les eaux de surfaces qui plongent au niveau des pôles, sont compensées par des remontées d'eaux profondes (upwelling), notamment dans l'SH. Ainsi, deux cellules de retournements, ou overturnings, peuvent être identifiées (e.g. Döös and Webb 1994, Rintoul et al. 2001) (Figure I.6, et I.7), l'une supérieure, et l'autre profonde. La cellule supérieure est caractérisée par une forte activité biologique, les faibles taux de nutriments en témoignent (Figure I.7) (e.g. Toggweiler et al. 2006a). La matière organique ainsi produite est exportée vers les eaux de fond, dans la cellule profonde. La séparation entre ces deux cellules se situe au niveau de l'isopycne  $\sim 27.6 \text{ kg/m}^3$  (Marshall and Speer 2012), le flot vers l'Est de l'ACC provoque une remontée vers la surface des isopycnes,



## Chapitre 1 : Contexte du Pacifique Sud-Est

faisant ainsi affleurer l'isopycne  $27.6 \text{ kg/m}^3$  au Sud du PF (Orsi et al. 1995). Il est important de noter que la profondeur actuelle de cet isopycne est en dessous de 2000 m de profondeur, i.e. en dessous des principaux monts, rides et autres reliefs sous-marins ce qui favorise les mélanges entre les deux cellules (Ferrari et al. 2014). Les modèles montrent que les SWW et les tourbillons, ou eddies, jouent un rôle important sur l'intensité de l'upwelling à la divergence antarctique (Marshall and Speer 2012). Les effets de ces deux facteurs de contrôle sont opposés, et la résultante des deux aboutit à un flot résiduel qui contribue à l'upwelling, dans les hautes latitudes du SH (Abernathey et al. 2011, Marshall and Speer 2012).



## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond

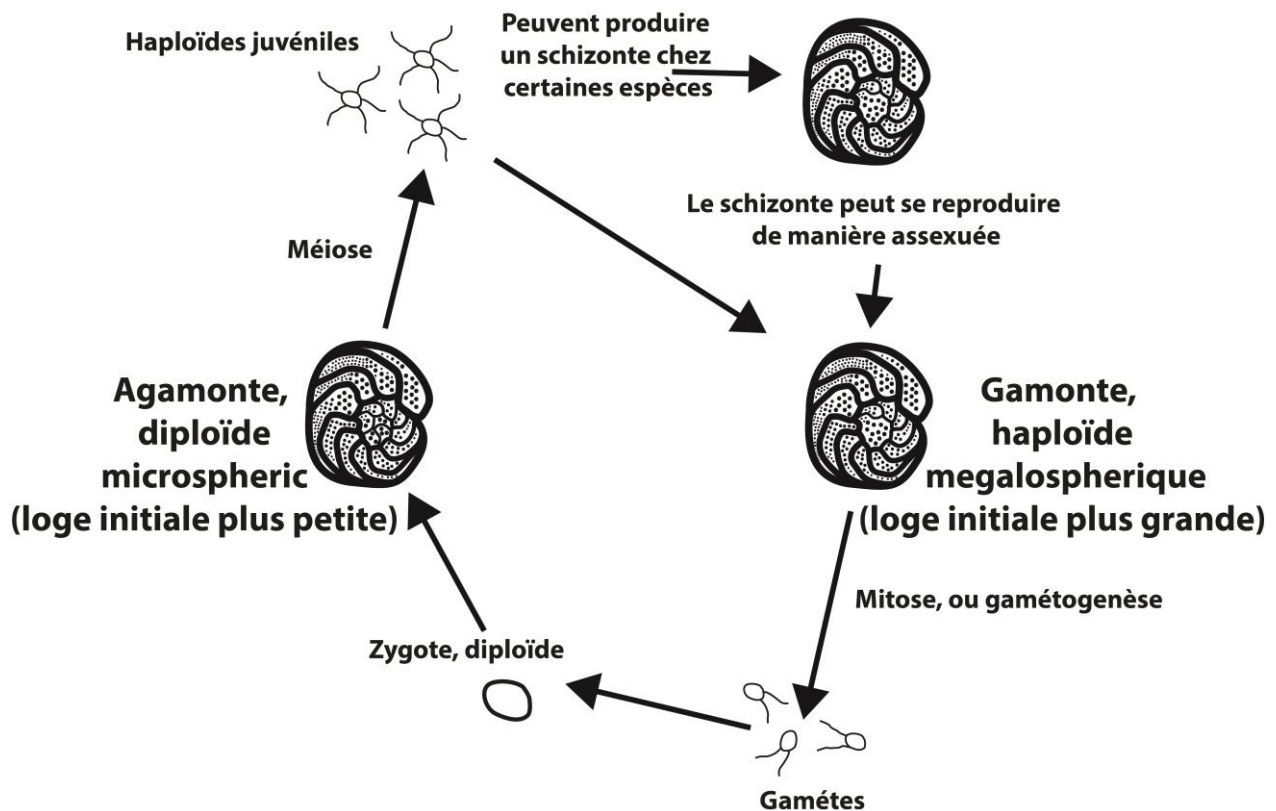
Ce chapitre porte sur la présentation des différents traceurs utilisés dans cette thèse. Après une brève présentation des foraminifères, il traitera de l'utilisation, mais aussi de l'amélioration de la reconstruction des températures océaniques de surface dans l'hémisphère Sud à partir des assemblages de foraminifères planctoniques. Ceci a fait l'objet d'une publication dans la revue *Paleoceanography* (c.f. fin de la section suivante). Cette partie sera suivie par une présentation de l'utilisation des assemblages de foraminifères benthiques, et des isotopes stables de l'oxygène et du carbone mesurés dans les tests de ces organismes carbonatés.

Les foraminifères sont des organismes marins unicellulaires eucaryotes. Taxonomiquement, la Classe Foraminifera (Loeblich and Tappan 1988) appartient au Phylum Granuloreticulosa, c'est à dire caractérisée par un réticulopode (réseau de pseudo-podes, figure II.1) granulaire, et aussi par des cycles de reproduction complexes (Figure II.2) (Goldstein 1999). Ce Phylum fait partie du règne des Protistes, groupe où s'amassent tous les organismes qui ne sont ni plantes, ni animaux, ni champignons (Margulis 1990). La majorité des foraminifères possèdent une coquille (test) carbonatée dont la conservation dans le sédiment fait de ces organismes l'un des outils importants en paléocéanographie. Ces organismes unicellulaires se divisent en deux catégories : les planctoniques (~70 espèces) et les benthiques (~10 000 espèces). Les foraminifères planctoniques vivent jusque dans les ~500 premiers mètres de profondeur dans la colonne d'eau, les foraminifères benthiques vivent au niveau de l'interface sédiment-eau de fond, ou enfouis à quelques centimètres de profondeur dans le sédiment. Ainsi, lors de la calcification de leurs tests, les foraminifères enregistrent les conditions physico-chimiques de l'eau dans laquelle ils se développent (Schumacher et al. 2010). Dans l'océan de surface, la répartition entre les différentes espèces de foraminifères planctoniques dépend en premier lieu de la température de leur milieu (Bé and Tolderlund 1971). Ainsi une étude des abondances relatives entre ces différentes espèces permet de reconstituer les variations passées des températures océaniques de surface (Sea Surface Temperatures, SST).

## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond



**Figure III** Photographie du foraminifère planctonique *Orbulina universa*. Les pores du test sphérique (au centre) laissent passer les pseudo-podes. (Photographie : UC Davis, <http://www.earthguide.ucsd.edu/earthguide/imagelibrary/orbulinauniversa.html> Oct. 22, 2002)



**Figure II.2** Cycle de reproduction chez les foraminifères où alternent de manière régulière des gamontes mégasphériques, haploïdes et uninucléés, et des agamontes microsphériques, diploïdes et multinucléés. Chez certaines espèces, un schizonte peut être produit à partir d'un agamonte, puis se reproduire de manière sexuée. Schématisé à partir de Goldstein, 1999.

### II.1 Reconstitution des températures océaniques de surface à partir des comptages de foraminifères planctoniques

Les SST sont une variable climatique importante et leur reconstitution fait appel à de nombreuses méthodes : le ratio Mg/Ca dans les tests carbonatés des foraminifères (Nürnberg 1995); l'Uk<sup>37</sup> (nombre d'insaturation) dans les chaînes d'alcénones (Brassell et al. 1986); les fonctions de transfert basées sur les comptages d'abondance relative des espèces d'organismes planctoniques, dont les foraminifères planctoniques (Imbrie and Kipp 1971, Malmgren and Nordlund 1996, Pflaumann et al. 1996). Parmi ces nombreuses techniques permettant d'obtenir des paléo-températures, le comptage de foraminifères s'avère être l'une des plus précises concernant la calibration, et, d'après comparaison avec les modèles numériques, probablement l'une des plus justes (Caley et al. 2014).

Les assemblages de foraminifères planctoniques font partie des traceurs les plus utilisés pour les reconstructions des paléo-SST. Ceci grâce au lien intime qui existe entre l'abondance des différentes espèces au sein d'une communauté et les variables physico-chimiques caractérisant leurs habitats, notamment la température (Kucera et al. 2004). Afin d'aboutir à une reconstruction quantitative des paléo-SST, une fonction de transfert a été mise en place qui prenait en compte les groupes de foraminifères associés à des zones climatiques (tropicales, sub-tropicales, transitionnelle..., Imbrie and Kipp 1971). Par la suite, la Technique des Analogues Modernes (Modern Analog Technique, MAT) a été développée (Prell 1985). A la différence des fonctions de transfert, la MAT permet de donner un poids statistique identique aussi bien aux espèces rares qu'aux espèces communes lors de la reconstruction des SST. La MAT permet aussi la reconstruction des SST même lorsque la relation entre la composition de l'assemblage en foraminifères planctoniques et les paramètres environnementaux n'est pas linéaire (Kucera et al. 2004). Pour utiliser cette méthode il est nécessaire de mesurer la distance entre l'assemblage de foraminifères de l'échantillon étudié (qui peut donc être ancien) et les assemblages modernes d'une base de données (BDD) composée de sommets de carottes récents (<4000 ans). A ces sommets de carottes sont associées des SST climatologiques récentes. Partant du principe que le lien entre les assemblages de foraminifères et les SST n'a pas ou très peu varié à l'échelle de la dizaine à la centaine de millier d'années, on peut, de manière statistique, reconstituer les variations passées des températures à travers cette comparaison. Ainsi, la température est calculée

## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond

à partir des meilleurs analogues (les sommets de carotte de la base de données sélectionnés comme ayant la composition faunistique la plus proche possible de l'échantillon). Ainsi, le point le plus sensible de cette méthode réside en la dépendance de la qualité du résultat final (paléo-SST calculées) à celle de la BDD. Les différentes faiblesses de cette méthode concernent :

- Des assemblages passés n'ayant pas d'équivalent dans les assemblages de la BDD
- Une couverture géographique insuffisante de la BDD ;
- Une correspondance biaisée entre SST et assemblages des sommets de carotte de la BDD par des sommets de carottes trop vieux, ou enfin,
- Des assemblages ayant été modifiés par la diagénèse précoce ? lors de la sédimentation dans la colonne d'eau.

D'autres facteurs peuvent aussi induire un biais, si la température n'est pas le principal facteur ayant influencé les assemblages comme par exemple dans des contextes trop proches des côtes (<~500 m de profondeur). Concernant les sommets de carottes prélevées à grande profondeur, le principal biais pouvant affecter les assemblages est la dissolution. Toutes les espèces ne sont pas égales vis-à-vis de la dissolution, il existe donc différents degrés de sensibilité au sein de ces espèces modifiant complètement les abondances relatives de foraminifères planctoniques dans un assemblage. Le biais de la dissolution n'a pas été abordé lors de l'édification des BDD existantes et utilisées actuellement pour la reconstruction des SST. Ceci, et le fait que l'océan Pacifique Sud est sous-échantillonné en termes de sommets de carottes (Voir la figure 1 de l'article présenté dans ce chapitre) sont les principales raisons qui ont motivé la compilation d'une nouvelle BDD de sommets de carottes récents, dont le contenu en foraminifères planctoniques sera utilisé pour des reconstructions de températures océaniques de surface dans l'hémisphère Sud (Figure 1 de l'article présenté dans ce chapitre). C'est pourquoi durant cette compilation nous avons étudié l'impact de la dissolution sur les sommets de carottes et avons ainsi défini des seuils de profondeur/ $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  pour chaque bassin. Les sommets de carottes au-delà de ces seuils ont été exclus de la compilation. Nous avons ensuite comparé les reconstructions de SST effectuées à l'aide de la nouvelle BDD et celles reconstruites à partir des bases de données préexistantes, utilisées pour la compilation de la nouvelle BDD. Ces enregistrements concernent les derniers 20 ans de la carotte MD07-3100. La comparaison des SST obtenues avec les différentes BDD souligne l'amélioration en qualité du résultat obtenu, et met en évidence des événements

## **Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond**

climatiques qui n'auraient pas été observables sans le travail d'amélioration de la base de données que nous avons effectué.

Le cheminement détaillé de cette étude est présenté sous la forme d'un article publié dans la revue *Paleoceanography*.







## Paleoceanography

### RESEARCH ARTICLE

10.1002/2016PA002946

#### Key Points:

- A new Southern Hemisphere planktonic foraminifera database compilation for SST
- Improved precision of paleo-SST reconstructions by reducing dissolution biases in SHO core tops
- Improved SST reconstructed for core MD07-3100 using SHO database with the modern analog technique

#### Supporting Information:

- Supporting Information S1
- Table S2
- Table S3
- Table S4

#### Correspondence to:

N. A. Haddam,  
naoufel.haddam@lsce.ipsl.fr

#### Citation:

Haddam, N. A., E. Michel, G. Siani, G. Cortese, H. C. Bostock, J. M. Duprat, and G. Isguder (2016), Improving past sea surface temperature reconstructions from the Southern Hemisphere oceans using planktonic foraminiferal census data, *Paleoceanography*, 31, 822–837, doi:10.1002/2016PA002946.

Received 7 MAR 2016

Accepted 27 MAY 2016

Accepted article online 5 JUN 2016

Published online 27 JUN 2016

©2016. American Geophysical Union.  
All Rights Reserved.

## Improving past sea surface temperature reconstructions from the Southern Hemisphere oceans using planktonic foraminiferal census data

N. A. Haddam<sup>1,2</sup>, E. Michel<sup>2</sup>, G. Siani<sup>1</sup>, G. Cortese<sup>3</sup>, H. C. Bostock<sup>4</sup>, J. M. Duprat<sup>5</sup>, and G. Isguder<sup>2</sup>

<sup>1</sup>GEOPS Geosciences Paris-Sud, CNRS, Université de Paris Sud, Orsay, France, <sup>2</sup>LSCE/IPSL Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, Gif-sur-Yvette, France, <sup>3</sup>GNS Science, Lower Hutt, New Zealand, <sup>4</sup>National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand, <sup>5</sup>EPOC, Université de Bordeaux, Talence, France

**Abstract** We present an improved database of planktonic foraminiferal census counts from the Southern Hemisphere oceans (SHO) from 15°S to 64°S. The SHO database combines three existing databases. Using this SHO database, we investigated dissolution biases that might affect faunal census counts. We suggest a depth/ $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  threshold of  $\sim 3800 \text{ m}/\Delta\text{CO}_3^{2-} = \sim -10$  to  $-5 \mu\text{mol}/\text{kg}$  for the Pacific and Indian Oceans and  $\sim 4000 \text{ m}/\Delta\text{CO}_3^{2-} = \sim 0$  to  $10 \mu\text{mol}/\text{kg}$  for the Atlantic Ocean, under which core-top assemblages can be affected by dissolution and are less reliable for paleo-sea surface temperature (SST) reconstructions. We removed all core tops beyond these thresholds from the SHO database. This database has 598 core tops and is able to reconstruct past SST variations from 2° to 25.5°C, with a root mean square error of 1.00°C, for annual temperatures. To inspect how dissolution affects SST reconstruction quality, we tested the data base with two “leave-one-out” tests, with and without the deep core tops. We used this database to reconstruct summer SST (SSST) over the last 20 ka, using the Modern Analog Technique method, on the Southeast Pacific core MD07-3100. This was compared to the SSST reconstructed using the three databases used to compile the SHO database, thus showing that the reconstruction using the SHO database is more reliable, as its dissimilarity values are the lowest. The most important aspect here is the importance of a bias-free, geographic-rich database. We leave this data set open-ended to future additions; the new core tops must be carefully selected, with their chronological frameworks, and evidence of dissolution assessed.

### 1. Introduction

Past climate data provide the opportunity to test our understanding of climate feedbacks, thresholds, and nonlinear responses to forcing variables. Moreover, these data are necessary to evaluate the performance of climate models. One of the most important climate variables is sea surface temperature (SST), and hence, many proxies have been developed and used for its reconstruction from past geological archives (see *Mix et al.* [2001] for a review), e.g., Mg/Ca ratio in foraminiferal carbonate tests [*Nürnberg, 1995*]; Uk'37 (unsaturation index) of alkenone chains [*Brassell et al., 1986*]; and transfer functions based on census counts of planktonic organisms, including planktonic foraminifera [*Imbrie and Kipp, 1971*; *Pflaumann et al., 1996*; *Malmgren and Nordlund, 1996*]. However, an intercomparison of results from these different SST reconstruction methods highlighted considerable discrepancies [*Bard, 2001*], suggesting that a better understanding and calibration of each proxy is necessary.

Planktonic foraminiferal assemblages are one of the most commonly used proxies for paleo-temperature reconstructions due to the close dependence between their species abundances and the physicochemical variables of their habitats [*Kucera et al., 2005a*]. A study in the North Atlantic has shown that paleo-SST reconstructions obtained from foraminiferal assemblages showed the best agreement with climate models, compared to other paleo-SST proxies [*Caley et al., 2014*].

*Imbrie and Kipp* [1971] developed a transfer function for planktonic foraminifera to obtain quantitative reconstructions of SST. Subsequently, the Modern Analog Technique (MAT) was developed, which has proven to be amongst the most accurate reconstruction methods [*Prell, 1985*]. Unlike other transfer function methods, to estimate the SST, MAT takes into account rare species, not only the most abundant ones. MAT can also provide a reconstruction even when the relationship between the species and the environmental parameter are nonlinear [*Kucera et al., 2005a*]. The MAT method directly measures the distance between the planktonic

foraminifera faunal composition of a fossil sample with the assemblages from a modern core-top database, and it identifies the best set of modern analogs [Prell, 1985].

In order to be able to generate MAT SST reconstructions for paleoclimate studies, many core-top databases have been compiled and extensively tested. In the Atlantic Ocean, where many core tops are available, these databases have proven to be very effective for reconstructing SST [Pflaumann *et al.*, 1996; Kucera *et al.*, 2005a]. In the past, there has only been a limited number of core tops available for the Southern Hemisphere oceans (SHO), and the current databases [Cortese *et al.*, 2013; MARGO: Kucera *et al.*, 2005a] need to be extensively tested. Given the importance of the Southern Ocean (SO) in the climate system [Marshall and Speer, 2012], we have compiled a new, improved, core-top database for the SHO. This database will be useful to produce improved SHO paleo-SST reconstructions.

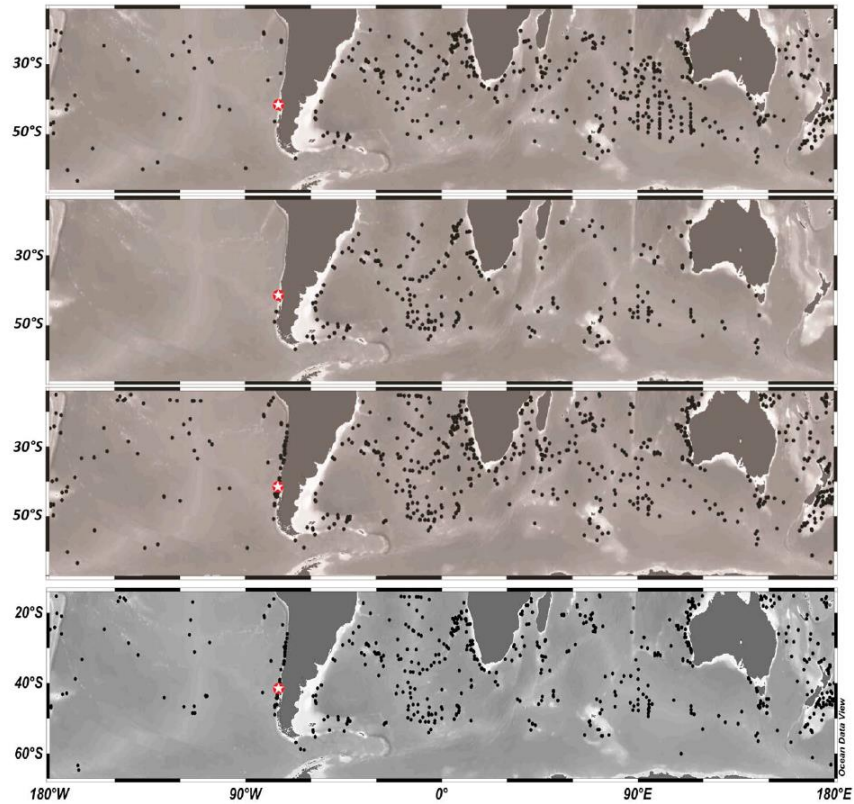
This study aims to provide a modern database that is “as free as possible” from various sources of bias (e.g., statistical significance of species counts, coastal influence on planktonic foraminiferal assemblages, effects of selective dissolution, and nonmodern samples), that will reduce the quality of environmental estimates. The improved paleo-SST precision will allow for model simulation/paleo data comparisons and better insights in to the potential climatic mechanisms. This paper will discuss how the new SHO core-top database was compiled and propose strict criteria for the inclusion of future core tops. This database is then tested and validated using the leave-one-out test, with and without deep core tops, to assess the reconstruction quality of the SST. We then used the database to reconstruct SST over the last 20 ka by applying the MAT method to planktonic foraminifera census data from a marine sediment core MD07-3100, retrieved from the Southeast Pacific (SEP), and the obtained SST are compared to SST reconstructed with the previously available databases.

## 2. Development of the New Modern Core-Top Database

The ideal analog database for SST reconstructions should be composed of recent core tops, with assemblages based on census counts of a minimum of 300 individuals for the best statistical representation of species that have a relative abundance of at least 10% [Patterson and Fishbein, 1989]. Furthermore, the assemblages of these core tops should ideally be mainly influenced by oceanic SST. However, foraminifera assemblages are often affected by other influences, for example, the selective dissolution of certain species [e.g., Thunell, 1976] which affects many deep-sea core tops. To meet these requirements, we perform a quality check on the core tops to be included in the database, to improve the reliability of the derived SST reconstructions for the SO. Therefore, this paper focuses on the compilation of the best quality core tops for SST reconstruction in the SHO.

This new database extends from 15°S, at the northern limb of the middle- to low-latitude gyres in the Atlantic, Indian, and Pacific Oceans to the coast of Antarctica, to allow the reconstruction of past latitudinal variations of the polar, subpolar, and subtropical waters. The SHO is separated into three main sectors; Atlantic, Indian, and Pacific basins. In general, better SST reconstructions will be obtained by using a core-top database from the same geographical area as the same genetic species will be considered [Pflaumann *et al.*, 1996; Kucera *et al.*, 2005a]. Indeed, the occurrence of cryptic species of protists in the World Ocean [de Vargas *et al.*, 1999; Darling *et al.*, 2004; Darling and Wade, 2008] has the potential to introduce errors in species determination, as the taxonomy of the various types of protists is based on morphology (i.e., their skeletal remains), rather than their genotype. In our study area, the SHO, we expect the organisms to be very well mixed by the Antarctic Circumpolar Current (ACC) system, which mitigates the problem with cryptic species and allows us to assume that the same genetic species are likely to occur in all three sectors.

The annual and/or seasonal modern climatological temperatures (average of 30 years) are associated with each core top in the database. The paleo-SST of the fossil assemblage is the mean of the SST of the nearest analogs. The degree of similarity between a fossil sample and the best modern analogs is estimated using a square chord distance test (dissimilarity coefficient) [Prell, 1985]. The lower the dissimilarity is, the more reliable the reconstructed SST will be. A dissimilarity coefficient threshold of 0.25 has often been used, under which the SST reconstructions were considered to be of good quality [Prell, 1985; Kallel *et al.*, 2000]. However, dissimilarity is also a function of the faunal diversity, as dissimilarity values increase with diversity, thus displaying higher values in low latitudes compared to high latitudes [Waelbroeck *et al.*, 1998]. Thus, we have not used a specific dissimilarity threshold in this study.



**Figure 1.** Map of core tops compiled in the different databases. (first panel) The MARGO database; (second panel) the French database; (third panel) Cortese' database, and (fourth panel) the new SHO database. The star represents the location of core MD07-3100.

### 2.1. Database Compilation

We compiled three existing core-top databases, (i) the MARGO project database covering the Atlantic, Indian, and Pacific Oceans, cut at 15°S and containing 550 core tops [Kucera *et al.*, 2005a], hereafter named the MARGO database; (ii) a recently published database containing 771 core tops [Cortese *et al.*, 2013], hereafter named the Cortese database; and (iii) an unpublished database from the Atlantic and Indian sectors of the SO based on *Salvignac* [1998] with additional core tops from the South Atlantic, Pacific, and Indian Oceans (Gif/Orsay database), containing 261 core tops, hereafter named the French database. The new compiled database is called the SHO database, with core tops from 15°S to 64°S. Compiling these three databases provides an improved coverage of the Pacific Ocean especially along the Peruvian and Chilean margin in the SEP (Figure 1).

Foraminifera counts in these databases were made in the >150 μm fraction; this would lead to an underestimation of taxa with smaller tests. The total number of taxa in the new compilation is 35. Several species, or subspecies, in our new database were combined (supporting information Table S1). We combined *Globigerinoides sacculifer* and *G. trilobus* following the same approach as the Cortese database [Cortese *et al.*, 2013]. This is unlikely to be an issue as these two ontogenic growth types share the same ecological niches and thus provide the same SST range [Bé, 1977; Niebler and Gersonde, 1998]. *G. ruber* white and the chromotype *G. ruber* pink [Aurahs *et al.*, 2011] are also combined in the Cortese database despite the fact that they do not share the same optimal range of temperature. However, this is unlikely to be a significant problem as within the MARGO and the French databases there are only ~50 cores containing individuals of *G. ruber* pink in their assemblages, among which only three low-latitude cores have >5% of this subspecies.

Following this logic, for the databases where intergrade forms between *Neogloboquadrina dutertrei* and *N. pachyderma* right coiling were considered in separated counts, we have been compelled to combine them with *N. pachyderma* right coiling counts. This combination might artificially broaden the SST range of *N. pachyderma* right coiling as the intergrade form grows under slightly warmer SST [Pflaumann et al., 1996]. Lastly, we combined *Globorotalia menardii*, *G. tumida*, and *G. flexuosa* as they were not counted separately in the Cortese database. For the first two species, both thrive in the same temperature range of 19 to 28°C [Pflaumann et al., 1996], while *G. flexuosa* has been associated with fertile upwelling zones [Cullen and Prell, 1984].

During this compilation we applied a rigorous quality control of the core tops, checking the available voyage and campaign reports. This allowed several errors on the longitude, latitudes, depth, and even station names to be corrected on ~100 core tops across the different databases. We have also quality controlled the chronological information provided for the core tops where available. We reused the chronology information available in the MARGO database and ranked the cores of the remaining databases, following the MARGO notation with five levels: (i) level 1, chronologic control based on radiometric dating (e.g., U/Th and reservoir-corrected  $^{14}\text{C}$ ) indicating an age < ~2000 years; (ii) level 2, chronologic control established by any kind of radiometric date indicating an age < ~4000 years or stained benthic foraminifera with sedimentation rate higher than 5 cm/ka; (iii) level 3, Any kind of radiometric date between 4000 to 8000 years or a specific stratigraphic control (e.g., extinction or emergence of a species) indicating an age < ~4000 years; (iv) level 4, stratigraphic constrained (as  $\delta^{18}\text{O}$  stratigraphy and  $\text{CaCO}_3$  percentages) indicating an age < ~4000 years; and (v) level 5, no age control available for the core top [see Kucera et al., 2005b]. Unfortunately, 85% of the core tops in the databases display a level 5 chronology. It is very likely that core tops from low sedimentation areas would not be recent and may be >8000 years or older. This may bias the paleo-SST reconstruction if these core tops were to be chosen as analogs.

We also excluded the core tops shallower than ~500 m in the three databases, because planktonic foraminiferal assemblages from the coastal environments are more likely to be influenced by factors other than SST [Pflaumann et al., 1996].

## 2.2. Dissolution-Biased Core Tops

Species-selective dissolution can affect deep core-top faunal composition both above [Volbers and Henrich, 2002] and below the lysocline [Arrhenius, 1952; Berger, 1970; Phleger et al., 1953; Ruddiman and Heezen, 1967; Schott, 1935; Thunell, 1976]. This bias in the faunal composition precludes reliable paleo-SST reconstructions. Selective dissolution will first affect test weights of fragile species without destroying the whole shell. However, once dissolution starts to affect the abundance of dissolution-sensitive species shells, the whole planktonic foraminiferal assemblage will be biased. Thus, in order to find out which core-top assemblages are biased by dissolution, we propose a “dissolution” criterion. Carbonate dissolution is enhanced with increasing water depth (pressure) and decreasing carbonate concentration [ $\Delta\text{CO}_3^{2-}$ ], i.e., the undersaturation of the bottom waters toward calcite. In the following discussion, we will use the  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  notation to signify the difference between in situ [ $\Delta\text{CO}_3^{2-}$ ] concentration and the calcite horizon saturation concentration at the depth the cores were retrieved following the equations of Broecker and Takahashi [1978]:

$$\Delta\text{CO}_3^{2-} (\mu\text{M/kg}) = [\text{CO}_3^{2-}] - [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{cc}} \quad \text{and} \quad [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{cc}} = 90\exp(0.16(Z - 4)) \quad (1)$$

where  $[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{cc}}$  is the critical concentration for calcite and  $Z$  is the water depth of the core in kilometers.

To eliminate any dissolution bias, we used two different approaches: (1) an evaluation of the changes observed in the percentages of sensitive to resistant foraminiferal species (see next paragraph) with depth and (2) an examination of planktonic foraminiferal assemblage dissimilarities along bathymetric core-top transects. Information on the relative abundance of planktonic foraminifera fragments (fragmentation index, *Le and Shackleton* [1992]) in the core top would provide an alternative indicator of possible dissolution. Unfortunately, no fragmentation data were available to use in this study.

For the first approach, we separated each basin (Atlantic, Indian, Pacific, and SO for the cores south of the Polar Front) and the upwelling zones, into 5°C zones using World Ocean Atlas 1998 summer SST [Conkright et al., 1998]. We then analyzed the faunal contents of the core tops by grouping the most abundant species according to their resistance to dissolution following Cullen and Prell's classification [Cullen and Prell, 1984].

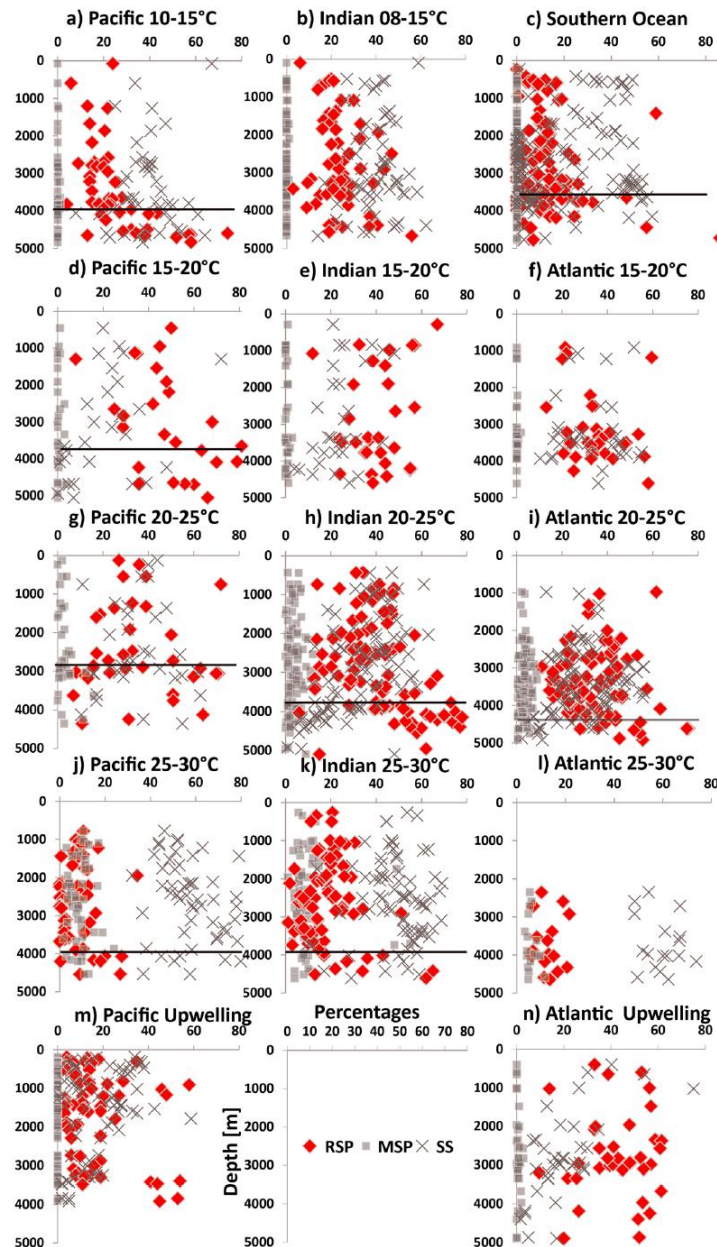
For resistant species percentages (RSP), we added together the percentages of *Globorotalia inflata*, *G. flexuosa*, *G. menardii*, *G. tumida*, *N. dutertrei*, and *Pulleniatina obliquiloculata*. For moderately resistant species percentages (MSP), we added the percentages of *Globigerinella siphonifera*, *G. conglobatus*, and *Globoquadrina conglomerata*. For sensitive species (SS), we summed the percentages of *G. ruber*, *Globigerina bulloides*, and *Globigerinita glutinata*. The only difference between our classification and Cullen and Prell's is to exclude *N. pachyderma* (both left and right coiling). Indeed, Cullen and Prell's classification was based on studies from tropical regions, where there are few *N. pachyderma* forms. At higher latitudes the assemblages are dominated by *N. pachyderma* forms, which will overwhelm the effects of dissolution on the foraminiferal assemblages.

We plotted the percentages of these three groups (RSP, MSP, and SS) in each 5°C range (from 0 to 30°C, except in the Indian sector where the first grouping is for 8–15°C, as there are less than 10 core tops between 8 and 10°C) to limit their SST dependency. For the three oceanic basins, the percentages of each group are plotted against depth to evaluate the threshold at which planktonic foraminiferal assemblages start to be biased by dissolution (Figure 2). The major pattern observed is the increase in RSP percentage with depth, sometimes associated with a decrease in SS percentage (Figures 2d, 2g, 2h, 2i, and 2k). The RSP percentage maxima are generally lower for high temperatures (25–30°C) and low temperatures (<15°C), at depths <3000 m, than for the intermediate temperature ranges (10–15 and 15–20°C).

In the 10–15°C and 25–30°C ranges in the Pacific Ocean (Figures 2a and 2j), the RSP are lower than 20–25% for shallow cores. The only exception is a core at ~2000 m with a RSP >30% (Figure 2j). This core is potentially affected by supralysoclineal dissolution due to higher organic matter fluxes at this location. At depths >4000 m we observe an increase in RSP in all regions, potentially indicating dissolution-biased counts. In the Atlantic Ocean, for the 25–30°C range, the RSP are lower than 20–25% at all depths, down to 4700 m. In the Indian Ocean, in the 25–30°C range, the percentage of the RSP increases to >35% for cores deeper than 4000 m, probably as a result of dissolution-biased assemblages. In the 8–15°C range (Figure 2b), a number of cores have RSP percentages of ~40%, and there is no obvious increase of the RSP with depth, except for the deepest core with a RSP content >55%. More core tops from deeper depths will be required to define a potential threshold depth for dissolution impacting planktonic foraminifera assemblages in this region.

Within the range of 15–25°C, for all the basins (Figures 2d, 2e, 2f, 2g, 2h, and 2i), we observe higher RSP values, from 20 to >50%, at all depths. This widespread response might be due to ecological factors, as this range is transitional, including both cool- and warm-water species, and the RSP percentages in this range are dominated by the presence of *G. inflata*, *G. menardii* spp., and *N. dutertrei*. However, there is still an increase in the RSP species percentages at depths >3600 and ~3000 m for the Pacific basin within the temperature ranges 15–20°C and 20–25°C, respectively. There is also a clear decrease in SS percentage in the Pacific basin at a similar depth of 3600 m for the 15–20°C range. For the 15–20°C range in the Indian and Atlantic Oceans (Figures 2e and 2f), there is no obvious tendency for higher RSP percentages with increasing depth. In this case the RSP alone cannot be used to determine a dissolution threshold. However, a decrease of SS species percentage with depth is observed in Figure 2e. This decrease indicates that dissolution might impact the assemblages at depths greater than ~3900 m. In the Indian Ocean for the 20–25°C range, both RSP increase and SS decrease with depth, suggesting a threshold of ~3800 m below which assemblages are impacted by dissolution. For the Southern Ocean (0–10°C, Figure 2c), cores retrieved at depths shallower than 3600 m show RSP percentages <30% and only four deeper cores display higher RSP percentages. Occasionally, we observe relatively shallow cores with higher RSP percentages (e.g., Figures 2c, 2d, 2e, 2f, 2g, 2i, and 2k, at ~1000 m, ~3000 m, ~50 m, ~1000 m, ~800 m, ~1000 m, and ~2900 m, respectively). Their relatively high RSP percentages suggest that all these cores, despite their shallow depths, have been affected by dissolution, or some other process, that has resulted in a biased foraminiferal assemblage. Thus, we discarded them from the SHO database.

From Figure 2, there is no unique depth at which the planktonic foraminiferal assemblages start to be affected by dissolution in the core tops. This is expected as the calcite saturation horizon ( $\Delta\text{CO}_3^{2-} = 0$ ) is at different depths in the different basins due to deep ocean circulation. In the Atlantic Ocean, we do not see an impact of dissolution in the range 25–30°C where cores are mainly bathed by the North Atlantic Deep Water, characterized by a high  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  concentration. At higher latitudes (20–25°C range) the impact of dissolution starts at depths >4300 m, where the  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  decreases to ~0  $\mu\text{mol/kg}$ . In the Indian Ocean



**Figure 2.** Plots of the percentages of the dissolution-sensitive species, SS (crosses); moderately sensitive species, MSP (squares); and dissolution-resistant species RSP (diamonds). Plots are separated according to different basins and summer SST ranges. The horizontal dark bars represent the depth threshold we chose in each case.

dissolution is evident for the temperature ranges 20–25 and 25–30°C (Figures 2h and 2k) at depths >3900 m. This corresponds to a maximum  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  value of  $\sim -6 \mu\text{mol/kg}$ . In the Pacific Ocean, both RSP and SS percentages indicate dissolution occurring at depths >4000 and 3600 m in the midlatitudes for the temperature ranges 10–15 and 15–20°C, respectively.

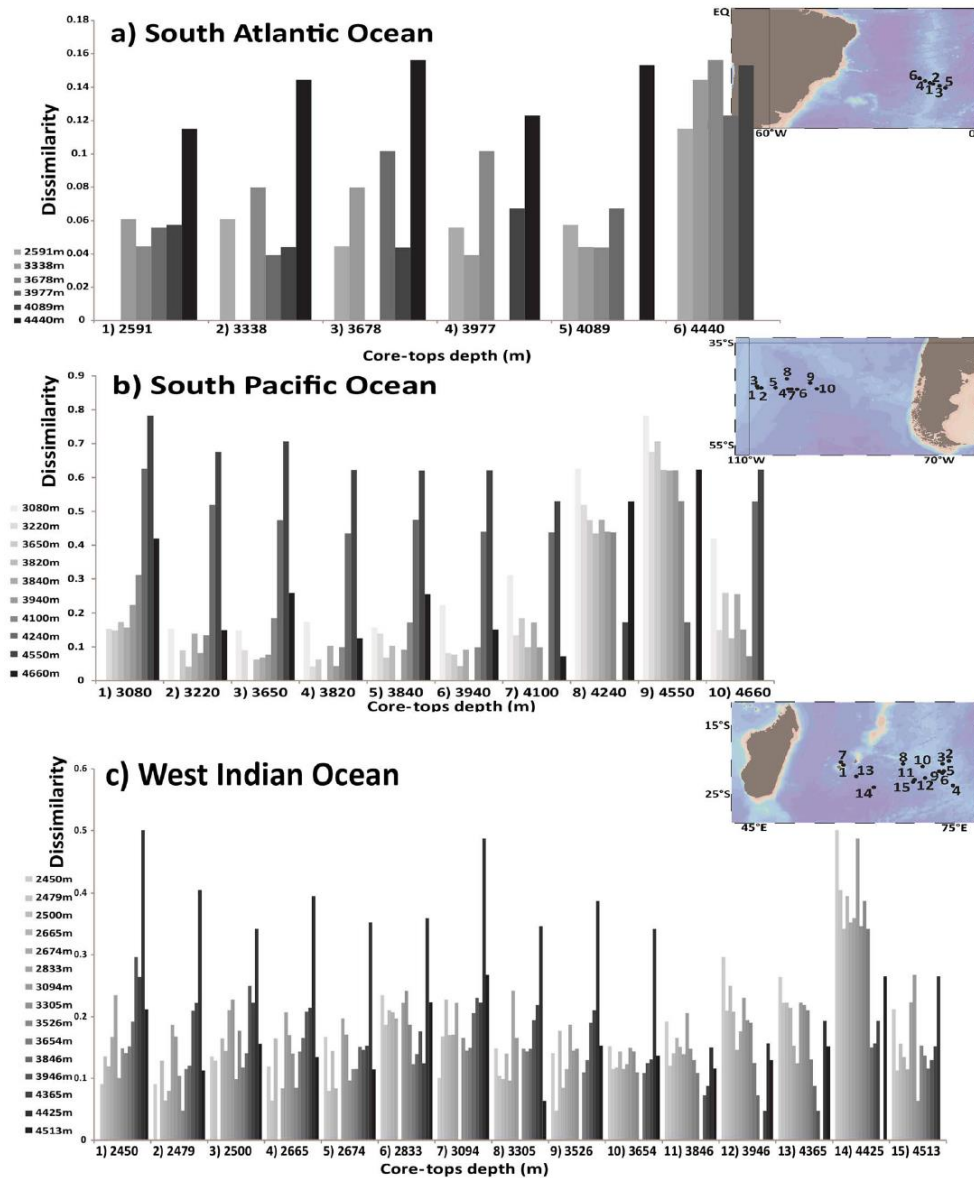
When looking at core tops that have been discarded for dissolution from Figure 2 plots (supporting information Figure S1), it is clear that the RSP percentage starts to increase when the  $\Delta\text{CO}_3^{2-} \leq -0$  to  $-5 \mu\text{mol/kg}$  in each basin in the 20–25°C ranges,  $< -5 \mu\text{mol/kg}$  in the Pacific and Indian Oceans for the 25–30°C ranges, and  $< -10 \mu\text{mol/kg}$  for the  $< 20^\circ\text{C}$  ranges in the Pacific, Indian, and SO.

Species living in the deeper part of the water column generally contribute significantly to RSP, while shallow dwelling species are mainly included in SS. Unfortunately, this method cannot separate the dissolution signal from variations in the ratio between shallow and deep dwelling species. However, the clear depthwise increase of the RSP percentages indicates that, at least at higher dissolution rates, the dissolution signal overcomes this convolution. To further test the core-top foraminiferal assemblages for the effects of dissolution, we looked at transects of core tops in each basin, to determine at what depth the dissolution starts biasing the faunas. We chose regions where there are transects of core tops covering a relatively small area, which are distal from oceanographic fronts, to avoid concomitant SST changes, which might distort the dissolution signal. As different cores within each transect should display similar assemblages, any observed compositional differences should be directly linked to dissolution at the deeper core sites. We compared dissimilarity coefficients between the different core tops along each bathymetric transect and compared them to the depth profile of  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  at their location (supporting information Figures S2 and S3).

For the first transect located in the southeast Atlantic (Figure 3a), amongst the six cores, only the deepest one displays an assemblage with an increased dissimilarity coefficient compared to the other shallower cores in the transect. The dissimilarity increases from  $\sim 0.04$  between the shallowest cores to 0.12 for the deepest one. The clear increase in dissimilarity indicates that the assemblage of the deepest core site is influenced by a different factor from the other shallower cores. Thus, this indicates that, in the southeast Atlantic, species-selective dissolution starts to modify the planktonic foraminiferal assemblages between 4100 and 4400 m depth. This supports the carbonate dissolution threshold of  $\sim 4300$  m, as defined above (Figure 2i).

The second transect, located in the SEP (Figure 3b), uses 10 cores. For cores shallower than 4100 m the dissimilarity between assemblages is generally lower than 0.2, while it increases to more than 0.4 between the core retrieved above 4100 m and cores from 4240 and 4550 m depth. When comparing the faunal content of all these sites, we observe that the two core tops at 4240 and 4550 m depth present the highest percentages of *G. truncatulinoides* (11 and 18%, compared with 4 to 7% for the shallower cores). This species is considered relatively dissolution resistant [Cullen and Prell, 1984]. However, for this transect, the deepest core-top assemblage at 4660 m depth is similar to that observed in cores shallower than 4100 m and not to that of the two closest core tops at 4240 and 4550 m depth. This suggests that the assemblage of the deepest core top is less affected by dissolution relative to the other deep core tops. The reason for this is unclear, but this observation may be due to lower organic matter export at this deepest core site or increased sedimentation rates at the deepest core compared to the other deep cores, generating different states of preservation. This transect indicates that, in the SEP, dissolution starts to modify the planktonic foraminifera assemblages between 4100 and 4200 m, slightly deeper than the depth of 4000 m indicated in Figure 2a for the corresponding temperature range.

The final transect is from the western tropical Indian Ocean (Figure 3c), using 15 cores. The core at 4425 m depth has an assemblage significantly different from the other core tops in this transect, with the highest percentage of the dissolution-resistant species *G. inflata* (27%). The percentage of this species varies in the other cores from 1 to 2% for the shallowest ( $< 3800$  m) and from 6 to 27% for the deeper cores ( $> 3800$  m). The shallower cores from this transect have a RSP percentage  $< 13\%$ , except for the 2833 m depth core, that shows a high dissimilarity value (0.2) when compared to the other shallow core tops ( $< 3800$  m) (Figure 3c). The RSP percentage for the cores  $> 3800$  m varies from 13 to 34%, with the lowest value of 13% paradoxically obtained in the deepest core, which might explain why it shows a relatively low dissimilarity coefficient (0.115 to 0.212) when compared to the shallowest five cores (Figure 3c, the light gray group of bars for this core). Generally, in the Indian Ocean, the dissimilarity coefficient transition between shallow, unbiased core tops and deep dissolution-biased core tops is not as sharp as in the other transects. For cores  $< 3800$  m, the dissimilarities in their assemblages (lighter grey bars) are generally lower than the dissimilarities observed for the deeper cores ( $> 3800$  m) (darker grey bars). The assemblage of the core located at 3654 m displays similar dissimilarities to both deep and shallow core-top assemblages. Conversely, for cores retrieved at depths  $> 3800$  m, dissimilarities (dark grey bars) are generally lower than those recorded in the shallower



**Figure 3.** Bathyal transects of dissimilarity: Core tops on the x axis are sorted by water depth. The dissimilarity values obtained when assemblages of each core top are compared with the other core tops from the transect are represented by the columns, also sorted by water depth. Each column corresponds to the dissimilarity of the core with the other cores from the transect; the empty column represents the depth of the core itself.

cores (Figure 3c). These observations indicate that assemblages are biased by dissolution from around 3700–3800 m depth. This is slightly shallower than the depth of 3900–4000 m indicated for the subtropical Indian Ocean in Figures 2h and 2k.

Combining all the observations presented in this section, we propose a modern contextual depth threshold for the different basins (Table 1). We propose a threshold of 3800 m ( $\Delta\text{CO}_3^{2-} \sim -5$  to  $-10 \mu\text{mol/kg}$ ) for core tops from the South Pacific and South Indian, 4000 m ( $\Delta\text{CO}_3^{2-} \sim -5$  to  $-10 \mu\text{mol/kg}$ ) for the subtropical



**Table 1.** Contextual Depth and  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  Threshold for the Different Basins

Basin/Region	Depth Threshold (m)	$\Delta\text{CO}_3^{2-}$ Threshold ( $\mu\text{mol/kg}$ )
South Pacific	3800	$\sim -5$ to $-10$
South Indian	3800	$\sim -5$ to $-10$
Subtropical Pacific	4000	$\sim -5$ to $-10$
Subtropical Indian	4000	$\sim -5$ to $-10$
South Atlantic	4200	$\sim 0$ to $-5$
Subtropical Atlantic	4700	$\sim 0$ to $-5$

Pacific and subtropical Indian Oceans, 4700 m ( $\Delta\text{CO}_3^{2-} = \sim 0$  to  $-5 \mu\text{mol/kg}$ ) for core tops from the subtropical Atlantic, and 4200 m ( $\Delta\text{CO}_3^{2-} = \sim 0$  to  $-5 \mu\text{mol/kg}$ ) for the South Atlantic Ocean. Furthermore, we suggest that care is taken whenever the  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  value is near  $\sim -5 \mu\text{mol/kg}$ , regardless of the basin or the latitude. Faunal investigation is recommended as the assemblage starts to be suspicious once the RSP percentage is  $>30\%$  in most of the core tops in the  $25\text{--}30^\circ\text{C}$  [Cullen and Prell, 1984] and  $10\text{--}15^\circ\text{C}$  ranges, in RSP percentages  $>40\text{--}50\%$  in the  $15\text{--}25^\circ\text{C}$  range (midlatitude areas with transitional fauna), and in zones of high organic matter fluxes.

Using this approach, based on RSP percentages and  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  values, we identified and removed 184 dissolution-biased core tops from the new combined SHO database (supporting information Table S3).

### 2.2.1. Upwelling Zones Core Tops

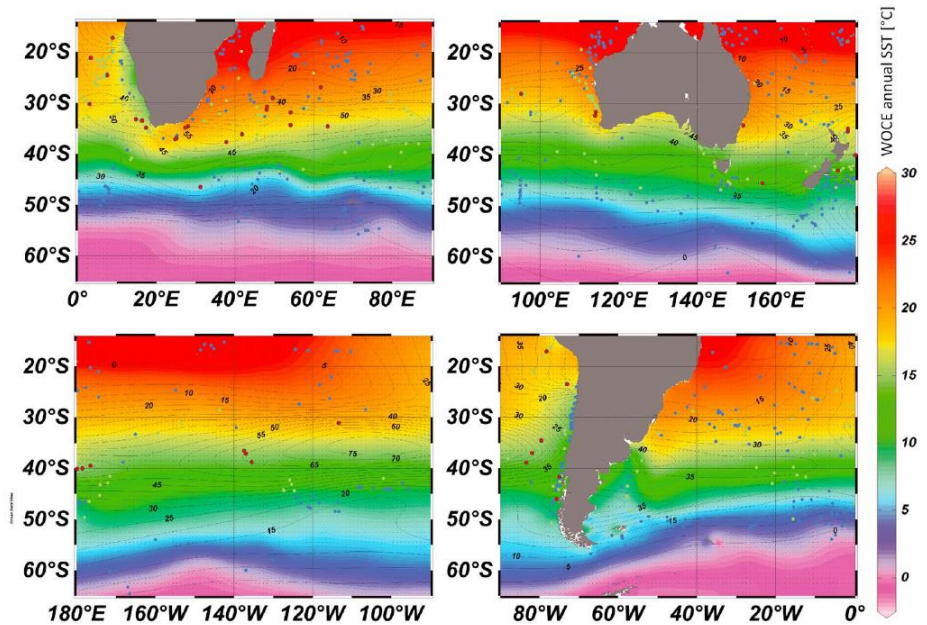
It has previously been suggested that the faunal composition of planktonic foraminifera might be less dependent on SST in coastal upwelling areas due to the overriding effect of increased nutrient supply and drastically different water column structure [Ottens, 1991; Lombard *et al.*, 2011], thus affecting the dissimilarity and biasing the temperatures obtained from these MAT methods. Here we identify two regions of upwelling and high productivity that may affect the underlying core-top assemblages: (i) the upwelling region along the Chilean margin, from  $15^\circ\text{S}$  down to  $40^\circ\text{S}$ , lowering the SST up to 100 km off the coast [Tomczak and Godfrey, 2003], and (ii) the Namibia upwelling system off the west coast of Africa, from  $20^\circ\text{S}$  to  $\sim 37^\circ\text{S}$  [Tomczak and Godfrey, 2003]. These core tops were not discarded from our database but were instead flagged, and, if they were selected as analogs, their current oceanography was taken into consideration during the interpretation of the reconstructed SST (supporting information Table S2). We observe very high percentages of dissolution-resistant species in these upwelling zones (Figures 2m and 2n), which can be explained by either (i) an increased abundance of high productivity species such as *G. menardii flexuosa* [Cullen and Prell, 1984] or *N. dutertrei* [Bé and Tolderlund, 1971; Rohling and Gieskes, 1989] or (ii) increased dissolution bias at all depths due to more corrosive bottom water and pore water linked to higher organic matter fluxes in those regions. Due to the difficulty in separating between these two hypotheses, care needs to be taken during the SST reconstruction. The selection of these core tops as analogs may indicate specific ecological conditions and/or supralysoclineal dissolution events, both of which will strongly bias the SST estimates.

We used regional maps of RSP percentages to check if upwelling core tops indicate local trends (Figure 4). Cores from the Namibia upwelling system zone (Figure 4, top left), display high RSP percentages (orange dots along the African coast). In contrast, the core tops from the Chilean margin upwelling zone do not display high RSP values (Figure 4, bottom right).

These maps (Figure 4) also identify core tops showing odd RSP percentages that have no link with the local oceanography. This is the case for a core top in the Pacific Ocean at  $30^\circ\text{S}$ ,  $115^\circ\text{W}$  (Figure 4, bottom left) and one located along the southeast Australian coast (Figure 4, top right), both characterized by a RSP of  $>60\%$ . We also note that two cores southeast of Cape Agulhas also show similarly high RSP percentages. These latter core tops are under the influence of the Agulhas Current, which has characteristic assemblages dominated by the subtropical species *G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. siphonifera*, *G. glutinata*, *O. universa*, *G. menardii*, and *G. hexagona* [Peeters *et al.*, 2004]. However, these two core tops also contain high percentages of the dissolution-resistant *G. inflata*, indicating that they might be biased by dissolution. We have discarded these core tops that have very different assemblages from the neighboring cores.

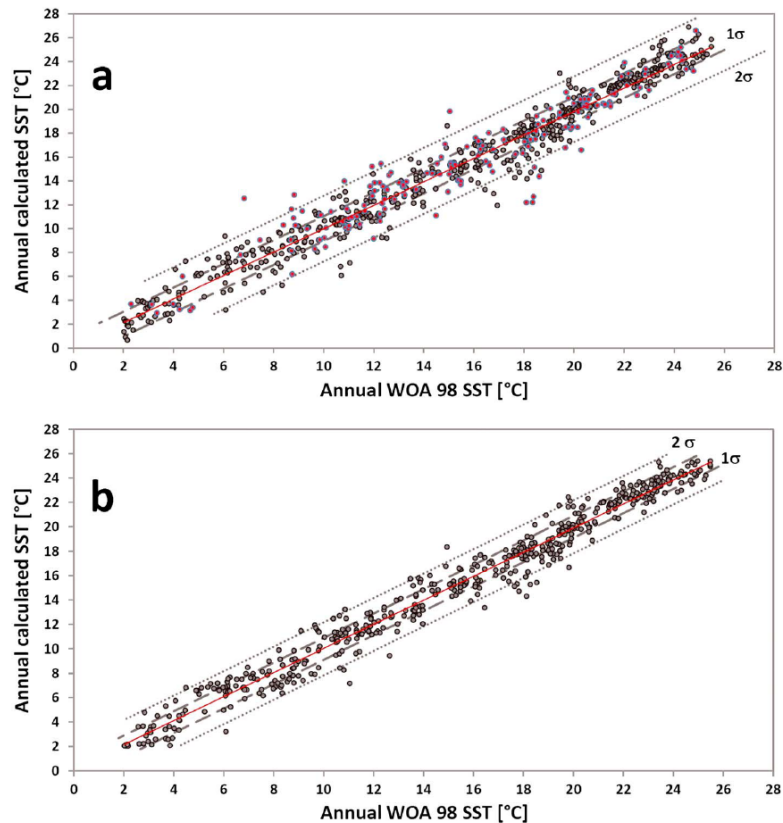
## 3. Database Validation

In order to validate our new database, we performed a "leave-one-out" reconstruction of the modern SST (World Ocean Atlas 1998 "WOA98" interpolated 10 first meters) first by using the whole SHO database



**Figure 4.** Annual mean World Ocean Circulation Experiment SST maps. The dots' colors represent RSP percentage ranges of the core tops: 0–30% in blue; 30–60% in green; and >60% in red. Contours represent the RSP percentages values for each of the core tops in the compiled database. Background colors represent annual SST. This map was created using Ocean Data View (ODV) with DIVA gridding [Schlitzer, 2015].

(Figure 5a), and then by running a second test after the removal of the deep, potentially dissolution-biased core tops (Figure 5b). These tests use a MAT calculation of the SST of each database core top by using the remaining data set. We used the BIOINDIC package developed by Joël Guiot and Yves Gally (CEREGE, CNRS, <https://www.eccorev.fr/spip.php?article389>), in R software [R Development Core Team, 2010]. The reconstructed annual SST is plotted against WOA98 SST (Figures 5a and 5b). On both graphs, the regression is close to a 1/1 slope with a very high coefficient of correlation ( $r^2 = 0.97$ ). The cores are centered on this line from 2°C to 25.5°C, indicating the optimal range for the SST reconstruction. Reconstructions of SST <2°C is unreliable as the assemblages at these SST are composed of >95% of *N. pachyderma* left coiling. The remaining 5% of the assemblages are not diverse enough to reconstruct the 0–2°C SST range [Waelbroeck et al., 1998]. At SST >25.5°C the relationship appears nonlinear and is also erratic (probably due to a similar problem of only a few warmer species present). After removing cores <2°C and >25.5°C, we get a linear regression of  $Y = 0.9862 (\pm 0.0068) X + 0.1744 (\pm 0.1134)$ . The result of the test (Figure 5b) shows that the  $\Delta_{SST}^{\text{observed-calculated}}$  is less than 2.7°C with the exception of 20 core tops. We put aside 12 outliers as their  $\Delta_{SST}$  (the annual or seasonal) values were greater than 3 times the difference between the first and third quartiles. None of these core tops possess chronological information; thus, they could be either from the early Holocene (>8000 years, with potentially higher than modern SST) or from the last glacial or deglaciation period (lower than modern SST). The supporting information Figure S5 indicates the variation in residuals before and after removing the deep core tops from the database. We note higher residuals (>4°C) at higher depths (and lower  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$ ) when leaving the deep core tops in the database, indicating the extent of the dissolution-bias introduced in the SST reconstructions. This supports the idea that these deep core tops should be discarded from the database and that SST reconstructions on dissolution-biased downcore samples should be avoided. To summarize, we removed 204 cores from the original compiled database of 802 core tops. The main factor for removing core tops was their depth and low  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  values (supporting information Table S3 includes the reasons for removing each core top). Thus, the final database contains 598 core tops (supporting information Table S4). Tests on the new database allowed us to obtain a root-mean-square error (RMSE) of 1.00°C and error of  $1\sigma = 0.89^\circ\text{C}$  for annual SST reconstructions (Table S5 in supporting information displays the seasonal errors). This is an



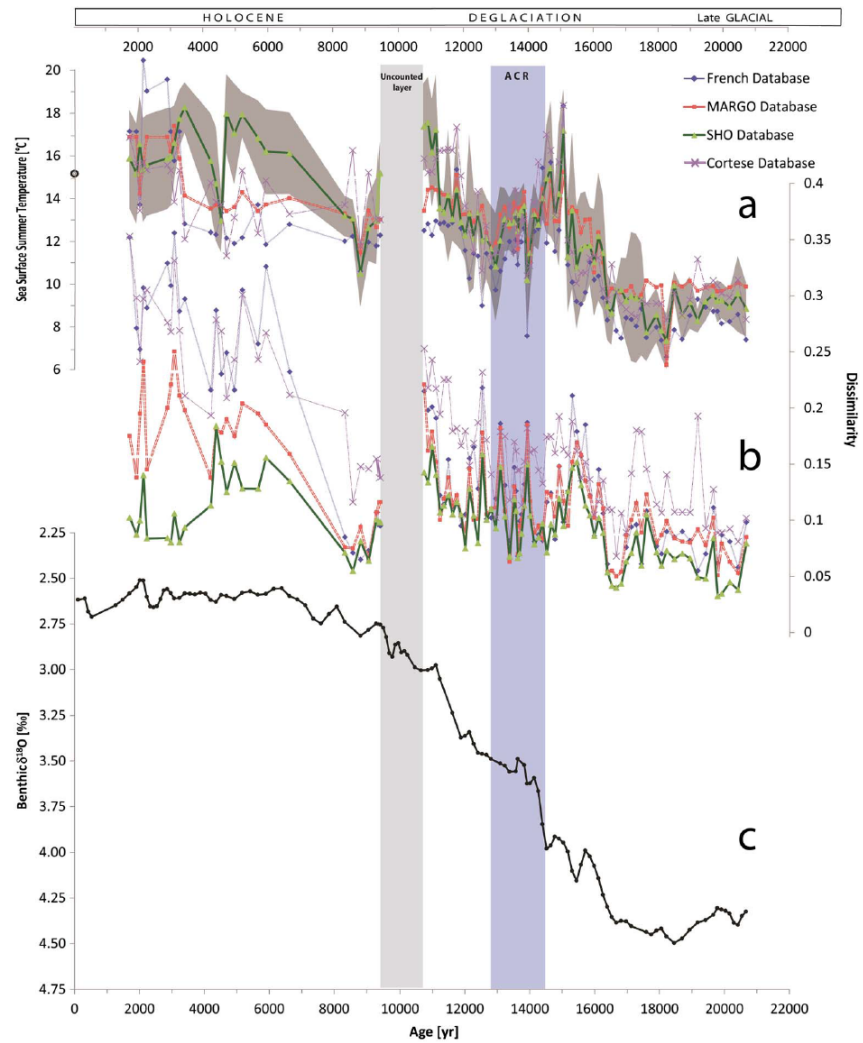
**Figure 5.** Leave-one-out validation tests of our database for annual temperature reconstruction. (a) The database with deep core tops and (b) the database without dissolved, deep core tops. In Figure 5a, these last core tops are shown as red dots. The dotted lines represent the  $1\sigma$  error (1.04°C and 0.89°C for Figures 5a and 5b, respectively), and dots and lines correspond to  $2\sigma$  (2.76 and 2.07°C for Figures 5a and 5b, respectively) to emphasize the outliers.

improvement on other databases such as the MARGO database where the mean (RMSE) for annual reconstructions over the South Atlantic and the Pacific basins was 1.51°C [Kucera *et al.*, 2005a]. The removal of the deep biased cores results in a small, but significant, reduction of the residuals by 0.1 to 0.2°C (supporting information Table S5 and Figures 5a and 5b).

This new database is open to the addition of further core tops, and we hope the SHO database will continue to develop. However, we recommend carefully checking the chronology and dissolution biases of their core tops prior to adding them to the database. RSP and SS percentages should also be checked, and if the  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  at the location of the core is  $< -5$  to  $-10 \mu\text{mol/kg}$  in the Indian and Pacific oceans and  $< 0$  to  $-5 \mu\text{mol/kg}$  in the Atlantic Ocean, the core top should not be added to maintain the quality of the database for paleo-SST reconstructions. Furthermore, if new chronological data on the core tops are produced, and it appears that the ages are not Holocene, they should be removed from the SHO database.

#### 4. Paleo-application of the SHO Database: MD07-3100 Core

We used the new database to reconstruct the paleo-SST for a long CALYPSO core (MD07-3100; 1609 m; 41°36' S, 74°57'W; 29.83 m, modern summer SST 15.5°C) which was retrieved from the SEP during the PACHIDERME (Pacifique Chili Dynamique des Eaux intermédiaires) campaign on the R/V *Marion Dufresne* [Kissel, 2007]. This core is positioned south of the subtropical front (STF), in a region where previous databases did not contain



**Figure 6.** Test of the different databases on core MD07-3100. (a) SSST reconstruction using the different databases, grey envelope represents the error ( $1\sigma$ ) of the reconstruction using the new SHO database. The dot represents the actual SSST at the location of the core. The light grey vertical bar indicates the Antarctic Cold Reversal from 14.5 to 12.8 ka [Lemieux-Dudon et al., 2010]. (b) The dissimilarity of each level. (c) The  $\delta^{18}O$  curve measured on benthic foraminifera *Cibicides* spp. from this core, providing a chronological time frame.

good core-top coverage (Figure 1). We compare the paleo-SST obtained by the MAT method on 92 downcore samples, using the three original databases and our new SHO database, highlighting the influence of having core tops in the close vicinity of the MD07-3100 core, as well as the impact of dissolution-biased analogs. The focus of this paper is on the comparison between the different foraminifera assemblage MAT SST reconstructions, with only a brief reference to paleoclimatic features.

We reconstructed summer sea surface temperatures (SSST) for the first 14.8 m of the core (Figure 6a) using the Paleoanalog program [Therón et al., 2004]. We chose SSST, as along with spring, it is the main season for phytoplankton blooms in this area, and when we compare the different reconstructed seasonal SST, they display a constant seasonal SST offset (supporting information Figure S3). In contrast to previous studies, we did not use a dissimilarity threshold cutoff [Overpeck et al., 1985; Prell, 1985; Kallel et al., 2000]; instead, we kept

5 to 11 analogs, i.e., the first best analogs before any sharp increase of the dissimilarity of the first 15 best analogs, as described in *Waelbroeck et al.* [1998].

The stratigraphy of the core was based on the benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  record analyzed on *Cibicides* spp. (Figure 6c) and compared to the benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  in the nearby well-dated core MD07-3088 [*Siani et al.*, 2013], which sits at a similar water depth, the transition between Antarctic Intermediate Water and Pacific Central Water (supporting information Figure S4). The MD07-3100 core has high sedimentation rates of 60–100 cm/ka for the top 14.8 m, with no obvious hiatuses, providing a detailed record of the late glacial period, the deglaciation, and the Holocene. The four SSST records reconstructed using the different databases generally show good agreement (Figure 6c).

Between 6 and 7.25 m, we note the presence of a layer containing high amounts of volcanic particles (tephra) with diluted foraminiferal content. Thus, the counts from this interval are on  $<300$  foraminifera, rendering any paleo-SSST reconstruction for this interval less reliable. The foraminifera fragments were also counted, to check for evidence of past increases in dissolution due to decreases in the  $[\text{CO}_3^{2-}]$  of the waters at the core site (supporting information Figure S6a). All samples have  $\leq 10\%$  fragments, which is a rather low percentage. The RSP percentages vary from 0.7 to 39% (supporting information Figure S6b). The RSP percentages are lower than 25–30% when the temperatures are lower than  $15^\circ\text{C}$ , which is similar to the values in Figure 2a. Only a few points of RSP percentages exceed 23%, while the depth where RSP reaches 39% corresponds to a period of relatively high temperatures ( $\sim 15^\circ\text{C}$ ). This is not uncommon for the Pacific for the temperature range  $15\text{--}20^\circ\text{C}$  (Figure 2d). The 39% RSP also corresponds to the second highest fragment content ( $\sim 9\%$ ); the warm reconstructed temperature is coherent with the warm temperature reconstructed for this time interval. So we consider it unlikely that there were any dissolution events that affected the downcore foraminiferal assemblages.

#### 4.1. Late Glacial

The glacial temperatures extend to 16.5 ka in this core. The French database reconstructions are the coldest (SSST ranging from 6 to  $9^\circ\text{C}$ ), whereas MARGO database results in slightly warmer estimates (SSST ranging from 6 to  $11^\circ\text{C}$ ). The MARGO SSST estimates are also the most stable ( $9.5\text{--}10^\circ\text{C}$ ) during the late glacial period, while the three other SSST reconstructions show greater short-term variability. A cold period, with the coldest values ( $7.5\text{--}8^\circ\text{C}$ ), is indicated by SHO and the French database between 18.3 to 17.5 ka, while the two other databases indicate just one cold point at 18.3 ka. During the late glacial, dissimilarities are low ( $\leq 0.15$ ) with the largest ones obtained using the MARGO database (up to 0.2), while the SST error bars (the direct result of SST differences between the best analogs) are lowest using the SHO database (up to  $1.3^\circ\text{C}$ ) (supporting information Table S6).

#### 4.2. Deglaciation

The onset of the last deglaciation starts at  $\sim 16.5$  ka in core MD07-3100, with increasing SSST and declining  $\delta^{18}\text{O}$  values (Figure 6a). An increasing SSST trend is observed from  $\sim 16.5$  to 15 ka, reaching a maximum of  $18^\circ\text{C}$  at around 15 ka. This warming phase is followed by a SSST decrease (of  $5^\circ\text{C}$  on average across all databases) from 15 to 14.2 ka, then by a period during which temperatures show values varying from  $14.5^\circ\text{C}$  to  $12^\circ\text{C}$  between 14.2 and 12 ka. This first cooling is marked by a two-step oscillation of SSST, with lowest temperatures obtained by all of the databases at around 13.8 ka. From 14.2 to 12 ka, the SSST signals are more scattered, with one common cold event from 13.2 to 12.5 ka (magnitude larger than  $2^\circ\text{C}$ ).

We interpret that the beginning of the deglaciation corresponds to a first warming, with high SSST recorded by all four databases at around 15 ka, just before a marked cooling period ( $\sim 5^\circ\text{C}$  SSST decrease observed in all the databases) that likely corresponds to the Antarctic Cold Reversal (ACR) [*Pedro et al.*, 2015]. This warm event prior to the ACR has previously been observed in the southeast Atlantic and is characterized by high percentages of warm planktonic species [*Barker et al.*, 2009]. The transition to the Holocene is marked by a final warming event common in all the four SSST reconstructions, which occurs from 12 to 11 ka.

Dissimilarity values during the deglaciation are higher (by  $\sim 0.1$  on average for all the reconstructions, with the largest dissimilarities obtained by the MARGO database) than for the late glacial. The error bars increase slightly to  $\sim 1.9^\circ\text{C}$  during the deglaciation for the SHO database, while those associated with the Cortese database are higher by  $1^\circ\text{C}$  on average. The error bars for the French and MARGO databases are lower by  $0.6^\circ\text{C}$  during the deglaciation.

### 4.3. Holocene

The highest reconstructed SSST (17.5°C) are reached at the beginning of the Holocene using the SHO database. The SSST reconstruction >17°C probably indicates a southward shift of the STF during the early Holocene as suggested by studies on dinoflagellate cysts assemblages from the adjacent Ocean Drilling Program core 1233 [Verleye and Louwye, 2010]. Lower SSST are estimated (~13–14°C) by the other databases. During the middle to late Holocene the SSST reconstructed by the four databases diverge (Figure 6a). At 7 ka SSST obtained from the new SHO database increase again, up to 18°C at ~5 and ~3 ka. These two warming phases are separated by a cold SSST event at around 4.5 ka with SSST values down to ~13°C. The reconstructed SSST based on the SHO database starts decreasing from 3 to 1.5 ka, reaching a SSST of 15.5°C after 1.5 ka, similar to the modern SSST value (WOA98). The SSST increase from the other databases lags by 4 ka. Using the French database, the increase starts at 3 ka reaching a maximum >19°C, while the MARGO database displays a plateau of 17°C from 3 to 2 ka, and the Cortese database displays a progressive increase of the SSST during this interval, with SSST reaching a maximum of 17°C at 2 ka.

The reasons for these considerable discrepancies between the databases can be investigated by looking at the dissimilarity curves (Figure 6b). During the warm Holocene events (around 11 ka and between 7 and 1.5 ka), there are significant differences in the dissimilarities of the new SHO database and the other databases. Dissimilarities reach a maximum (up to 0.3–0.35) during these events, except for the SHO database (always ≤0.2). This is most likely due to the lack of core tops in the SEP in the French and MARGO databases, when SEP core tops are the only analogs chosen for the SSST reconstruction using the SHO database (from 11 to 10.8 ka and 3.1 to 1.5 ka.). We suggest that the high dissimilarities during this interval using the Cortese database, which does contain SEP core tops, is likely due to the inclusion of dissolution-biased deep core tops and/or very shallow core tops, which have been discarded in the new compiled SHO database. The late Holocene has the largest error bars, reaching approximately 2.2°C from 1.5 to 3 ka for the SHO database, with larger errors documented for the Cortese, MARGO, and the French databases, which display errors of 3.4°C, 2.7°C, and 2.9°C, respectively. These larger error bars during the Holocene period are possibly linked to the vicinity of the subtropical front and its interannual latitudinal variability. This behavior will be discussed in a paleoceanographic paper with latitudinal reconstructions of the SST along the Chilean coast.

### 4.4. Reconstruction Quality

The late glacial and the deglaciation show less interdatabase discrepancy in terms of error bars, with the majority of the SSST values within the error range of the new SHO database (Figure 6a, grey envelope). The exceptions to this are a couple of SSST estimates using the MARGO database. The late glacial also displays the lowest dissimilarities (below 0.2). This is likely due to the fact that late glacial SSST of 7 to 8°C is characteristic of the modern sub-Antarctic Front, and there are no core tops available in any of the databases south of this front in Drake Passage. Thus, during the late glacial period, the analogs used for the SSST reconstruction are core tops mainly from the South Atlantic and South Indian Oceans. This is probably not an issue as it is likely that the ACC homogenizes the fauna at these latitudes as indicated by the low dissimilarities obtained.

In contrast, during the Holocene, the SSST reconstructions using the different databases behave very differently from each other, and the differences are often larger than the error bars (sum of 1σ for the different reconstructions). When we look at the dissimilarity values recorded, the most reliable reconstructions are using the new SHO database (dissimilarities <0.2), especially during the late Holocene, where the analogs are from the surrounding SEP region indicating that modern conditions have been achieved.

## 5. Conclusions

We established a new core-top database for the Southern Hemisphere oceans (SHO), combining three existing databases and investigating the dissolution biases that can affect their faunal census counts. This new database is able to reconstruct past SSST variations from 2° to 25.5°C. Validation tests on this new database have shown an error at 1σ of 0.89°C for the annual SST.

We hope that this database will continue to develop, and we encourage potential users to add new core tops from additional locations, as long as  $\Delta\text{CO}_3^{2-}$  thresholds are taken into consideration to avoid dissolution biases. We recommend a threshold of 3800 to 4000 m/ $\Delta\text{CO}_3^{2-} = \sim -10$  to  $-5 \mu\text{mol/kg}$  for the Pacific and Indian Oceans and 4200 to 4700 m/ $\Delta\text{CO}_3^{2-} = \sim 0$  to  $10 \mu\text{mol/kg}$  for the Atlantic Ocean (Table 1). We also

recommend that the core-top foraminiferal census count is checked for the RSP and SS percentages before adding it to the database. It is also important that any ecologic specificity (e.g., upwelling zone) is noted. Moreover, when reconstructing past SSST changes, we recommend that the number of analogs chosen takes into account the dissimilarity increase with increasing analogs. We also recommend that SSST reconstructions are not attempted for time intervals during which the cores may have been affected by dissolution, as the results will be unreliable. In this respect, a series of quantitative measures (e.g., core-top communality value for the Imbrie and Kipp Transfer Function, and Foraminifera Fragmentation Index) should, where available, be provided in order to flag potentially biased core tops/downcore samples and thus help in discarding samples impacted by dissolution. We recommend that SST reconstructions are not attempted for time intervals during which the cores may have been affected by dissolution, as the results will be unreliable.

This database allowed the reconstruction of SSST since the late glacial on a marine core from the SEP. The paleo-SSST reconstruction was performed using different calibration databases in order to highlight how biases affecting assemblages in the databases influence the reconstructed SSST curves. Indeed, the different temperature reconstructions indicate different behavior during the middle to late Holocene, with temperature differences larger than the error of the reconstructions ( $1\sigma$ ). Faunal dissimilarity is a good indicator of the validity of the SSST reconstruction; however, choosing a constant threshold of 0.25 is not reliable, as indicated by opposite trends for MARGO and SHO database SSST reconstructions for the late Holocene with dissimilarities always  $\leq 0.25$ . Using the new SHO database presented in this paper, the SSST reconstruction displayed constant low dissimilarities, suggesting that this is the most reliable SSST reconstruction.

The most crucial aspect we would like to stress when assembling modern data sets to be used as proxy for paleo-SST is the importance of a bias-free and geographic-rich database, in which quality is preferred to quantity. The SHO database is open to further additions of core tops which have been quality checked for census and chronological framework. If absolute age information become available for any core tops after their inclusion in this database, and if such data should suggest that they are not <8000 years (middle Holocene or younger age a time interval when modern sea level and oceanographic conditions were reached), we advise that they are removed.

### Acknowledgments

We thank all the individuals who have contributed core-top foraminiferal assemblage counts to all of these databases. We thank the captains and the crew of the R/V *Marion Dufresne* during the PACHIDERME voyage for their help retrieving the MD-3100 core and Fabien Dewilde for performing the stable isotope measurements on this core. Comments by Franck Bassinot, Jean-Claude Duplessy, and Claire Waelbroeck helped to improve this manuscript. We also thank Annachiara Bartolini and a second anonymous reviewer for the very helpful and interesting comments that helped to greatly improve the manuscript. Financial support was made by the French Ministry of Research and Higher Education and the French-Swedish project on SO VR-349-2012-6278. Supporting data are included as six tables in a supporting information file; the SHO database can also be obtained from PANGAEA (<https://www.pangaea.de>). The contribution number of the LSCE Laboratory is 5742.

### References

- Arrhenius, G. (1952), Sediment cores from the East Pacific Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947-19485, 1–228.
- Aurahs, R., Y. Treis, K. Darling, and M. Kucera (2011), A revised taxonomic and phylogenetic concept for the planktonic foraminifer species *Globigerinoides ruber* based on molecular and morphometric evidence, *Mar. Micropaleontol.*, 79, 1–14.
- Bard, E. (2001), Comparison of alkenone estimates with other paleotemperature proxies, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2(1), doi:10.1029/2000GC000050.
- Barker, S., P. Diz, M. J. Vautravers, J. Pike, G. Knorr, I. R. Hall, and W. S. Broecker (2009), Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation, *Nature*, 457(7233), 1097–1102, doi:10.1038/nature07770.
- Bé, A. W. H. (1977), An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera, in *Oceanic Micropaleontology*, vol. 1, edited by A. T. S. Ramsay, pp. 1–100, Academic Press, London.
- Bé, A. W. H., and D. S. Tolderlund (1971), Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans, in *The Micropaleontology of Oceans*, edited by B. M. Funnel and W. R. Riedel, pp. 105–149, Cambridge Univ. Press, London.
- Berger, W. H. (1970), Planktonic foraminifera: Selective solution and the lysocline, *Mar. Geol.*, 8, 111–138.
- Brassell, S. C., G. Eglinton, I. T. Marlowe, U. Pflaumann, and M. Sarnthein (1986), Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment, *Nature*, 320(6058), 129–133, doi:10.1038/320129a0.
- Broecker, W. S., and T. Takahashi (1978), Relationship between lysocline depth and in situ carbonate ion concentration, *Deep Sea Res.*, 25(1), 65–95.
- Caley, T., D. M. Roche, C. Waelbroeck, and E. Michel (2014), Constraining the Last Glacial Maximum climate by data-model (iLOVECLIM) comparison using oxygen stable isotopes, *Clim. Past Discuss.*, 10(1), 105–148, doi:10.5194/cpd-10-105-2014.
- Conkright, M. E., et al. (1998), World Ocean Database 1998, CD-ROM Data Set Documentation. O.C.L. Natl. Oceanogr. Data Cent. Internal Rep. 14, 111.
- Cortese, G., et al. (2013), Southwest Pacific Ocean response to a warmer world: Insights from marine isotope stage 5e, *Paleoceanography*, 28, 585–598, doi:10.1002/palo.20052.
- Cullen, J. L., and W. L. Prell (1984), Planktonic foraminifera of the northern Indian Ocean: Distribution and preservation in surface sediments, *Mar. Micropaleontol.*, 9(1), 1–52, doi:10.1016/0377-8398(84)90022-7.
- Darling, K. F., and C. M. Wade (2008), The genetic diversity of planktic foraminifera and the global distribution of ribosomal RNA genotypes, *Mar. Micropaleontol.*, 67(3–4), 216–238, doi:10.1016/j.marmicro.2008.01.009.
- Darling, K. F., M. Kucera, C. J. Pudsey, and C. M. Wade (2004), Molecular evidence links cryptic diversification in polar planktonic protists to Quaternary climate dynamics, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 101(20), 7657–7662, doi:10.1073/pnas.0402401101.
- de Vargas, C., R. Norris, L. Zaninetti, S. W. Gibb, and J. Pawlowski (1999), Molecular evidence of cryptic speciation in planktonic foraminifers and their relation to oceanic provinces, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 96, 2864–2868.
- Imbrie, J., and N. G. Kipp (1971), A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core, in *The Late Cenozoic Glacial Ages*, edited by K. K. Turekian, pp. 71–181, Yale Univ. Press, New Haven, Conn.



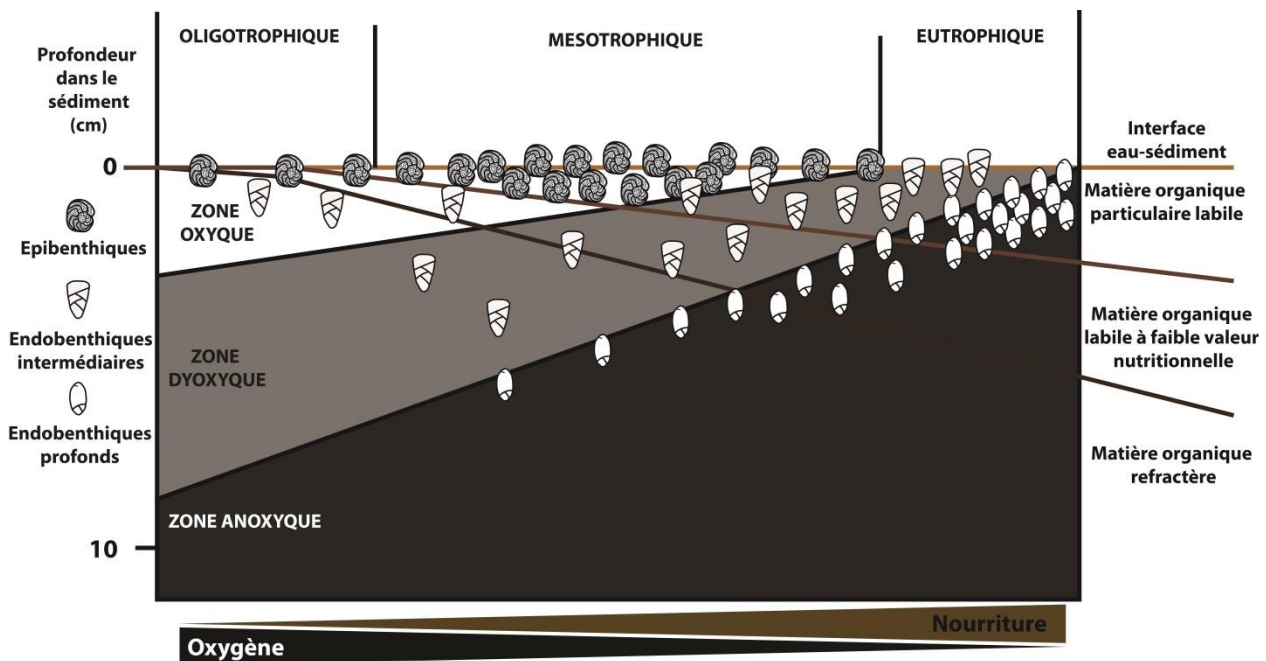


## II.2 Reconstitution des conditions écologiques dans l'eau de fond à partir des comptages de foraminifères benthiques

Les foraminifères benthiques sont souvent les organismes les plus abondants de la méiofaune de l'océan profond (Geslin et al. 2004). Ils colonisent le sédiment depuis l'interface entre sédiment et eau de fond, jusqu'à quelques centimètres de profondeur dans le sédiment. Certains individus vivants ont été observés jusqu'à 30 cm dans le sédiment (Basov and Khusid, 1983 in Geslin et al. 2004). Cette distribution verticale est dépendante de divers facteurs dont les plus importants sont la disponibilité en nutriments (matière organique) et en oxygène (ex : Jorissen et al. 1995, Fontanier et al. 2002, Figure II.3). La qualité de la matière organique joue aussi un rôle prépondérant dans la distribution verticale des foraminifères benthiques dans le sédiment (Figure II.3). Les différentes espèces de foraminifères benthiques n'ont pas la même sensibilité vis-à-vis de ces facteurs. Certaines espèces comme *Cibicides wuellerstorfi* ont des besoins métaboliques qui restreignent leur habitat à l'interface sédiment-eau de fond, où la matière organique labile (facilement métabolisable par les foraminifères) est plus abondante. Ces espèces sont dites épibenthiques. D'autres espèces montrent un maximum d'abondance plus profondément dans le sédiment, ce sont des foraminifères endobenthiques profonds. Enfin, il existe des espèces endobenthiques intermédiaires, qui montrent un maximum d'abondance en surface suivi d'une diminution plus ou moins rapide en profondeur dans le sédiment. Cette zonation est moins bien marquée dans les eaux peu profondes car l'hydrodynamisme et la bioturbation y sont plus forts (Jorissen et al. 1995). Grâce à toutes ces caractéristiques, l'étude des assemblages de foraminifères benthiques permet la reconstitution des variations environnementales au sein de leurs différents habitats. Parmi celles-ci, les plus importantes sont sans doute le flux de matière organique et l'oxygénation, qui dans l'eau de fond et l'eau interstitielle peuvent co-varier inversement (Figure II.3, Jorissen et al. 1995, Fontanier et al. 2002). En outre, le rapport entre les différentes espèces de foraminifères benthiques permet d'obtenir un aperçu sur la qualité de la matière organique présente dans leur habitat. Par exemple le carbone organique ( $C_{org}$ ) d'origine fossile (donc continental) est réfractaire, ce qui signifie qu'il est difficilement métabolisable par la majorité des espèces de foraminifères benthiques tandis que le  $C_{org}$  récent, d'origine végétale, est labile. Ce  $C_{org}$  labile est souvent consommé de

## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond

manière quasi-totale dans les premiers centimètres du sédiment par les foraminifères benthiques de l'épifaune et de l'endofaune peu profonde (Figure II.3) (Fontanier et al. 2002). L'utilisation des assemblages de foraminifères benthiques pour les reconstructions paléocéanographiques comporte néanmoins quelques biais. Le principal est lié à la préservation sélective entre les différentes natures de tests. Les espèces de foraminifères benthiques peuvent avoir des tests agglutinés (ou arénacés, ces espèces utilisent des grains du sédiment de leur habitat pour construire leurs coquilles) ou chitineux, ce qui n'existe pas au sein des espèces planctoniques. Ces tests sont relativement plus fragiles que ceux carbonatés ce qui implique un biais taphonomique (Gupta 2003). En outre la préparation des échantillons (tamisage, séchage à l'étuve) peut accentuer ce biais en détruisant les tests les plus fragiles.



**Figure II.3** Distribution des différentes faunes de foraminifères benthiques associées aux différentes qualités de matière organique en fonction de la profondeur dans le Golfe de Gascogne (Fontanier et al. 2002).

### II.3 Propriété isotopiques de l'eau ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta^{13}\text{C}$ )

A l'instar des SST, l'utilisation des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sont des outils capitaux dans l'étude des changements océanographiques. Ici encore, les foraminifères sont les candidats idéaux pour les reconstitutions paléocéanographiques car les analyses isotopiques effectuées sur leurs tests carbonatés permettent de remonter à la composition isotopique du

## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond

carbone inorganique dissous (Dissolved Inorganic Carbon, DIC) et de l'eau dans laquelle ils se sont développés, et ainsi d'étudier leurs variations dans le temps à partir des foraminifères prélevés à différentes profondeurs dans les carottes sédimentaires.

### II.3.1 Le $\delta^{18}\text{O}$ dans l'océan

Le  $\delta^{18}\text{O}$  (exprimé en ‰) est une quantification du rapport entre les isotopes stables  $^{16}\text{O}$  (le plus abondant, 99,762 %) et  $^{18}\text{O}$  (0,2 %) de l'oxygène de l'échantillon par rapport à un standard (le SMOW, Standard Mean Ocean Water, pour l'eau de mer, ou le PDB, Pee Dee Belemnite, pour les carbonates), selon l'équation 1:

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

De ce fait le  $\delta^{18}\text{O}$  moyen de l'océan en SMOW est donc de 0 ‰. Lors de l'évaporation de l'eau de mer, un fractionnement isotopique se produit induisant un enrichissement de la vapeur en isotope léger ( $^{16}\text{O}$ ). Inversement, ce sont les isotopes lourds ( $^{18}\text{O}$ ) qui enrichissent les eaux de pluies lors du fractionnement isotopique se produisant pendant la 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  $^{18}\text{O}$  (Figure II.4). Ainsi, si ces eaux sont piégées dans des glaciers continentaux, le déficit en  $^{18}\text{O}$  de ces glaciers sera compensé par un enrichissement du  $^{18}\text{O}$  global dans l'océan, proportionnel à la taille de ces glaciers ou calottes. Pour résumer, le  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau de mer ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ ) est influencé par deux principaux paramètres : le bilan local de précipitations et d'évaporation (dont dépend également la salinité), et le volume des glaciers et calottes glaciaires continentaux (ainsi que de la composition isotopique de ces derniers, au deuxième ordre).

La composition isotopique des tests carbonatés des foraminifères dépend de celle caractérisant l'eau dans laquelle ils ont formé leurs coquilles. Néanmoins lors de la précipitation du test carbonaté, un fractionnement thermo-dépendant se produit. Il est donc indispensable de prendre en compte ce fractionnement avant d'effectuer un calcul du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  à partir du  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcite

## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond

du foraminifère. Afin d'obtenir les variations passées de  $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ , il est possible d'utiliser l'équation 2 (Shackleton 1974) :

$$T = 16.9 - 4.38 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{sw}) + 0.1 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{sw})^2 \quad (2)$$

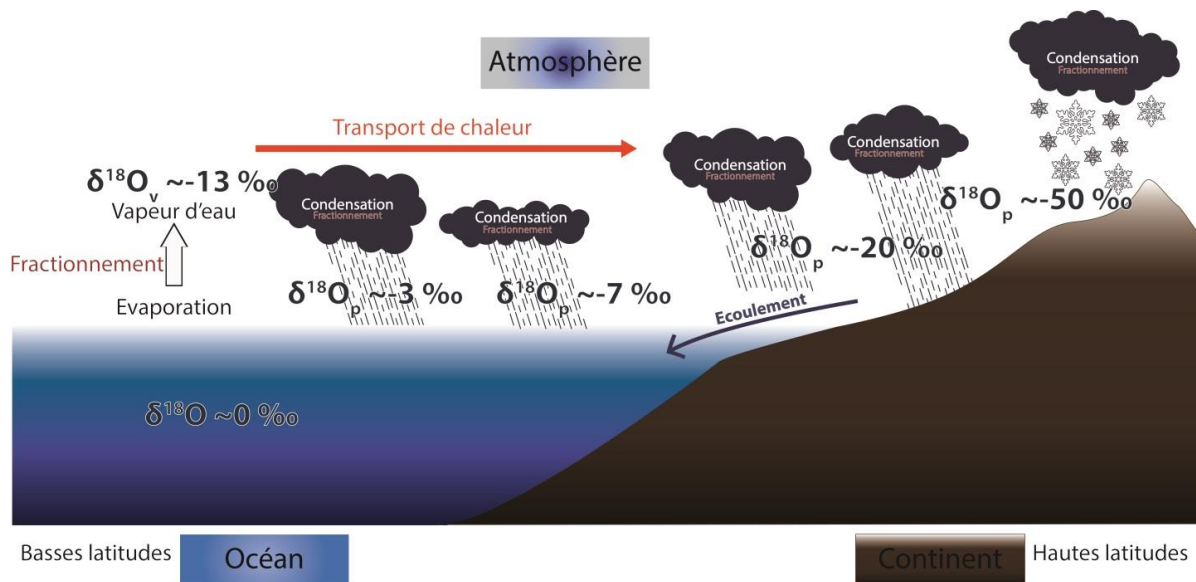
Où  $T$  est la température reconstruite sur l'échantillon (à partir d'un traceur indépendant) en °C, et  $\delta^{18}\text{O}_c$  est le  $\delta^{18}\text{O}$  mesuré sur les tests du foraminifère. Cette valeur doit néanmoins être corrigée car l'enregistrement du signal lors de la précipitation des tests peut être modifié par l'effet vital (McCorkle et al. 1990). Cet effet vital crée un écart entre le  $\delta^{18}\text{O}$  d'une calcite qui aurait précipité à l'équilibre avec le  $\delta^{18}\text{O}_{sw}$  de surface ou de fond et le  $\delta^{18}\text{O}$  mesuré dans les tests de foraminifère planctonique ou benthique. L'effet vital est spécifique mais est considéré constant au sein des individus adultes d'une même espèce. Ce phénomène est provoqué par des fractionnements isotopiques lors de la précipitation du test, lié aux processus métaboliques, tels que la respiration, ainsi qu'aux processus thermodynamiques lors de la bio-minéralisation, et aux échanges ioniques qui se produisent au sein de la membrane plasmique du foraminifère (Yu and Elderfield 2007, Bentov et al. 2009, Rollion-Bard and Erez 2010). De nombreuses études de calibration ont abordé ce problème, et proposent des facteurs de correction adéquats en fonction de l'espèce de foraminifère considérée. Toutefois, ce problème peut aussi être contourné dans certains cas en exprimant le  $\delta^{18}\text{O}_{sw}$  en anomalie, i.e. la différence entre les échantillons anciens et l'échantillon le plus récent. Ceci permet une reconstruction relative des variations en  $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ .

Durant la déglaciation, le signal isotopique des foraminifères est lié à la fois aux variations locales de salinité et de température et également à la variation globale de salinité de l'océan, liée à la fonte des calottes de glaces polaires continentales. Entre le dernier maximum glaciaire (19-23 ka, Mix et al. 2001) et l'Holocène, la différence de volume des calottes et glaciers continentaux correspond à une variation de  $1.05 \pm 0.20$  ‰ du signal global  $\delta^{18}\text{O}_{sw}$  de l'océan (Duplessy et al. 2002). La correction de cette composante est délicate car la distribution de ces 1 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  dans l'océan mondial ne s'est pas faite de manière synchrone au niveau des différentes masses d'eau des grands bassins océaniques. Ceci provoque d'importantes variations

## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond

locales dans le timing du déroulement de ce signal de fonte, allant jusqu'à plusieurs milliers d'années (Ganopolski and Roche 2009).

Dans notre région, le  $\delta^{18}\text{O}_{sw}$  de surface sera sous l'influence de facteurs locaux et régionaux. Localement, cela se traduira principalement par les apports en eau douce venant du continent (c.f. Chapitre I contexte, Davila et al. 2002), liés aux fortes précipitations auxquelles est soumise la Patagonie ainsi qu'à la fonte de la calotte Patagonienne. Les variations dans le temps de ces apports auront donc un effet notable, qu'il faudra prendre en compte lors du dépouillement des résultats de  $\delta^{18}\text{O}$  obtenus sur les foraminifères planctoniques (c.f. chapitre suivant). Ce signal local s'associe à celui plus régional induit par les variations de la SST et du  $\delta^{18}\text{O}$  de l'océan. Quant au  $\delta^{18}\text{O}_{sw}$  des eaux baignant les foraminifères benthiques, il sera contrôlé par les variations du volume des calottes continentales et associé aux variations de salinité des eaux ou aux changements de masse d'eau les baignant, dû à une modification de la circulation océanique. Ces facteurs, qu'ils soient locaux ou régionaux, traduisent des variations climatiques que nous aborderons dans les chapitres suivants.



**Figure II.4** Schématisation du cycle hydrologique et les fractionnements isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  qui s'y déroulent.

## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond

### II.3.2 Le $\delta^{13}\text{C}$ dans l'océan

Les enregistrements isotopiques du carbone des tests de foraminifères planctoniques et benthiques font partie des outils cruciaux permettant l'étude du cycle océanique du carbone, qui à son tour fait la lumière sur les variations océanographiques passées et les mécanismes qui les contrôlent. Dans la nature il existe plusieurs isotopes du carbone, le  $^{12}\text{C}$  (le plus abondant, 98.9 %), le  $^{13}\text{C}$  (1.1 %), ou encore le  $^{14}\text{C}$  (traces ( $10^{-10}$  %)) qui lui, est instable. De la même manière que le  $\delta^{18}\text{O}$ , le  $\delta^{13}\text{C}$  représente le rapport entre les isotopes stables  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  et il est exprimé par rapport au standard (PDB) pour les mesures sur les carbonates selon l'équation 3:

$$\delta^{13}\text{C} = \left( \frac{\left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{CaCO}_3}}{\left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (3)$$

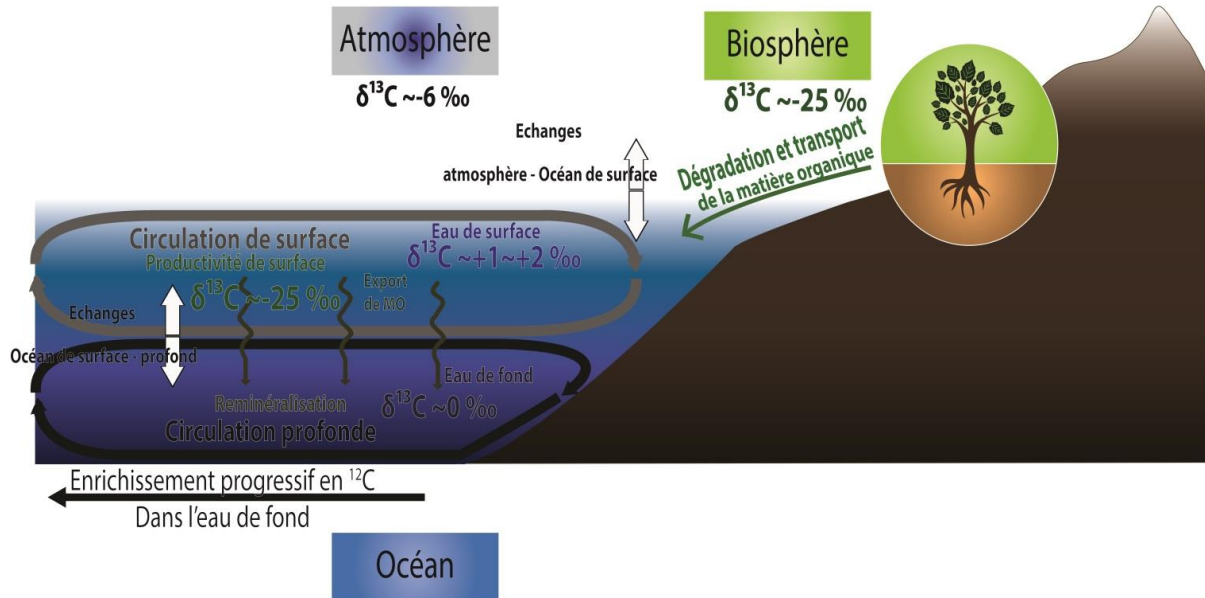
La distribution des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  dans l'océan de surface dépend de plusieurs facteurs : principalement les fractionnements isotopiques liés à l'activité biologique, les échanges océan-atmosphère de gaz carbonique, et les mélanges liés à la circulation océanique (Tagliabue and Bopp 2008).

Lors de la photosynthèse, il y a fractionnement isotopique, provoquant un enrichissement en  $^{12}\text{C}$  de la matière organique ainsi produite (i.e.  $\delta^{13}\text{C} \ll 0$ , Figure II.5). En contrepartie, la production de matière organique dans les eaux de surface conduit à un enrichissement en  $^{13}\text{C}$  du carbone inorganique dissous présent dans ces eaux. La matière organique (enrichie en  $^{12}\text{C}$ ) est exportée vers le fond lors de la mort des organismes, et est reminéralisée au fur et à mesure de son cheminement. Ainsi le  $^{12}\text{C}$  qu'elle contient est progressivement relâché dans les eaux intermédiaires et profondes ce qui crée un gradient de  $^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  entre l'eau de surface et de fond. La distribution du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  dans l'océan de surface est aussi contrôlée par les échanges océan-atmosphère et les échanges avec les eaux profondes. 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  $^{13}\text{C}$  les eaux de surface. Ceci étant dû au fait que les échanges océan-atmosphère de  $\text{CO}_2$  et de ses isotopes sont thermo-dépendants; la solubilité de ce gaz augmente à faible température et l'écart isotopique à l'équilibre entre  $\text{CO}_2$

## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond

atmosphérique et 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. Ainsi, dans les basses latitudes, l'océan dégage le CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère. Inversement, dans les régions subpolaires les transferts atmosphère-océan de CO<sub>2</sub> sont favorisés par les températures basses et la forte productivité, et ces deux mécanismes concourent à l'augmentation du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  des eaux de surface (Broecker and Maier-Reimer 1992, Lynch-Stieglitz et al. 1995). Au niveau des gyres subtropicaux, où les eaux ont séjourné longtemps en surface, l'océan de surface tend vers l'équilibre avec l'atmosphère. Ce sont surtout les fractionnements thermo-dépendants qui contrôlent le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  de ces régions (Broecker and Maier-Reimer 1992, Schmittner et al. 2013, Figure II.6b). Dans les zones à forts mélanges verticaux ou de formation d'eaux profondes, la différence surface-fond en  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  peut s'estomper (e.g. les eaux profondes se formant en Atlantique Nord, et l'upwelling dans l'océan austral, Figure II.6a; eWOCE, Schlitzer 2000). 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 dégradation de la matière organique. Ceci explique les valeurs très négatives de  $\delta^{13}\text{C}$  dans les eaux profondes des océans Indien et Pacifique nord, car éloignées de l'Atlantique Nord et de l'Océan Austral où se situent leurs sources de surface (Figure II.6c). A plus petite échelle le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  des eaux interstitielles va évoluer à partir de la composition isotopique des eaux de fond en fonction de la quantité de matière organique qui se déposera et se décomposera et l'ampleur de la dissolution du CaCO<sub>3</sub> présent dans les sédiments qui en découlera (McCorkle et al. 1990). Plus précisément, lorsque la décomposition de la matière organique est importante à l'intérieur du sédiment, les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  dans l'eau diminuent avec un gradient de décroissance plus ou moins marqué en fonction du taux de décomposition. La décomposition de la matière organique à l'intérieur du sédiment entraîne également une diminution du pH ayant pour effet de dissoudre le CaCO<sub>3</sub> présent. Contrairement à la matière organique, la calcite est enrichie en <sup>13</sup>C, sa dissolution va donc avoir pour effet d'augmenter le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  de l'eau interstitielle (Gehlen et al. 1999, Hu and Burdige 2007), mais son influence est moins importante que l'effet de la décomposition de la matière organique.

## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond



**Figure II.3** Schématisation du cycle du carbone et compositions isotopiques moyennes (pré-industrielles) du  $^{13}\text{C}$  qui s'y déroulent.

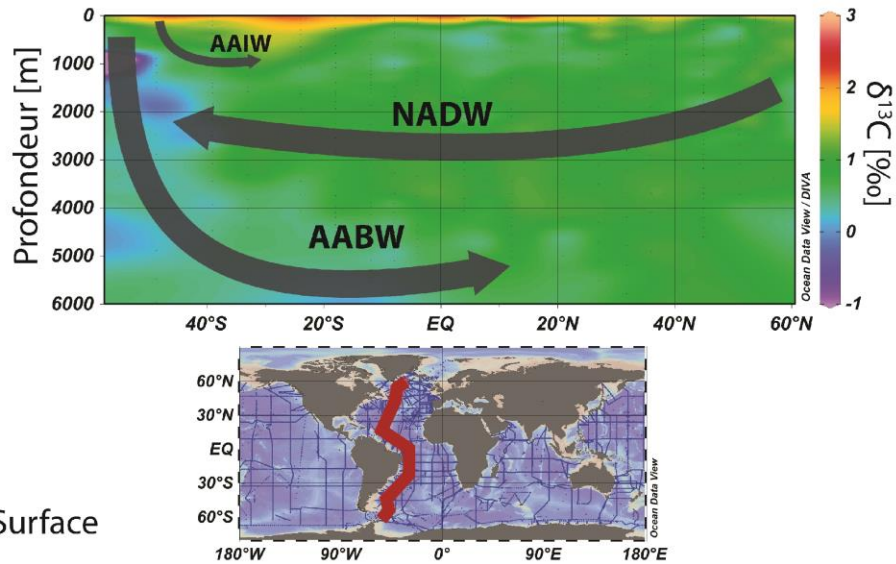
Le  $\delta^{13}\text{C}$  enregistré par les foraminifères planctoniques et benthiques permet de restituer la composition isotopique de l'eau de surface, de l'eau de fond et de l'eau interstitielle car ces organismes vivent à différentes profondeurs dans l'océan de surface, de fond et dans le sédiment (Figure II.3). Ceci permet d'étudier les variations dans le temps du signal de  $\delta^{13}\text{C}$  dans l'eau de surface et de fond, et ainsi mettre le doigt sur les variations de certains processus tels que la productivité et la circulation océanique, sous l'influence de mécanismes climatiques locaux ou régionaux. En ce qui concerne l'eau interstitielle, la distribution verticale des foraminifères dans le sédiment varie localement (Figure II.3), d'un site à l'autre. Cette distribution varie aussi dans le temps au sein d'un même site, en fonction de la quantité de matière organique apportée depuis la surface et de la concentration en oxygène des eaux de fond qui permettra son oxydation, et de la quantité de carbonates disponibles pour la dissolution. De plus, les foraminifères peuvent migrer dans le sédiment en fonction des disponibilités en nutriments et en oxygène (Figure II.3), avec une vitesse de déplacement moyenne de  $50\mu\text{m}/\text{mn}$  (Murray, 2006). Néanmoins, la différence entre les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  mesurées sur une espèce de l'épifaune et de l'endofaune profonde (e.g. *C. wuellerstorfi* et *Globobulimina spp.* respectivement) permet de reconstituer le gradient de  $\delta^{13}\text{C}$  présent entre l'interface eau-sédiment et l'eau interstitielle du sommet de la zone anoxique. Ce gradient a été relié au taux d'oxygénation de l'eau de fond et montre une relation



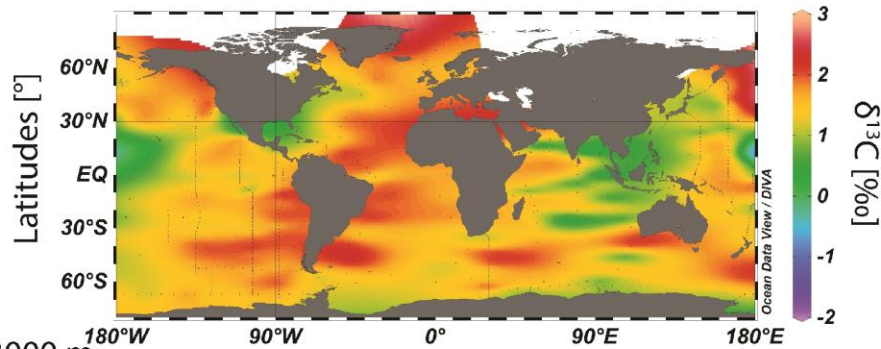
## Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond

empirique linéaire avec la concentration en oxygène dissous des eaux de fond pour des concentrations comprises entre 50 et 235  $\mu\text{mol}/\text{kg}$  (Hoogakker et al. 2014).

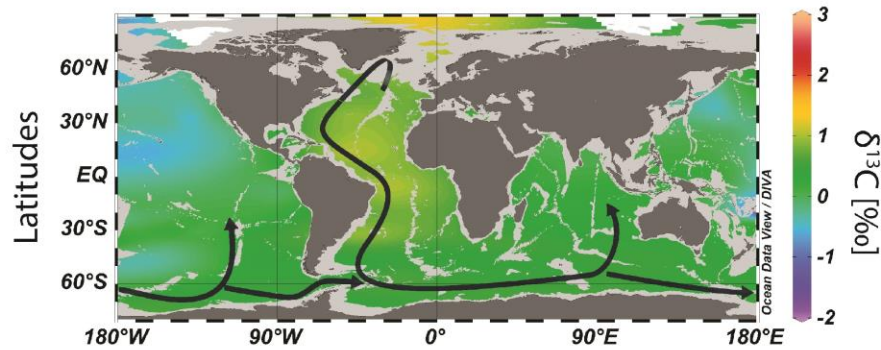
a Coupe Océan Atlantique



b Surface



c 3000 m



Longitudes

**Figure II.4** Distribution du  $\delta^{13}\text{C}$  dans l'océan, selon les données eWOCE (Schlitzer 2000). a) coupe latitudinale dans l'océan Atlantique, les flèches indiquent les courants principaux : AABW : Antarctic Bottom Water ; AAIW : Antarctic Intermediate Water ; NADW : North Atlantic Deep Water. b)  $\delta^{13}\text{C}$  dans l'océan de surface. c)  $\delta^{13}\text{C}$  dans l'océan de fond, les flèches indiquent le cheminement des eaux de la NADW depuis leur zone de subduction dans l'Atlantique nord.

## **Chapitre 2 : Introduction des traceurs permettant la reconstitution des propriétés physicochimiques de l'océan de surface et de fond**

Ce chapitre se voulait être un aperçu des différentes possibilités qu'apportent les traceurs utilisés dans notre étude. Ainsi, les chapitres qui suivent traiteront des résultats obtenus grâce à ces outils et de leur interprétation. Les résultats obtenus ici sont le fait d'un travail d'équipe ; la contribution de chacun est indiquée dans l'annexe 2 et les comptages en annexe 3. Les résultats de cette thèse sont présentés sous la forme d'articles scientifiques, afin d'essayer d'apporter une réponse à notre question principale, à savoir quel est le rôle de l'océan austral lors des événements climatiques rapides des derniers 22 ans.





### **Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire**

Dans ce chapitre, nous présentons une étude sur les variations du gradient latitudinal des températures océaniques de surface (Sea Surface Temperatures, SST) entre les trois carottes principales concernées par cette thèse. Ceci afin de mieux définir les variations de ce gradient et les facteurs qui l'ont influencé au cours des derniers 22 kans.

L'intervention du bipolar see-saw via les variations de la THC pour expliquer le timing des évènements climatiques dans le SEP a été proposée par certains auteurs (Lamy et al. 2004, Bertrand et al. 2010), d'autres ont proposé qu'une connexion atmosphérique entre les hémisphères pourraient, en plus de la THC, jouer un rôle sur les variations de températures dans le SEP (Montade et al. 2015, Massafiero et al. 2014). La comparaison des simulations de water hosing (simulation de flux d'eaux douces liés à la fonte des grandes calottes continentales de l'hémisphère Nord durant la déglaciation) issues de différents modèles climatiques (Kageyama et al. 2013), montre des résultats très divergents au niveau du SEP. Dans certains modèles, le flux d'eau douce dans l'Atlantique nord induit un ralentissement de la THC avec pour effet un refroidissement dans l'hémisphère Nord et un réchauffement dans tout ou partie de l'hémisphère Sud, où la chaleur s'accumule. Néanmoins le SEP ne se réchauffe pas dans tous les cas de figure, et selon certains modèles, les hautes latitudes du SEP se refroidirait en même temps que l'hémisphère Nord (Kageyama et al. 2013).

Ces éléments traduisent un manque de clarté quant aux processus contrôlant les températures dans le SEP, motivant l'étude que nous présentons ici. Nous essayons d'apporter des éléments qui expliquent pourquoi cette zone réagit de manière complexe dans les modèles, et pourquoi il n'y a pas de consensus concernant les mécanismes à l'œuvre lors des évènements climatiques rapides des derniers 22 kans dans le SEP. Au cours de cette étude, nous avons analysé les résultats des calculs des SST. Ils ont été obtenus sur les 3 carottes de cette thèse, disposées sur un transect latitudinal entre 41° S et 49° S (Figure III.1). Pour effectuer la reconstruction du gradient de SST, nous avons utilisé les comptages de foraminifères planctoniques et la méthode des

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

analogues modernes (Modern Analog Technic, MAT) avec le logiciel Paleoanalog (Therón et al. 2004). La base de données d'analogues modernes utilisée est celle présentée au chapitre 2 : SHO ((Haddam et al. 2016) ; C.f. chapitre 2).

En plus des SST, les isotopes stables de l'oxygène et du carbone ont été mesurés sur l'espèce de foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* (250-315  $\mu\text{m}$  fraction), tous les 10 cm le long de la carotte MD07-3100, et tous les 5 cm concernant les carottes MD07-3088 et MD07-3082 (total d'échantillons de 73, 124, et 69 respectivement). Pour chaque analyse, ~4 à ~30 coquilles ont été analysées. Les échantillons ont été nettoyés de tout sédiment ou matière organique pouvant polluer l'analyse en utilisant du méthanol et des ultrasons, et ils ont été passés au four à 380° C pendant 45 minutes. Les analyses isotopiques ont été effectuées au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement sur les spectromètres de masse Optima VG, un Finnigan Delta +, et un GV Isoprime. La reproductibilité des mesures de  $\delta^{18}\text{O}$  effectuées sur *G. bulloides* est de 0.31 ‰, 0.21 ‰, et 0.16 ‰ concernant les carottes MD07-3100, 3088 et 3082 respectivement. La reproductibilité est meilleure dans les échantillons de la carotte MD07-3082 car il contenait pour 85 % d'entre eux >25 tests analysés. Ceci a eu pour effet de lisser les variations saisonnières et interannuelles du signal isotopique de *G. bulloides*. Les mesures sont exprimées par rapport au standard Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) en utilisant le standard NSB19 comme référence. La reproductibilité moyenne externe ( $1\sigma$ ) des standards carbonatés est de  $\pm 0.05$  ‰ et  $0.03$  ‰ pour le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^{13}\text{C}$  respectivement. Le standard NBS18 est à  $-23.2 \pm 0.2$  ‰ et  $-5.0 \pm 0.1$  ‰ VPDB pour le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^{13}\text{C}$  respectivement.

Grâce à ces outils, et au cadre chronologique précis obtenu à l'aide des nombreuses datations  $^{14}\text{C}$  et l'apport de la téphrochronologie (C.f. la section résultats de l'article présenté dans ce chapitre), nous avons pu mettre en évidence les variations du gradient latitudinal au large du Chili au cours des derniers 22 kans. La reconstruction des SST des 3 carottes permet d'obtenir les principales étapes climatiques marquant cet intervalle : la fin du dernier maximum glaciaire (Last Glacial Maximum, LGM) avec les températures minimales, l'augmentation des températures pendant la déglaciation, de ~16 à ~11 kans, interrompues par un refroidissement durant l'Antarctic Cold Reversal (ACR, 14.7 and 12.7 kans, Stenni et al. 2011), et enfin l'Holocène, avec des

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

températures relativement chaudes. Lorsque l'on compare les enregistrements des différentes carottes, on observe de premier abord la présence d'un gradient latitudinal de SST uniquement durant les périodes chaudes, lié soit à l'influence du front subtropical (Subtropical Front, STF), soit à l'influence du contrecourant Pérou-Chili (Peru-Chile Counter Current, PCCC) sur la carotte la plus au Nord (MD07-3100, 41° S). Les températures des deux carottes les plus au Nord (MD07-3100, et 3088 ; 41° S et 46° S respectivement) sont, durant le LGM, légèrement plus froides que celles de la carotte la plus au Sud (MD07-3082, 49° S). Ceci pourrait s'expliquer par l'impact des flux d'eau douce issus de la fonte de la calotte Patagonienne (Patagonian Ice-Sheet, PIS) peu avant le début de la déglaciation mis en évidence par le  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau ( $\delta^{18}\text{O}_w$ ) calculé à partir du  $\delta^{18}\text{O}_c$  mesuré sur *G. bulloides* (Figure III. 2b et c). Ceci est corroboré par de nombreuses études qui ont en effet identifié des phases de recul des glaciers patagoniens entre ~19 et ~17 kans (e.g. Kaplan et al. 2004, Douglass et al. 2006, Hein et al. 2010, Murray et al. 2012, Boex et al. 2013). Ces événements ont sans doute eu un impact important sur les SST des deux zones influencées par les eaux continentales dans le SEP (Figure III.1). Ce facteur qui varie localement de manière importante doit être pris en considération lors de la comparaison entre les signaux de températures des différentes carottes du SEP.

Ces résultats ont été comparés avec les données déjà publiées dans la région estimant les températures, soit directement à partir de traceurs différents tels que l'indice de saturation des alcénones dans les molécules organiques préservées dans le sédiment, UK`37, (Caniupán et al. 2011; Kaiser et al. 2005; Lamy et al. 2004), soit indirectement à partir des assemblages de kystes de dinoflagellés (Verleye and Louwye 2010). Ces études se sont attachées à proposer une reconstruction des variations latitudinales des fronts qui caractérisent l'hydrologie de surface du SEP (C.f. chapitre I de cette thèse) et de proposer des mécanismes de contrôle sur ces migrations. Ainsi, la reconstruction des SST à partir de l'UK`37 à 41° S (Site ODP-1233, Kaiser et al. 2005; Lamy et al. 2004) et 53° S (MD07-3128, Caniupán et al. 2011) dans le SEP ont suggéré l'implication du bipolar see-saw dans le contrôle du signal de température depuis le LGM (Caniupán et al. 2011; Kaiser et al. 2005; Lamy et al. 2004). Ces reconstructions de SST montrent aussi la persistance d'un gradient latitudinal de températures entre 41° S et 53° S

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

(Caniupán et al. 2011). Dans ces deux carottes, l'augmentation des SST lors de la déglaciation est marquée par un palier lors de l'ACR (Figure III.3). L'ACR est une période de baisse ou d'arrêt de l'augmentation des températures pendant la déglaciation plus ou moins marquée selon les différentes régions de l'hémisphère Sud et selon les traceurs utilisés pour les reconstructions de température (Pedro et al. 2015). Ce refroidissement pourrait être expliqué par un renforcement du transport océanique de chaleur de l'hémisphère Sud vers le Nord dans l'océan Atlantique lors de la reprise de la formation des eaux profondes NADW (Pedro et al. 2015). Dans le SEP, les variations de SST au niveau du site ODP-1233 et MD07-3128 sont en accord avec la vision selon laquelle les fronts océaniques migrent vers le Nord lors des périodes froides (LGM, ACR par exemple), et vers le Sud durant les périodes chaudes, avec une amplitude qui atteindrait en moyenne  $\sim 5^\circ$ . Suivant cette logique, Caniupán et al., 2011, proposent que le front subantarctique (Subantarctic Front, SAF) se serait rapproché ou aurait occupé une position au nord de la carotte MD07-3128 ( $53^\circ$  S) à la fin du LGM (Caniupán et al. 2011) puis aurait migré au Sud lors de la déglaciation. Dans la même logique les assemblages de kystes de dinoflagellés au niveau du site ODP-1233 suggèreraient aussi des variations latitudinales des fronts, mais avec un déplacement atteignant  $\sim 10^\circ$  de latitude. Cela signifie que le SAF atteindrait la position du site ODP-1233 durant le LGM et le front subtropical (Subtropical Front) atteindrait  $45^\circ$  S durant le début l'Holocène et  $41^\circ$  S durant le début de la déglaciation, juste avant l'ACR. Cette augmentation abrupte pré-ACR a aussi été observée dans l'Atlantique Sud, à  $41^\circ$  S, exprimée par un maximum de production d'espèces de foraminifères planctoniques typiques des eaux chaudes (Barker et al. 2009).

La comparaison entre les SST obtenues à partir de l'UK'73 et par les comptages de foraminifères planctoniques indique des amplitudes et des timings qui concordent en ce qui concerne la mise en place de la déglaciation à  $41^\circ$  S et  $46^\circ$  S. L'ACR est exprimé de différentes manières : un plateau de SST dans les enregistrements d'UK'37, une baisse des SST dans les enregistrements à partir des comptages de foraminifères planctoniques. Enfin, l'UK'37 n'affiche pas les grandes variations de SST observées à  $41^\circ$  S à partir des comptages de foraminifères. Ceci pourrait s'expliquer par les différences de sensibilité des organismes utilisés comme traceurs dans chacune des deux méthodes. Il est probable que les foraminifères soient plus sensibles à



### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

l'influence du STF, ce qui induirait une surestimation des SST. Ceci expliquerait aussi les très fortes amplitudes dans l'enregistrement  $\delta^{18}\text{O}_w$  durant ces événements au niveau de la carotte MD07-3100 à 41° S. En regardant de plus près les assemblages faunistiques de cette carotte, on remarque l'apparition de l'espèce d'eau chaude *Neoglobquadrina dutertrei* à la fin de l'Holocène. Bien que l'Holocène dans l'enregistrement de la carotte MD07-3100 soit caractérisé par deux périodes chaudes, *N. dutertrei* n'apparaît que durant le second événement chaud. Ceci pourrait être le fruit d'importants changements dans l'hydrologie de surface dans le SEP. En effet, les simulations numériques faisant varier l'insolation durant l'Holocène indiquent une diminution des vents parallèles à la côte durant le début de l'Holocène associée à une migration vers le sud du PCCC. La fin de l'Holocène en revanche est marquée par un renforcement des vents côtiers, ce qui favorisera les upwellings côtiers, expliquant l'apparition de *N. dutertrei* à ce moment-là.

Les résultats de cette étude soulignent l'influence du Front Subtropical (Subtropical Front, STF) sur le renforcement du gradient latitudinal des SST. Celui-ci s'accroît durant les périodes chaudes à la faveur d'une migration vers le Sud de ce front. Les timings de ces migrations indiquent l'influence du bipolar see-saw, particulièrement durant la fin du LGM et durant la déglaciation, via les connexions atmosphériques, en plus des connexions océaniques. En revanche l'Holocène est marqué par des variations de températures qui indiquent une réorganisation de l'hydrologie de surface, notamment au nord de 46° S. En outre, l'isotopie de l'oxygène et les SST ont permis de mettre en évidence l'influence locale des flux d'eau douce provenant des précipitations et de la fonte de la PIS. La complexité et l'interaction de ces éléments pourraient expliquer la difficulté d'une part à modéliser les variations de température dans le SEP depuis le LGM, et d'autre part le manque de consensus entre les différentes études concernant les facteurs de contrôle sur les variations climatiques rapides des derniers 22 ans dans le SEP.

Cette étude est présentée sous la forme d'un article scientifique bientôt soumis à *Quaternary Science Reviews*.



## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

**Sea-surface temperature reconstructions along the South Chilean margin since the late Glacial: new insights on the thermal latitudinal gradient (41° - 49° S)**  
N.A. Haddam<sup>1, 2,\*</sup>, G. Siani<sup>1</sup>, E. Michel<sup>2</sup>, J. Kaiser<sup>3</sup>, P. Braconnot<sup>2</sup>, F. Lamy, S. Duchamp-Alphonse, F. Dewilde<sup>2</sup>, G. Isgüder<sup>2</sup>, N. Durand<sup>4</sup>, C. Kissel<sup>2</sup>

<sup>1</sup>GEOPS Géosciences Paris-Sud, CNRS, Université de Paris Sud, Bâtiment 504, Rue du Belvédère Campus Universitaire d'Orsay 91405 Orsay Cedex, France.

<sup>2</sup>LSCE/IPSL Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, Bât. 12, avenue de la Terrasse, F-91198 Gif-sur-Yvette CEDEX, France.

<sup>3</sup>Leibniz-Institute for Baltic Sea Research, Seestrasse 15, D-18119 Rostock, Germany

<sup>4</sup> ARTEMIS, accélérateur pour la recherche en sciences de la terre, environnement et muséologie, Centre d'études, 91400 Gif-sur-Yvette, France.

Corresponding author: Naoufel Haddam ([naoufel.haddam@lsce.ipsl.fr](mailto:naoufel.haddam@lsce.ipsl.fr))

### Highlights:

- Sea Surface Temperature reconstruction in the Southeast Pacific since the last 22 kyr using planktonic foraminifera countings and alkenones
- Highlighting the latitudinal movements of the Subtropical Fronts as a response to the bipolar see-saw (~22 to ~11.7 Kyr), and to the advective and atmospheric teleconnection (~11.7 to ~6 kyr)
- Evidence of the influence of Precipitation and the melting of the Patagonian Ice-Sheets (~22 to ~6 kyr)

**Key words:** Sea Surface Temperature latitudinal gradient, Subtropical Front, Bipolar Sea-Saw, Teleconnections.

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

### I. Introduction

The climatic link between the North and South Hemispheres since the late glacial period gives rise to numerous questions whether both respond synchronously or not to the climatic abrupt events (e.g. Barker et al. 2009; Stenni et al. 2011). It has been proposed that non-synchronous climatic variations would be the result of varying heat transfer efficiency by the thermohaline circulation between the southern and the northern hemispheres, generating a bipolar see-saw in the timing of the climatic events (Crowley 1992, Broecker 1998, Stocker 1998). In this context, it has been proposed that the southern ocean and especially the Southeast Pacific Ocean (SEP), played an important amplifying role during these millennial-scale events, through the action of the South Westerly Winds (SWW). In fact, recent studies stress the important role of the SWW in the variations of the global ocean circulation and carbon cycle (e.g. Kohfeld et al. 2013; Rojas et al. 2009, for detailed reviews). These winds, by controlling the upwelling south of the polar front, allow the formation of a global overturning circulation, which largely influence the global climate through heat, salinity, nutrients and CO<sub>2</sub> transports and exchanges (e.g. Marshall and Speer, 2012; Toggweiler and Russell, 2008). Yet the latitudinal position of the SWW during the warm and cold climatic periods compared to present-day remains an open question. The atmosphere, through the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) dynamics could have influenced the position of the South Westerly Winds (SWW) (Montade et al. 2015). Furthermore, model simulations have demonstrated a direct impact of the Sea Surface Temperatures (SST) gradient in the mid-latitudes on the modulation of the SWW intensity and latitudinal position (Brayshaw et al. 2008). An enhanced (decreased) SST gradient generates stronger (weaker) and more southward (northward) SWW (Brayshaw et al. 2008), stressing the importance of extend knowledge of SST variations.

Several studies focused on the SST variations in the SEP. For example, SST reconstructions by using UK'37 were carried out at 41° S, on ODP site 1233, and at 53° S on core MD07-3128 respectively (Kaiser et al. 2005; Lamy et al. 2004, and Caniupán et al. 2011). These SST reconstructions clearly showed an Antarctica driven timing in the millennial-scale

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

temperature changes in the SEP, consistent with the bipolar see-saw mechanism (Lamy et al. 2004; Lamy et al. 2007; Caniupán et al. 2011; Kaiser et al. 2005). It was also suggested that the influence of Sub-Antarctic water masses during the Last Glacial Maximum (LGM) was extended up to 41° S (Kaiser et al. 2005; Lamy et al. 2004), and that a northward migration of the Sub-Antarctic Front (SAF) at that time, probably reach or even passed north to core MD07-3128 (Caniupán et al. 2011) increased the  $\Delta\text{SST}_{\text{Holocene-LGM}}$ . However, the question whether the large amplitude of the SST changes in the high latitudes of the SEP are due to local or regional effects still remained puzzling (M. Caniupán et al. 2011b). The comparison between the UK'37-derived SSTs at 41 and 53° S suggests the prevalence of a constant SST gradient since the LGM. According to the comparison of the different SST records in the southern Pacific region, the  $\Delta\text{SST}_{\text{Holocene-LGM}}$  in the eastern SEP mid-latitudes is higher ( $>5^{\circ}\text{C}$ ) compared to the western part of the SEP ( $\sim 1.5$  to  $\sim 5^{\circ}\text{C}$ ) (Lamy et al. 2015). This difference has been interpreted as LGM reorganization of the surface water with a northward extension of Antarctic surface water in the SEP (Lamy et al. 2015; Verleye et al. 2013). Dinoflagellate cysts reconstructions from ODP core 1233 (41° S) (Verleye and Louwye, 2010) suggest a different front movement scenario from the UK'37 reconstruction, with a  $\sim 7^{\circ}$  to  $\sim 10^{\circ}$  equatorward shift of the SAF and Polar Front (PF) during the late glacial (i.e. PF reaching  $\sim 46^{\circ}\text{S}$ ). Coccolithophores from ODP core 1233 were also used to estimate the SST variations since the LGM (Saavedra-Pellitero et al. 2011), showing a good agreement with the UK'37-derived SST obtained on the same core (Lamy et al. 2004, Lamy 2007). Comparison between the different climate model simulations of water hosing experiments, under glacial conditions, shows diverging results concerning the expression of the bipolar see-saw in term of SST in the SEP (Kageyama et al. 2013), hardly allowing to segregate between a direct atmospheric or an oceanic heat transfer.

The uncertainty whether the atmosphere or the ocean circulation controls the temperature pattern between the hemispheres, the major discrepancies in both models and SST data reconstructions during the millennial-scale climatic events of the last glacial-interglacial transition, and the importance of a good comprehension of the latitudinal SST gradient in the SEP, have deeply motivated this study. This is why our aim here is to decipher how the SST gradient evolved during the last 22 kyr along the Chilean Margin, and to identify the different

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

mechanisms competing in influencing this signal. During this study we will also focus on the local influences on the SST gradient variations, especially the fresh water inputs from the continent that lower the salinity and the SST in the coastal area of the SEP.

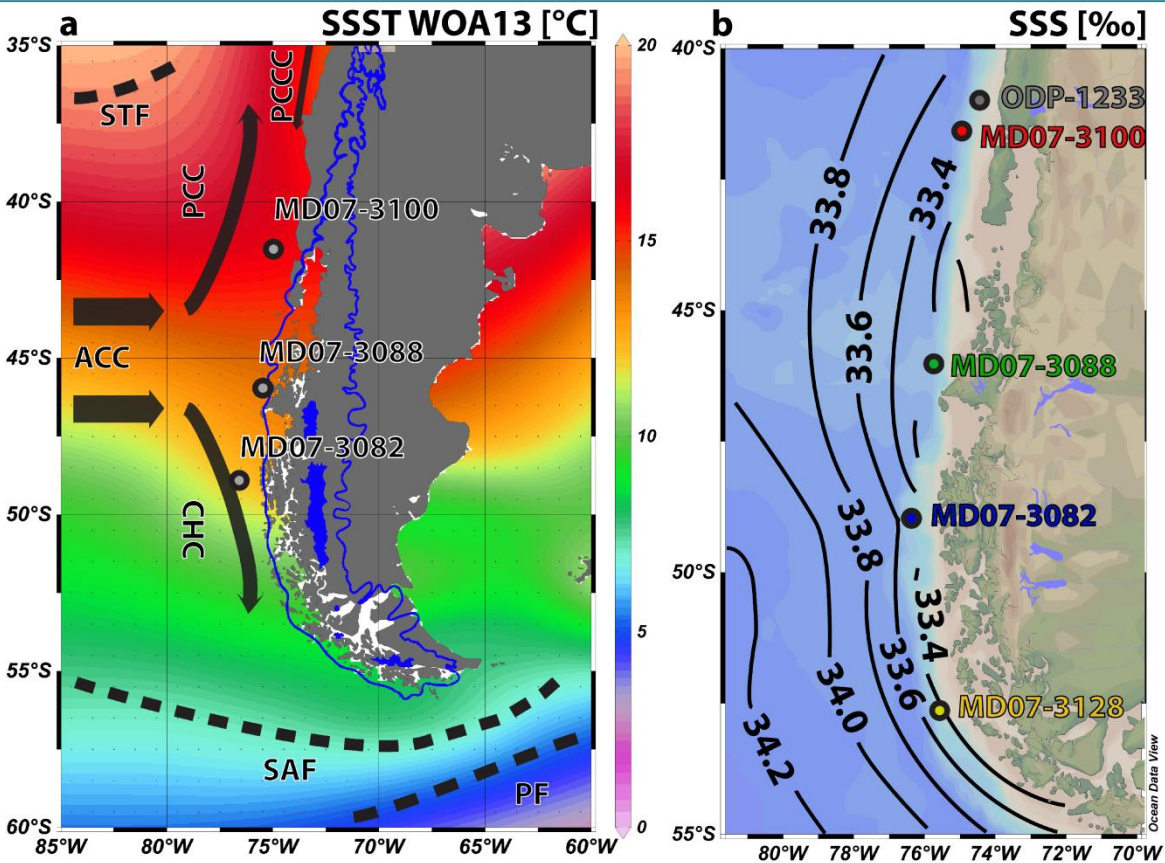
In this study we present the first SST reconstruction on a latitudinal transect along the Chilean margin, using planktonic foraminifera countings with the Modern Analog Technic (MAT; Prell, 1985), based on the Southern Hemisphere Ocean (SHO) core-tops database (Haddam et al. 2016). We propose a detailed and chronologically well constrained pathway of the latitudinal variations of the Subtropical Front (STF) for the last 22 kyr through SST reconstructions from 3 high sedimentation rate cores collected in the SEP; MD07-3100: 41°36' S, 74°57' W; MD07-3088: 46°04' S, 75°41' W; and MD07-3082: 49°10' S, 76°34' W. We then compare our SST reconstructions with the available SST data in the area, and with the  $\delta^{18}\text{O}$  of the surface water ( $\delta^{18}\text{O}_w$ ), calculated from SST planktonic foraminifer's  $\delta^{18}\text{O}$ . This comparison allows also taking in consideration the local influence of the fresh water inputs on the latitudinal SST gradient signals at the locations of our studied cores.

### II. Regional setting

#### II.1. Atmospheric and continental setting

The three cores are concerned by this study are located in the SEP (Figure III.1). The most prominent feature characterizing this region is the SWW. These winds bring huge amounts of precipitations that are intercepted by the southern South America continent that extend over the complete latitudinal range of the SWW. They are actually centered at around 50° S on an annual mean, and show a latitudinal and intensity seasonal variation consisting of a southward (northward) migration during austral summer (winter) (e.g.; Lamy et al. 2010). The high inland precipitation rates display a North-South increasing gradient (mean annual precipitations of ~2000 yr<sup>-1</sup> to ~3000 mm yr<sup>-1</sup>, at respectively ~42° S to ~50° S, in our area (Garreaud et al. 2013; DGA, 2016).

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire



**Figure III.1:** a) Location of the cores used in this study, and the major physiographic features of the SEP. ACC (Antarctic Circumpolar Current), CHC (Cape-Horn Current), PCC (Peru-Chile Current), PCCC (Peru-Chile Counter-Current), STF (Subtropical Front), SAF (Subantarctic Front), PF (Polar Front), SSST (Summer Sea Surface Temperatures) from WOA13 (World Ocean Atlas 2013 (Locarnini et al. 2013)). Blue lines represent the last glacial maximum extension of the Patagonian Ice Sheet and filled blue areas represent present day Southern Patagonian Icefields extension (based on Hollin and Schilling, 1981). b) Black isolines represent the surface salinity (at 10 m), based on Davila et al. 2001. This Figure was composed using Ocean data view with DIVA gridding (Schlitzer, R., Ocean Data View, odv.awi.de, 2015).

The main physiographic features of the Chilean margin between 40° S and 50° S is its irregular coastline formed by isles and fjords systems, that receive considerable amounts of fresh water from the precipitations and ice-melting (Pantoja et al. 2011). The precipitations brought by the westerlies are captured by two parallel ~North-South mountain chains, the coastal range (<~500 masl) and the Andean cordillera (<~3000m), separated by the Chilean Longitudinal Valley. The coastal range principally consists of iron-poor plutonic basement rocks (Thornburg and Kulm, 1987). Conversely, the Andes are composed by iron-rich basaltic to andesitic rocks, resulting

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

from Pliocene to recent volcanic activity (Thornburg and Kulm, 1987). The Coastal Range, around 41° S, is drained by several small rivers, while the Andes are drained by larger rivers (e.g. Rio Bueno, ~40° S). South of ~42° S, the Chilean continental margin is characterized by a fjord belt (up to 200 km wide), mainly formed by Pleistocene glacial erosion, partially encroaching the Andes (Breuer et al. 2013). Thus, both chains contribute to the sediment brought at the location of the northern cores locations.

### II.2. Hydrology

The SEP is affected by the Antarctic Circumpolar Current (ACC) / SWW system. The ACC is an important oceanographic feature in the southern hemisphere connecting each of the oceanic basins. The ACC is characterized by several frontal systems acting as zonal boundaries of sharp temperature and salinity gradients. The ACC is partly controlled by the SWW, and mesoscale eddies occupies the northern boundary of this current. These latter contribute to impede (enhance) the velocity of the ACC downstream (upstream) of important topographic features (Trani et al. 2014). The ACC is intimately linked to complex oceanic frontal systems (e.g. Rintoul et al. 2001). Our study area is enclosed between the STF (~35° S) in the North and the Sub-Antarctic and Polar Fronts (respectively SAF and PF, respectively positioned today at ~56° S and ~58° S in the Drake Passage) in the South (Figure III.1). The STF marks the northernmost reach of Antarctic Circumpolar Current (ACC), except through the Drake Passage (Peterson and Stramma, 1991). It is characterized by a 4° C gradient over less than 0.5° C of latitude (Rintoul et al. 1997). When reaching the southern South America coast, the STF position becomes unclear (between ~30° S and ~37° S). The SAF and the PF are the principal fronts of the ACC, and the latitudinal extent of the ACC continues south of the PF (Orsi et al. 1995; Rintoul et al. 2001). The main body of the ACC is constrained to flow south of the South-America tip at 56° S, with a mean zonal position between 50° S and 55° S (Rintoul et al. 2001). Our studied area is influenced by the northern branch of the ACC which divides in two coastal currents: the northward flowing Peru-Chile Current (PCC) and the southward flowing Cape-Horn Current (CHC). This divergence is located actually at ~46° S (Figure III.1). Due to this divergence, two



## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

principal latitudinal SST gradients are worth noting, with the closest to our study area, positioned at the location of the STF. The second and strongest latitudinal SST gradient is at the location of the SAF (Figure III.1). Farther north, a coastal tropical surface current, the Peru Chile Counter-Current (PCCC), flows southward along the Peruvian coast.

The combined effect of seasonal melt water fluxes from the Patagonian Icefield and extensive precipitations brought by the SWW produces low salinity surface ocean areas. These melt waters are brought through riverine inputs, and affects two major areas, the northernmost one being between  $\sim 48^\circ$  S and  $\sim 39^\circ$  S. The second area influenced by fresh water fluxes is south of  $\sim 50^\circ$  S, near the coast (Davila et al. 2002). Between  $48^\circ$  S and  $50^\circ$  S there seems to be a lesser influence of fresh water, and the modern position of the ACC divergence with the issuing above-mentioned coastal currents doesn't seem to bring a large amount of fresh water to that location (Davila et al. 2002).

Surface waters are underlain in the SEP by the northward-flowing oxygen-rich Antarctic Intermediate Waters (AAIW, 500 – 1200 m depth), followed by the nutrient-rich, oxygen-poor Pacific Deep Waters (1200 – 3000 m depth). The SEP is one of the main source regions of the AAIW which formation mechanisms are still under debate (see Santoso and England, 2004 for a detailed review). However, the AAIW plays a major role in heat, fresh water and carbon transfer from the high to low latitudes (Fischer et al. 2010; Talley, 1999).

### III. Material and methods

In this study three CALYPSO cores were retrieved from the SEP offshore of the south Chilean margin, following a latitudinal transect: the northernmost MD07-3100 core ( $41^\circ 36'$  S,  $74^\circ 57'$  W, 1609 m depth and 29.83 m long), the MD07-3088 core ( $46^\circ 04'$  S,  $75^\circ 41'$  W, 1536 m and 18.91 m long), and the southernmost MD07-3082 core ( $49^\circ 10'$  S,  $76^\circ 34'$  W, 1792 m and 20.46 m long). These cores were collected during the PACHIDERME campaign on the R/V Marion Dufresne (Kissel, 2007). The three cores are dominated by olive-brown to light-olive silty-clays, and by the presence of several tephra layers (downcore depth of the analyzed tephra layers are available in

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

Supplementary Table III.S1). Today, the cores depth (~1500 to ~1800 m) is bathed by the upper layers of the nutrient-rich, oxygen-poor Pacific Central Waters (1200 – 3000 m depth) at the boundary with the northward-flowing oxygen-rich Antarctic Intermediate Waters (AAIW, 500 – 1200 m depth).

### III.1. Temperature reconstruction

#### III.1.1 *MAT-Derived SST*

We derived summer SST (SSST) reconstructions for the 3 cores using the Modern Analog Technique (MAT; Prell, 1985) through planktonic foraminifera census counts using the Paleoanalog program (Therón et al. 2004). For this study, the MAT statistical temperature reconstructions are based on the recently developed Southern Hemisphere Ocean (SHO) database (Haddam et al. 2016). For each core, we collected 1 cm thickness samples, with a sampling resolution every 10 cm for MD07-3100 and every 5 cm for MD07-3088 and 3082 cores corresponding to 160, 127, and 105 samples respectively. Each sample was wet-sieved, then the foraminiferal content of the fraction  $>150\mu\text{m}$  was counted, with a minimum ~280 individual and a maximum of ~400 individual. Several studies suggest that this amount is significantly representative for species which relative abundance is higher than ~5% (Fatela and Taborda, 2002; Patterson and Fishbein, 1989). When planktonic foraminifera fragments are  $>\sim 30\%$  of the total planktonic assemblage, the sample is discarded, assuming the occurrence of species-selective dissolution that might bias any SST reconstruction. SSST were then calculated using the MAT by comparing our assemblages to those of the SHO database. The estimated temperature is obtained by averaging a defined number of the best modern analogs chosen prior to the SST calculation. These best analogs are then selected using a square chord distance test (dissimilarity coefficient) (Prell 1985). We retained 5 to 15 best analogs, before any sharp increase in dissimilarity within this interval, as displayed in Waelbroeck et al. 1998. The calculated mean standard deviations of the SSST estimates are displayed in table III.1.

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

**Table III.1** Mean standard deviation for the SSST estimation of each core.

Time slice	SSST error [°C]		
	MD07-3100	MD17-3088	MD07-3082
Holocene	1.85	1.17	1.91
Deglaciation	1.9	1.82	1.85
Late glacial	1.13	1.01	1.02

### III.1.2. UK`37-Derived SST

Aside from the planktonic foraminifera countings, the UK37 and UK`37 index are used to reconstruct SST variations in the photic zone (Brassell et al, 1986; Prahl et al, 1988). These indices are calculated from the relative abundance of methyl alkenones with 37 carbon atoms and 2, 3 or 4 double bonds (e.g. C37:4 stands for C37 alkenone with 4 double bonds). Phytoplanktonic organisms such as *Emiliana huxleyi*, is most likely the main producer of alkenones found in recent sediments. Alkenones are relatively resistant to degradation, compared to other sedimentary organic components, and they also display a widespread distribution in the oceans and high abundance in the sediments making them useful SST proxies.

*More technical details on UK`37 measurements on core MD-3088 will be added by co-author J. Kaiser.*

### III.2. Stable oxygen and carbon isotopes analyses

Stable oxygen and carbon isotope measurements were obtained on the planktonic foraminifera specie *G. bulloides* (250-315  $\mu\text{m}$  fraction), every 10 cm for MD07-3100, and every 5 cm for MD07-3088 and 3082 (total samples of 73, 124, and 69 samples respectively). ~4 to ~30 shells were sampled for each analysis, then cleaned using methanol and ultrasounds, and finally oven-grilled at 380° C during 45 minutes. Isotopic analyses were performed at Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement on an Optima VG, a Finnigan Delta + and a GV Isoprime mass spectrometers. The reproducibility for the  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* is 0.31 ‰, 0.07 ‰, and 0.16 ‰ for MD07-3100, 3088 and 3082 respectively. The reproducibility for the

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

$\delta^{13}\text{C}$  values of *G. bulloides* is 0.18 ‰, 0.25 ‰, and 0.18 ‰ for MD07-3100, 3088 and 3082 respectively. The measurements are reported versus Vienna Pee Dee Belemnite standard (VPDB) defined with respect to NSB19 standard with a mean external reproducibility ( $1\sigma$ ) of carbonate standards of  $\pm 0.06$  ‰ and  $\pm 0.04$  ‰ for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  respectively. Measured NBS-18 are  $-23.20 \pm 0.20$  ‰ and  $-5.0 \pm 0.1$  ‰ VPDB for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  respectively.

By using the SSST and the  $\delta^{18}\text{O}_{G. bulloides}$ , we calculated the  $\delta^{18}\text{O}$  of the surface water ( $\delta^{18}\text{O}_w$ ) following the equation 1 (Shackleton 1974).

$$T = 16.9 - 4.38 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0.1 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2 \quad (1)$$

Where T is the SSST of the sample in ° C,  $\delta^{18}\text{O}_c$  is the  $\delta^{18}\text{O}_{G. bulloides}$ .  $\delta^{18}\text{O}_w$  of the surface water is influenced by mean ocean isotopic composition, evaporation and precipitation as well as river inputs. As the surface water salinity is also linked to evaporation, precipitation and river inputs, salinity and  $\delta^{18}\text{O}_w$  variations will be linked. During the deglaciation, the isotopic signal is thus related to salinity variations, with the addition of a global  $\sim 1$  ‰ mean Ocean oxygen isotopic change due to ice sheets meltwater fluxes (Duplessy et al. 2002). We chose not correcting our  $\delta^{18}\text{O}_w$  curves from this last compound, because the timing of this signal may show huge local variations, up to several thousand years (Ganopolski and Roche, 2009). For this study, we will use the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly (i.e. the  $\delta^{18}\text{O}_w$  difference between the downcore samples and the most recent one). Through this approach, we do not need to correct the  $\delta^{18}\text{O}_{G. bulloides}$  values from the vital effect corrections, by taking the assumption that the isotopic fractionation occurring when *G. bulloides* species calcify their shells remained the same through time.

### III.3. Radiocarbon Analyses

Radiocarbon dating were performed on monospecific planktonic foraminifera shells of *G. bulloides*, *N. pachyderma* right and left coiling, in the size fraction  $>150$   $\mu\text{m}$  at UMS-ARTEMIS (Pelletron 3 MV) AMS facilities (CNRS-CEA Saclay, France).  $^{14}\text{C}$  analyses were done with the standard procedure described by Tisnérat-Laborde et al. 2001. The age model for the cores was

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

derived from the calibrated planktic ages by applying a variable sea-surface reservoir  $^{14}\text{C}$  correction ; this study) and using the ShCal13 (Hogg et al. 2013) calibration curve in OxCal 4.2 software (Bronk Ramsey, 2009).

### IV. Results

#### IV.1. Age model

The age model of the 3 cores is based on AMS  $^{14}\text{C}$  dates and tephra layers. The age model of the core MD07-3088 was previously reconstructed and based on independent estimations of sea surface reservoir  $^{14}\text{C}$  ages ( $R_{\text{surf}}$ ) (i.e. Siani et al. 2013, for more details and supplementary material table III.S1). In addition, the previous dataset of core MD07-3088 was completed by a new  $R_{\text{surf}}$  estimate at  $1320 \pm 120$  years and related to the onset of the last deglaciation (Siani et al. 2016 to be submitted) thanks to the comparison between the TL6 tephra at 870 cm ( $14,970 \pm 80$   $^{14}\text{C}$  yr, in Carel et al. 2011) and the recent recover in several lakes of the Aysen region of the H0 tephra attributed to the Hudson volcano (average age for this eruption at  $13,650 \pm 90$   $^{14}\text{C}$  yr, Weller et al. 2014). This finding confirms previous sea-surface reservoir  $^{14}\text{C}$  age estimations for first part of the last deglaciation at  $1320 \pm 95$  yr (Siani et al. 2013). Finally, we, calibrated the  $^{14}\text{C}$  ages using the calibration program OxCal 4.2 (Bronk Ramsey, 2009) based on SHCal13 (Hogg et al. 2013; Reimer et al. 2013). The age model of MD07-3100 and MD07-3082 cores, is based on 16 and 17 AMS  $^{14}\text{C}$  dates respectively performed on monospecifically planktonic foraminifera species *Globigerina bulloides* and *Neogloboquadrina pachyderma* left and right coiling (See supplementary material table III.S1). The presence of a >20 cm thick tephra layer, visible at naked eye around 740 cm in core MD07-3100 provides a further tie point. This tephra, dated in core MD07-3088 at  $10,325 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  yr, has been attributed to one of the main Holocene Puyheue Cordon-Caulle volcanic eruptions that were previously radiocarbon dated on land at  $9310 \pm 45$  years (Singer et al. 2008) This finding, allows us to provide an independent estimation of the  $R_{\text{surf}}$  at  $1015 \pm 60$  yr (Supplementary Information Table III.S1). This estimation is similar at  $1\sigma$  to that obtained in core MD07-3088 during the same period at the beginning of the Early Holocene

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

suggesting that both cores are likely under the influence of the same water masses (Sub-Antarctic surface waters).

In view of this result, and in order to establish a common and robust age model for the three studied cores, we compared the co-existing benthic-planktic foraminifera (B-P)  $^{14}\text{C}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  differences, (indicating variations in ventilation intensity see Siani et al. 2013, for an extensive discussion) for the three cores versus conventional  $^{14}\text{C}$  age (Supplementary information Figure III.S1).

Through this comparison, we see clearly that the enhanced mixing events (between  $\sim 13.1$  and  $\sim 15$   $^{14}\text{C}$  kyr, and between  $\sim 10.5$  and  $\sim 12$   $^{14}\text{C}$  kyr), are characterized by a lower difference between planktonic and benthic carbon isotopes signature, and are globally simultaneous in the 3 cores. This finding supports the hypothesis that the three cores, recovered at the same depth, are under the influence of the same global and local ventilation strength variations and hence bathed by the same water masses presenting the same radiocarbon content. For all the aforementioned reasons, we have chosen to adopt for cores MD07-3100 and MD07-3082 the same  $R_{\text{surf}}$  correction used in core MD07-3088.

### IV.2. *G. bulloides* $\delta^{18}\text{O}$

Stable oxygen isotopes were analyzed on the calcareous shells of the planktonic foraminifera specie *G. bulloides* for the 3 considered cores (Figure III.2a, b, c). The three  $\delta^{18}\text{O}$  records show the characteristic variations of the last glacial - interglacial transition and the Holocene, with a glacial to Holocene  $\delta^{18}\text{O}$  difference of  $\sim 2.5$  ‰ for MD07-3100 and MD07-3088 cores to 2.1 ‰ for MD07-3082 core.

For the MD07-3100 core the higher  $\delta^{18}\text{O}$  values ( $\sim 2.9$  ‰) are from  $\sim 21$  to  $\sim 16.4$  kyr followed by a decreasing trend reaching  $\sim 0.4$  ‰ at  $\sim 10.4$  kyr (Figure III.2a), This decreasing trend is interrupted by a plateau at  $\sim 1.2$  ‰ from  $\sim 14.2$  to  $\sim 11.5$  kyr. From  $\sim 10.0$  to 7.3 kyr, the  $\delta^{18}\text{O}$  values are marked by a consistent increase of  $\sim 2$  ‰. Then,  $\delta^{18}\text{O}$  values increase again with a lesser amplitude ( $\geq 0.5$  ‰) before to attain present-day values since about 5 kyr.

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

Similarly, the  $\delta^{18}\text{O}$  record of MD07-3088 core shows the higher  $\delta^{18}\text{O}$  values, ( $\sim 2.9\text{‰}$ ), from  $\sim 21$  kyr to  $\sim 17.0$  kyr (Figure III.2b). Then, a stepwise  $\delta^{18}\text{O}$  decrease of  $\sim 1.8\text{‰}$  marks the last deglaciation between 17.6 to 14.3 kyr before reaching the lightest  $\delta^{18}\text{O}$  values ( $\sim 0.6\text{‰}$ ) at  $\sim 10.6$  kyr. The inferred decreasing  $\delta^{18}\text{O}$  trend is interrupted by a two-step increase ( $\sim 1\text{‰}$ ) between 10 to 9.2 kyr and 8.2 to 6.8 kyr before to reach a plateau of  $\sim 1.5\text{‰}$  at 6.8 kyr until present-day.

A similar glacial to deglacial  $\delta^{18}\text{O}$  behavior characterizes the core M07-3082 (Figure III.2c). The highest  $\delta^{18}\text{O}$  values ( $\sim 3.6\text{‰}$ ) are recorded from  $\sim 22$  to  $\sim 17$  kyr before to decrease during the last deglaciation. This decreasing trend is marked by an interruption from  $\sim 14.4$  to  $\sim 13$  kyr, where the  $\delta^{18}\text{O}$  values reach  $\sim 2.8\text{‰}$  before to increase again reaching a plateau at  $\sim 12.2$  kyr ( $\sim 1.9\text{‰}$ ).

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

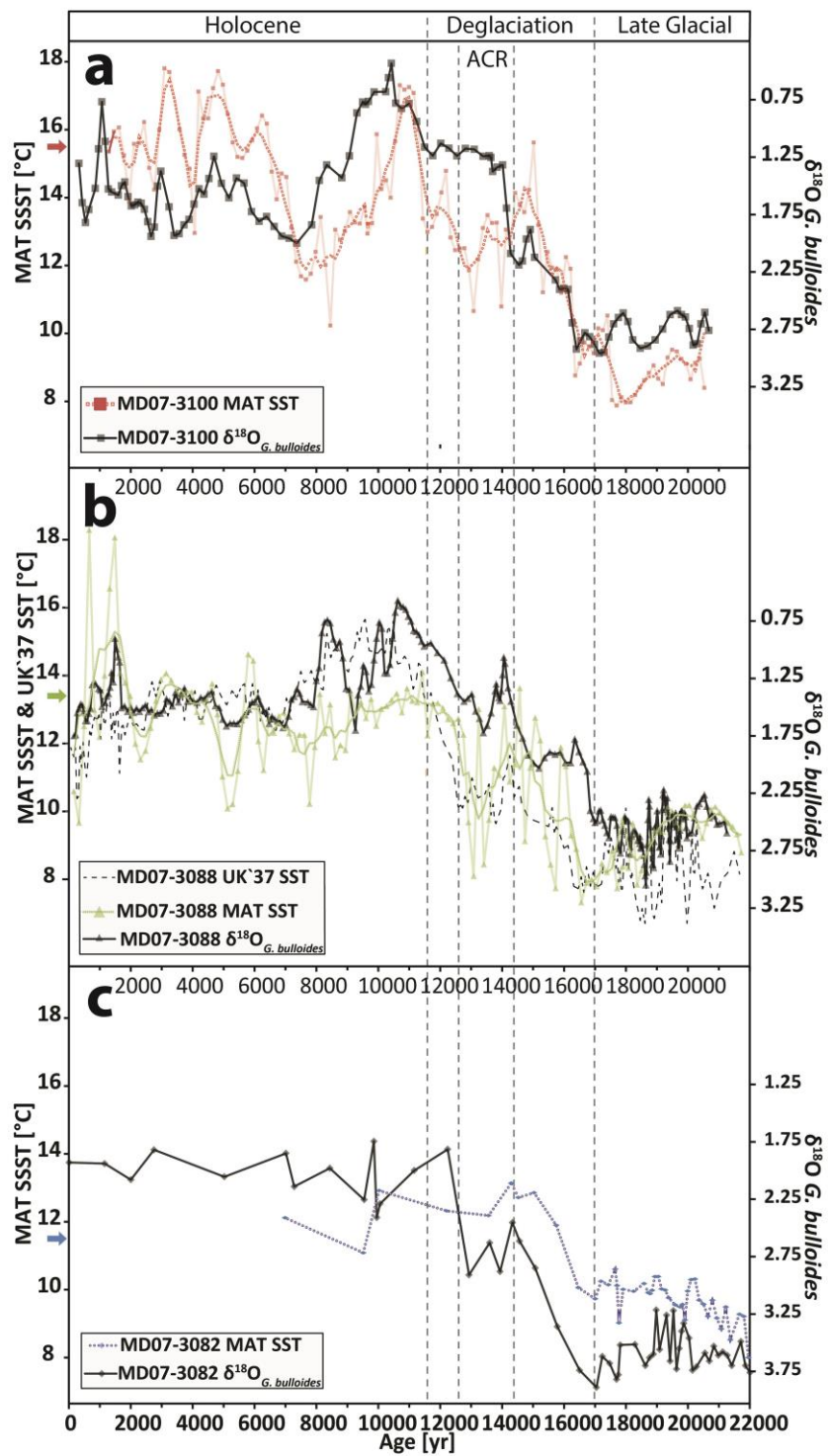


Figure III.2: SST reconstructions and  $\delta^{18}O_{G. bulloides}$  results on core MD07-3100 a), core MD07-3088 b), and MD07-3082 c).



## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

### IV.3. Sea surface temperatures

SSSTs were reconstructed for the 3 considered cores by using the MAT method based on planktonic foraminifera census, and UK`37 for core MD07-3088. Results are displayed in Figure III.2a, b, and c.

SSST reconstructions for core MD07-3100 (Figure III.2a) show values ranging from  $\sim 8^{\circ}$  to  $18^{\circ}\text{C}$  over the last 21 kyr. The lowest values are recorded at  $\sim 18$  kyr just before the onset of deglaciation whereas the warmest ones are characterized by three sharp temperature increases, reaching  $\sim 17$  to  $\sim 18^{\circ}\text{C}$ , at  $\sim 15$  kyr, from  $\sim 11$  to 10 kyr and from  $\sim 4.7$  to 3 kyr respectively. After 3 kyr, SSSTs decrease and remain mostly  $\geq 15^{\circ}\text{C}$ , until reaching the present-day summer temperature values at the location of the MD107-3100 core. Interestingly, the increasing SSST trend since the beginning of the last deglaciation is interrupted by a two-step SSST lowering, from  $\sim 14.4$  kyr to  $\sim 12.8$  kyr and from  $\sim 10$  to 8.4 kyr (Figure III.2a).

Core MD07-3088 (Figure III.2b) displays SSST values ranging from  $\sim 7$  to  $18^{\circ}\text{C}$  over the last 21.4 kyr. The lowest values are observed from  $\sim 18.3$  to  $\sim 16.5$  kyr ( $\sim 7.5^{\circ}\text{C}$ ), whereas the highest ones punctuate the upper Holocene (1.5 kyr and 0.7 kyr). An increased SSST trend from  $7.5^{\circ}\text{C}$  to  $14.5^{\circ}\text{C}$  between  $\sim 16.5$  kyr to 11.5 kyr marks the last deglaciation. The inferred general warming is interrupted by a two-step short-term SSST lowering from 16 kyr to 15.5 kyr ( $\sim 3^{\circ}\text{C}$ ) and from  $\sim 14.3$  to  $\sim 13$  kyr ( $\sim 5^{\circ}\text{C}$ ). The Early Holocene, from 11.5 kyr to  $\sim 10$  kyr, is characterized by mean steady SSST values at  $\sim 13^{\circ}\text{C}$ . Since then, a slow and progressive SSST decrease culminated at  $\sim 7.9$  kyr ( $\sim 3^{\circ}\text{C}$ ). Then SSST increase again even though interrupted by two short cold spells at 6.2 kyr and 5 kyr before reaching the actual summer temperature values ( $\sim 13^{\circ}\text{C}$ ) at the core location.

For core MD07-3088, we also derived UK`37 SST estimations. The inferred results show a similar trend when compared to MAT-SSST (Figure III.2b) displaying the lowest temperatures from  $>\sim 21$  kyr to  $\sim 18$  kyr, marked by highly varying UK`37-derived SST (from  $6.5$  to  $9.5^{\circ}\text{C}$ ). From  $\sim 16.5$  kyr a two-step SST increase marks the last deglaciation as also reported by MAT SST reconstruction. The deglacial warming is interrupted by steady values between  $\sim 14$  kyr and  $\sim 12.5$  kyr (mean SST of  $\sim 10^{\circ}\text{C}$ ), followed by a SST increase ( $\sim 5^{\circ}\text{C}$ ) until  $\sim 10.4$  kyr. Between

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

~10.4 and ~6.5 kyr, SST decrease again reaching another SST plateau with mean values at ~13°C until ~3 kyr. Finally, a lower amplitude (~1°C) UK<sup>37</sup>-derived SST decrease characterize the last 3 kyr until present day.

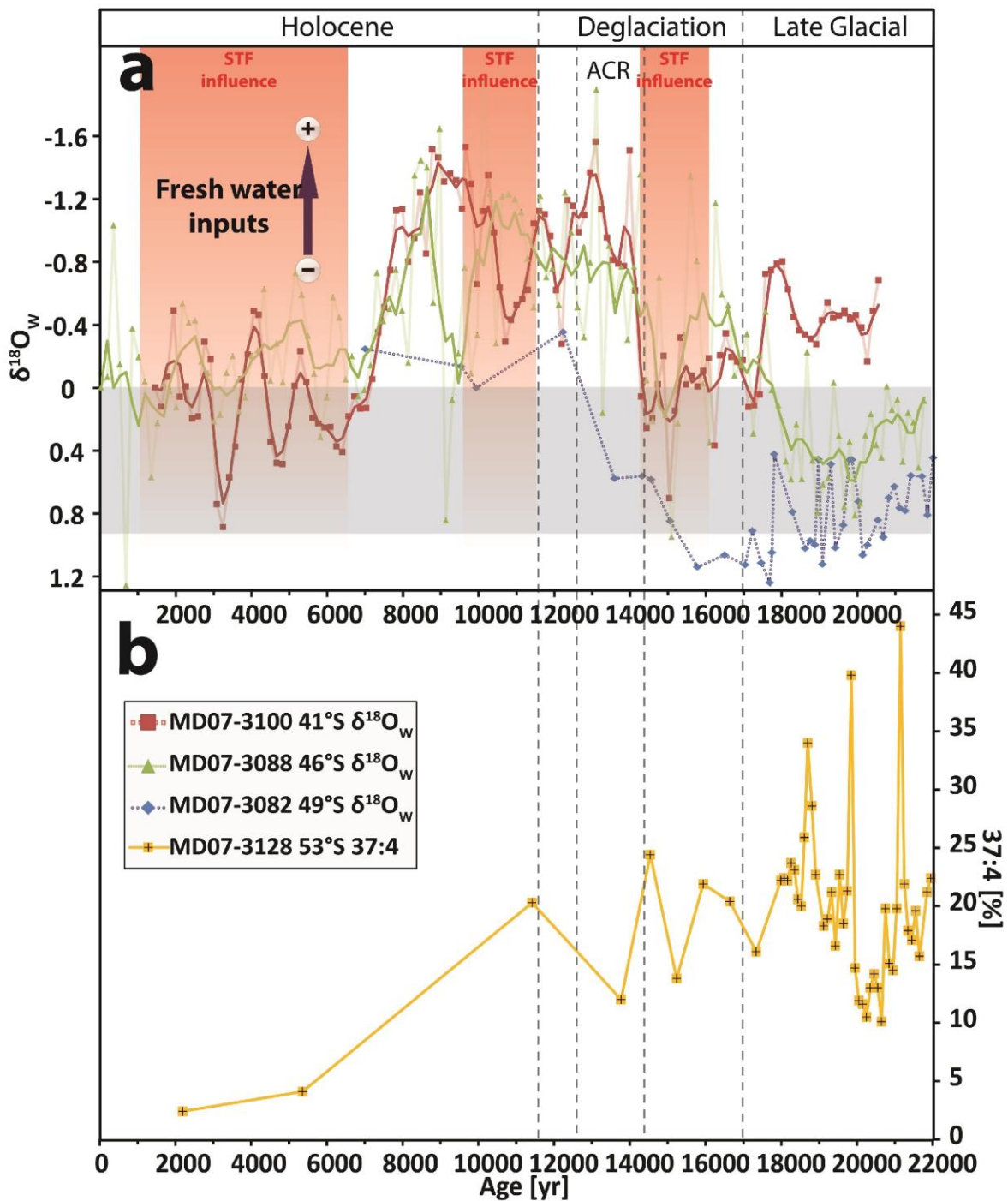
Finally, MAT SSST reconstructions for core MD07-3082 (Figure III.2c) show values ranging from ~7.5°C to ~13°C across the last 22 kyr. The lowest temperatures are recorded between ~22 kyr to ~19 kyr (~7.5°C), whereas a progressive SSST increase marks the last deglaciation culminating to the highest temperatures at ~14.3 kyr (~13°C). Since then, a two-step SSST lowering of about 3°C is recorded between ~14.3 and ~12.9 kyr before reaching ~12°C during the Holocene.

### IV.4. $\delta^{18}\text{O}$ of the seawater

Sea water  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}_w$ ) was calculated for the 3 cores and results are displayed in Figure III.3a. The values are presented as  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly, i.e. the difference between the calculated and the most recent  $\delta^{18}\text{O}_w$  value. Unfortunately, we are unable to provide modern values of measured  $\delta^{18}\text{O}_w$  close to the studied cores. Modeled data of the mean annual  $\delta^{18}\text{O}_w$  in the SEP indicate mean values at ~ -0.5 ‰ (LeGrande and Schmidt, 2006) (supplementary material Figure III.S3). However, the model's resolution isn't high enough to observe any potential fresh water input influence on the  $\delta^{18}\text{O}_w$ .

For the northernmost core MD07-3100 (Figure III.3a), the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomalies are either near 0 or indicate lighter  $\delta^{18}\text{O}_w$  by up to 0.5 ‰ from ~20 kyr to ~16 kyr followed by a period of small positive  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly from ~16 to 14.2 kyr. Then, a sharp  $\delta^{18}\text{O}_w$  decrease characterizes the interval from ~14 kyr to ~8.9 kyr, marked by the more negative anomalies (<-1 ‰ at ~9.3, ~10.4, ~12.8 and 14 kyr). Finally, a two-step large increase of the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly (~1.2 ‰) is recorded until ~3.4 kyr.

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire



**Figure III.3:** a)  $\delta^{18}O_w$  anomaly calculated from the MAT-derived SSST and the  $\delta^{18}O_{G.bulloides}$  of cores MD07-3100, 3088, and 3082.

The grey band represents the mean oceanic  $\delta^{18}O_w$  decrease of ~1 ‰ between the LGM and the Holocene b) C37:4 alkenones measured on the sediment of core MD07-3128 (Caniupán et al. 2011). The erect arrow shows the influence of fresh water inputs on the  $\delta^{18}O_w$  anomaly signal.

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

The sea-water oxygen isotope record of core MD07-3088 (Figure III.3a) display a somehow bell pattern marked by negative  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly.  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly start decreasing from  $\sim 0$  ‰ at  $\sim 21$  kyr, to reach minimal values from  $\sim -1.5$  to  $-1$  ‰ between 14.2 and  $\sim 7.5$  kyr, followed by an increase toward modern values from  $\sim 7$  kyr.

The  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly of the southernmost core MD07-3082 (Figure III.3a) shows the highest positive anomaly values ( $\sim 0.5$  to  $\sim 1.2$  ‰) from 22 to 15.7 kyr, followed by a sharp decrease of the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly values until  $\sim 12$  kyr. Then, relatively stable  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly, close to the modern values (from 0 to 0.2 ‰), are observed in the Holocene samples.

### V. Discussion

In the following sections, we will discuss the past variations of the latitudinal SST gradient, and the potential influence of fresh water fluxes at the location of the studied cores. We will then compare our results to the past SST gradient variations with the published Uk'37-derived SST gradient in the SEP keeping in mind the local influence of the fresh water fluxes. Afterwards, we'll focus on the potential mechanisms controlling the reconstructed SST gradient variation.

#### V.1. Past variations of the latitudinal MAT-derived SST gradient in the SEP

Today, the annual latitudinal SST gradient between  $41^\circ\text{S}$  and  $49^\circ\text{S}$  is  $\sim 3.4^\circ\text{C}$  ( $\sim 3.7$  during summer and winter and  $\sim 3.0$  during spring and fall, see also Figures III.1 and III.4a). SSST reconstructions by the MAT (Figure III.4a) reveal the absence of a latitudinal temperature gradient between  $41$  and  $49^\circ\text{S}$  during the cold events, (i.e. the late glacial period) before  $\sim 16$  kyr, during the Antarctic Cold Reversal (ACR) cooling from  $\sim 14.4$  to  $\sim 12.8$  kyr (Stenni et al. 2011), and during the middle Holocene from  $\sim 9$  to  $\sim 7$  kyr. Conversely, the warm periods are characterized by an enhanced latitudinal SSST gradient between the three cores, mostly held by the northernmost core MD07-3100 that show the highest warming amplitudes during these events compared to the other cores (Figure III.4a). These warm events, mostly recorded by core MD07-3100, could reflect an enhanced influence of the STF. This influence suggests a southward shift

### **Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire**

---

of this front, before and after the ACR, and during the late Holocene. The former warming event, was previously observed in the Southeast Atlantic Ocean with a maximum in abundance of warm planktonic foraminifera species, and attributed to a southernmost position of the STF (Barker et al. 2009). Reconstruction of the latitudinal front positions since the LGM in the SEP, using dinoflagellate cysts from ODP core 1233 (41°S), (Verleye and Louwye, 2010), suggest that the STF was positioned at the location of our northernmost core from 14.4 to 13.2 kyr during the last deglaciation, and between ~11.7 and 9.8 kyr during the Early Holocene, in agreement with our observations. The late Holocene is characterized by a regain of the STF influence on the MAT-derived SSST signal of core MD07-3100, generating again a latitudinal gradient between the three cores. The high amplitudes of the SST increases in core MD07-3100 probably traduce an overestimation due to a strong sensitivity of the planktonic foraminifera assemblages both to temperature and nutrients variations each time the STF reaches the vicinity of core MD07-3100. Concerning the southern fronts, the coolest temperatures (>8°C) recorded in our cores during the late glacial, while indicating a large cooling, are not low enough to consider a northward shift of the SAF up to their locations. This observation doesn't concur with the observations from ODP core 1233 suggesting a ~7° to ~10° equatorward shift of the SAF and PF during the late glacial (i.e. PF reaching ~46°S) (Verleye and Louwye, 2010).

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

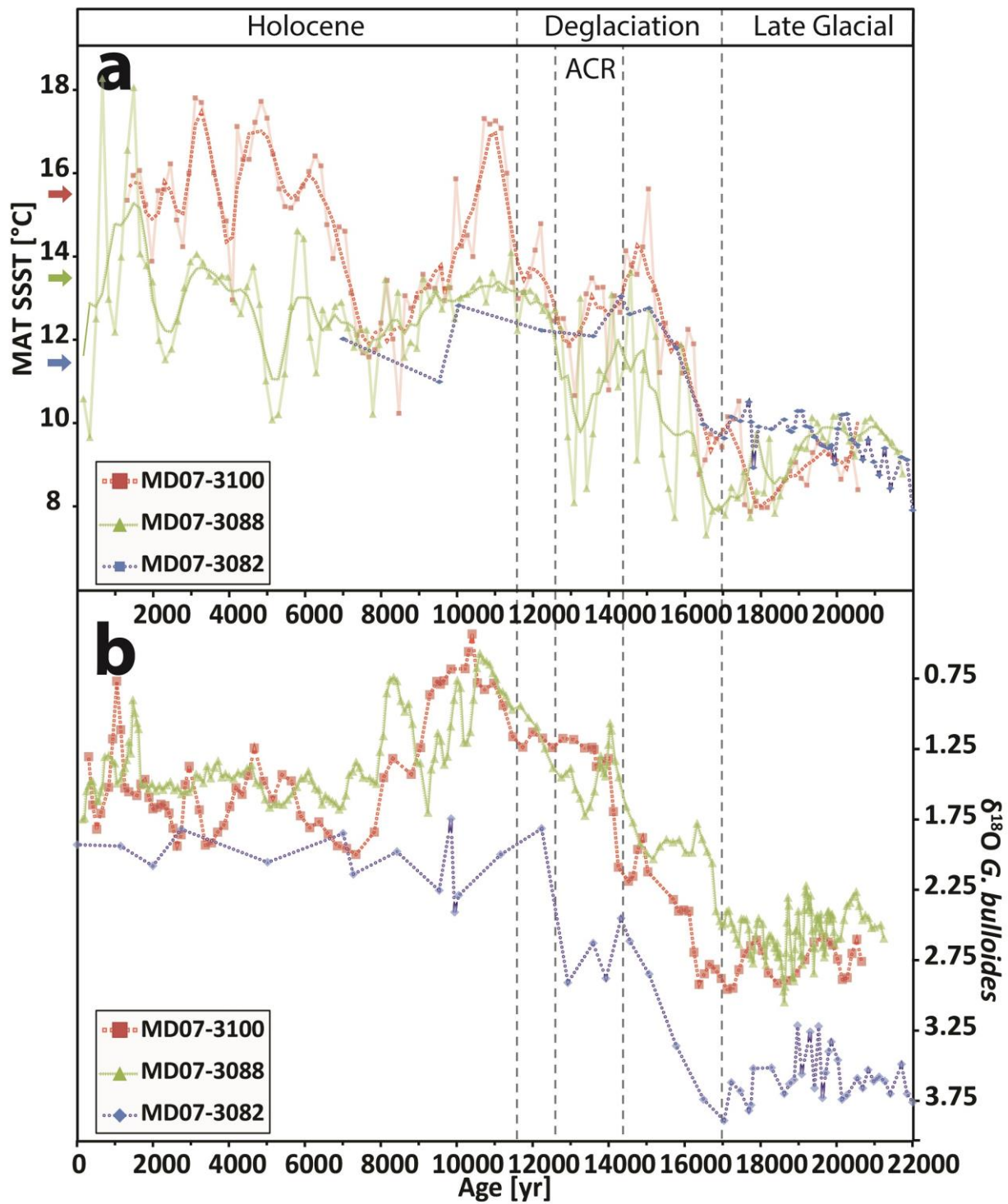


Figure III.4: a) MAT-SSST comparison between MD07-3100, 3088, and 3082. b)  $\delta^{18}O_{G.bulloides}$  comparison between these 3 cores.

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

When comparing the  $\delta^{18}\text{O}_{G.bulloides}$  of the 3 studied cores (Figure III.4b), we observe the presence of a latitudinal southward increasing of the  $\delta^{18}\text{O}_{G.bulloides}$  gradient lasting from the late glacial to ~7 kyr, even when the SST does not (Figure III.4a). Therefore, it is very likely to consider a large impact of fresh waters on the  $\delta^{18}\text{O}_{G.bulloides}$  latitudinal gradient, as it doesn't follow the SSST gradient, implying the influence of fresher surface waters on the two northward cores before ~7 kyr. This would also explain why the two northernmost cores display similar lower glacial SSSTs than MD07-3082 core (Figure III.4a).

### *V.1.1 Impact of the fresh water fluxes on the latitudinal SST gradient*

The implication of important heterogeneous salinity variations in the SEP highlights the importance for reconstructing the  $\delta^{18}\text{O}_w$ . Today, the low salinity water areas in the SEP (Figure III.1b) are due to cool fresh water inputs. Consequently, past salinity variations might have a significant impact on the latitudinal SST gradient along the coast. Today, the site where the core MD07-3088 was recovered is the most affected by low salinity surface-waters as well as, even with a lesser extent, the MD07-3100 core site (Figure III.1b).

Past variations of the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly at the location of each core show different sea surface salinities histories (Figure III.3a). The southernmost core, MD07-3082, displays a deglacial decrease in the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly values, which amplitude can almost completely be explained by the compound of global ice-caps melt water fluxes (~1.05 ‰, Duplessy et al. 2002 Figure III.3a grey bar). This indicates very few local past influences from fresh water inputs, as expected from the actual surface salinity context (Figure III.1b), as well as the  $\delta^{18}\text{O}_{G.bulloides}$  and SST records (Figure III.4a and b). Conversely,  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly values of cores MD07-3100 and MD07-3088, display a continuous increased fresh water influence before ~6 kyr (Figure III.3a). Two main mechanisms can be proposed to explain the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly of these two cores: first, the Patagonian Ice Sheets (PIS) melting at the onset of the deglaciation would have brought more fresh water to these two cores as suggested by the several glacier demises and advances, between ~19 and ~17 kyr (e.g. Boex et al. 2013; Denton et al. 1999; Kaplan et al. 2004; Lumley and Switsur, 1993; McCulloch

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

et al. 2005; Murray et al. 2012). Secondly, at 41~46°S the late glacial PIS melt water fluxes might have been accompanied by SWW-brought precipitations before the onset of the deglaciation and during the ACR. Indeed, enhanced precipitations north of 46°S due to a northward position of the SWW before the deglaciation was observed in the sediment of ODP core 1233 and in numerical simulations respectively (Lamy et al. 2007; Rojas et al. 2009). Also, pollen studies have recorded precipitation increase during the ACR and attributed to northward SWW migration, reaching the location of these cores (Haberle and Bennett, 2004; Heusser and Piasias, 2006; Montade et al. 2013; Moreno et al. 2012). These cool fresh water fluxes variations might have an important impact on the SST signals and its latitudinal gradient by cooling the surface waters via the fresh water fluxes at the locations of MD07-3100 and MD07-3088 cores. This fresh water cooling could lower the SST gradient between these two cores and core MD07-3082 (Figure III.4a) respectively. Consequently the inferred gradient might thus not be representative of the SST gradient far from the coast. All these observations confirm that core MD07-3082 presents the most regional SST signal around 49°S unlike MD07-3100 and 3088.

At the onset of the deglaciation, ~18 kyr, we observe a rapid increase in  $\delta^{18}\text{O}_w$  of core MD07-100 while conversely; the beginning of the deglaciation in core MD07-3088 (46°S) is marked by enhanced fresh water inputs until 16 kyr, when fresh water influence starts decreasing (Figure III.3a). These opposite behavior of the  $\delta^{18}\text{O}_w$  of the two cores is probably linked to an early deglacial southward SWW migration, leaving the latitude of core MD07-3100 (41°S) to reach the location of core MD07-3088 (46°S), at around 16.5 kyr, before continuing its migration further south. Both cores are under an increasing influence of subtropical waters from ~15.3 to 14.3 kyr, the fresher than modern  $\delta^{18}\text{O}_w$  resulting only from PIS melting at that time. At the onset of the ACR, both northern cores  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly indicate a strong influence of fresher waters probably due to the northern retreat of the STF during the ACR, with enhanced SWW-brought precipitations at 41-46°S. After the ACR, the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly indicate the influence of warmer and saltier northern water masses and/or a decrease in precipitations on core MD07-3100, while MD07-3088 is still under fresh water inputs influence.

Looking at the modern modeled  $\delta^{18}\text{O}_w$  latitudinal gradient in the SEP (Supplementary information Figure III.S3) (LeGrande and Schmidt, 2006), we can notice that a southward



### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

migration of the STF toward both northern cores would imply a  $\delta^{18}\text{O}_w$  reduction of  $\sim 1$  ‰. This is much lower compared to the amplitudes of MD07-3100 and MD07-3088  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly ( $\sim 2$  ‰) between fresh water and STF influences transitions (e.g. 14.3 kyr, unsmoothed curves of figure III.3a). These high amplitudes could be explained for core MD07-3100 by MAT-derived SSST overestimations during events of STF influence. For both cores, it is also likely that *G. bulloides* did change its seasonal maximum growth during these events, as the STF movements are accompanied by major reorganization of the surface hydrology in the SEP. Modelisations of the seasonal and water depth ecology of *G. bulloides* indicates that the growth of this species occurs in spring north of  $40^\circ\text{S}$ , and during summer south of  $40^\circ\text{S}$  (Lombard et al. 2011). Seasonal planktonic foraminifera fluxes in the SEP show maximal fluxes of *G. bulloides* during upwelling events at  $30^\circ\text{S}$  (Marchant et al. 1998), during which SST are lower, with variable growth depth (Marchant et al. 1998) compared to non-upwelling conditions (*G. bulloides* is considered to live above the thermocline, Fairbanks et al. 1982). For these various reasons, the  $\delta^{18}\text{O}_{G.bulloides}$  signal would have been recorded by this species under SST conditions that do not correspond to summer temperatures, which would contribute to exceed the amplitudes of  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly of both northern cores. These potential biases do not compromise our interpretation of the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly that clearly indicates increased freshwater influence at the locations of MD07-3100 and 3088 since the late glacial.

To summarize, we observe two major SSST increases during the deglaciation; one before the ACR, during the Heinrich Stadial 1 (HS1, from  $\sim 14.8$  to  $\sim 18$  kyr), and after the ACR, at the time of the Younger Dryas event (YD,  $\sim 12.9$  to  $\sim 11.7$  kyr). The SST increase amplitudes and the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly comparison between the 3 considered cores indicate that: i) The STF has a major role in controlling the latitudinal SST gradient during the warm events in the SEP. ii) The southward shifts of the STF never exceeded  $41^\circ\text{S}$ . Northward shifts of the SAF did not reach  $49^\circ\text{S}$  during the cold events of the last 22 kyr. This suggests that northward migrations of the SAF and PF during cold events were relatively small in the SEP, probably because these two fronts are blocked in the Drake passage where the ACC is constrained to flow.

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

### V.2. Comparison with UK`37-derived SST

Despite the overt difficulties when comparing SST records from different proxies (e.g. Bard, 2001), hereafter we attempt to provide an interpretation of the similarities and differences in comparing the MAT-derived SSST records with the SST gradient reconstructed using UK`37 in the SEP on cores ODP site 1233 (41°S, 74°W, Kaiser et al. 2005; Lamy et al. 2004), MD07-3088 (this work), and MD07-3128 (53°S, 75°W, Caniupán et al. 2011) (Figure III.5a, b, and c respectively).

At 41°S (Figure III.5a), we observe globally similar late glacial to deglacial SST amplitudes between MAT and UK`37-derived records. The timing of the deglaciation and the onset of the Holocene present a similar behavior between the two records. However, we note a less marked ACR in the UK`37-derived SST compared to the MAT-derived ACR SSST of MD07-3100. The Early to Mid-Holocene shows discrepancies between the two SST reconstruction methods at 41°S (Figure III.5a), as the MAT-derived SSST seems to be more prone to record STF incursions. This is probably due to the particularity of the STF near the coast of the SEP. In this region the STF vanishes from the surface waters, but is still observable at ~150m depth, corresponding to the 14°C isotherm (Chaigneau 2005), thus affecting the planktonic foraminifera assemblages but not alkenone producers.

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

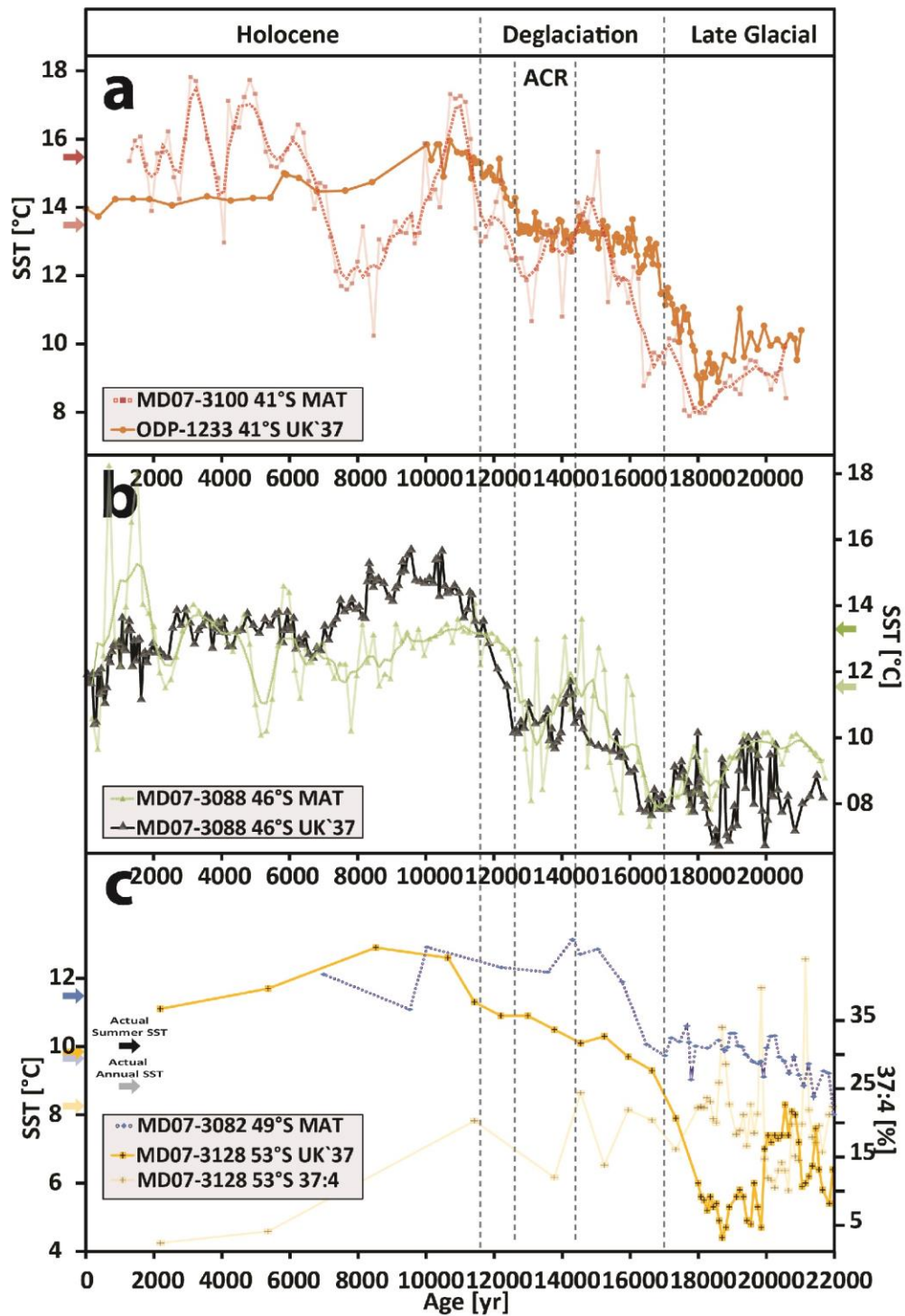


Figure III.5: MAT-SSST UK`37-derived comparison between a) MD07-3100 and ODP 1233, b) in cores MD07-3088, and c) between MD07-3082 and MD07-3128.

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

At 46°S (Figure III.5b), both amplitudes and timings are very similar between MAT-derived SSST and UK`37- SST in core MD07-3088. These latter are slightly higher than MAT-derived SSST between 11.5 and 7 kyr. It is possible that this small difference is due to variations in the biological preferences of planktonic foraminifera and/or alkenone producers, such as differences in their leaving depth in the water column and/or in their seasonal fluxes.

When comparing MD07-3082 and 3128 (49°S and 53°S respectively, Figure III.5c), we observe also a similarity in the amplitude and timing of the climatic events except between 20 and 18 kyr. During this interval, UK`37-derived SST are lower than MAT-derived SSST by more than ~4°C.

Overall, we observe a more pronounced latitudinal gradient in the UK`37-derived SST compared to MAT-derived SSSTs. One explanation from this existing gradient in UK`37-derived SST in the SEP during the late glacial could be attributed to the position of the core MD07-3128, at 53°S, in a zone under the influence of important continental fresh water inputs (Figure III.1b). We note that during the late glacial, lower UK`37-derived SST are coinciding with higher C37:4 ratio (>~20 %, see C37:4 results description in the Supplementary Information's section 2). Some studies suggested that the C37:4 ratio presents more consistent correlations with sea surface salinity (SSS) than SST (Rosell-Melé et al. 2002; Rosell-Melé, 1998; Sicre et al. 2002), even though this relationship is not always straightforward (Sikes and Sicre, 2002). It is thus likely that the higher MD07-3128 C37:4 values occurring during the late glacial might correspond to a potential influence of enhanced fresh water fluxes on the SST signal of this core. Aside from the continental fluxes, the fact that MD07-3128 is ~400 km south of MD07-3082 can partly explain this SST difference. Nevertheless, the latitude difference between 49° and 53°S alone cannot explain the amplitude of this SST gradient. Another explanation on the SST discrepancies between the MAT and UK`37-derived SST could concern the changes in seasonality of the alkenone producers between relative higher and lower latitudes. It has been proposed that this change in production bias the UK`37-derived SST toward spring (summer) SST in the lower (higher) latitudes of the SEP (Caniupán et al. 2014). This would imply that the UK`37-derived SST of ODP-1233 points toward spring temperatures while UK`37-derived SST of MD07-3128 points rather toward summer temperatures. This suggest that the SST gradient should be slightly

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

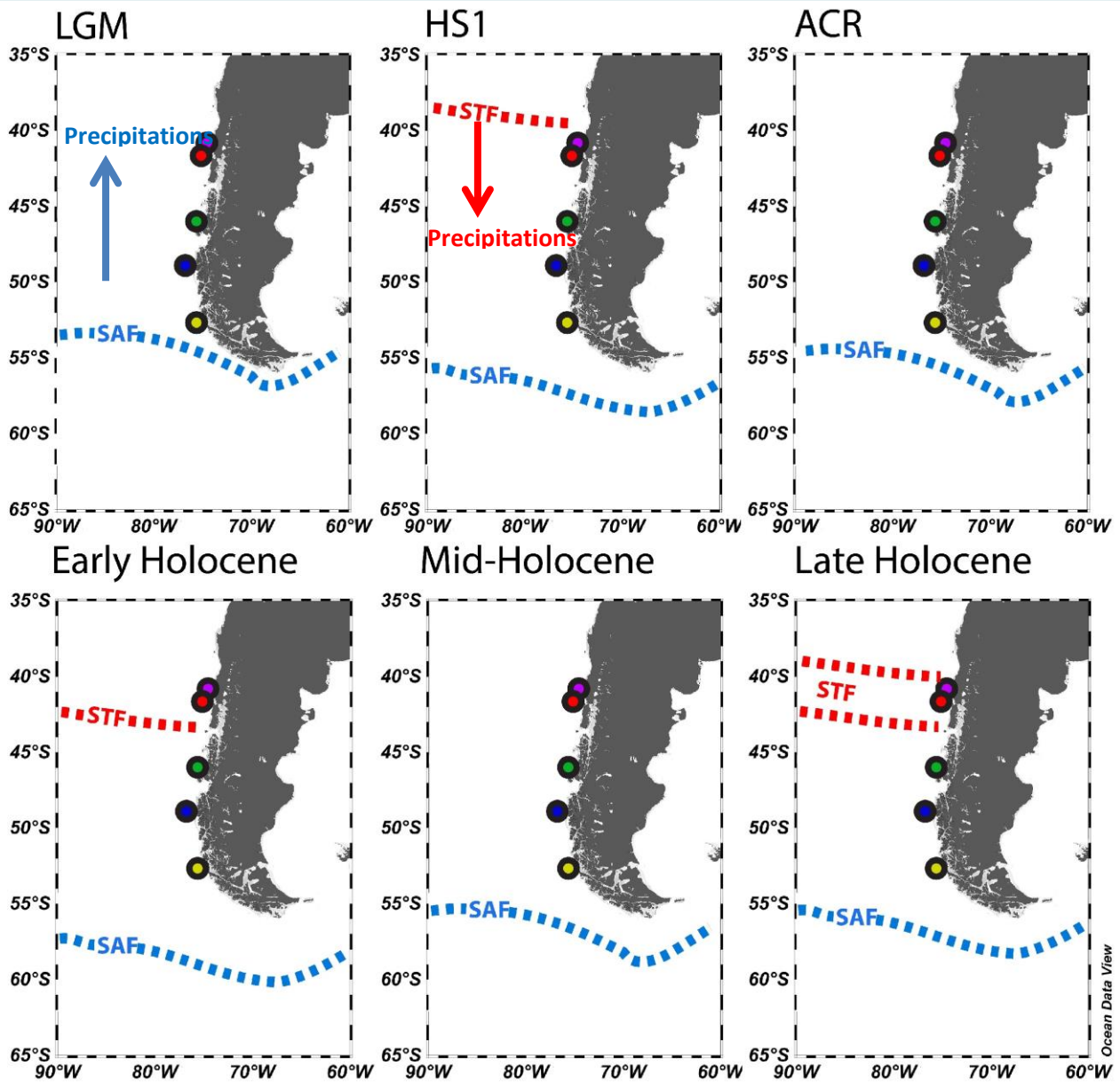
underestimated, at least during the late Holocene, considering negligible seasonality variations during this time compared to today. Explaining the SST difference between MD07-3082 and MD07-3128 during the late glacial by seasonality change, would imply on the opposite a shift toward winter blooms for alkenone producing organisms, with a seasonality of  $\sim 5^{\circ}\text{C}$ . This would be more than the actual seasonal difference at  $53^{\circ}\text{S}$  ( $\sim 3^{\circ}\text{C}$ ). The local influence of melt water fluxes on core MD07-3128 during the late glacial remains the most plausible explanation. These fluxes contribute to amplify the  $\text{SST}_{\text{LGM} - \text{Holocene}}$  at the location of this core ( $-5.6^{\circ}\text{C}$ ). Interestingly, when we compare the  $\text{SST}_{\text{LGM} - \text{Holocene}}$  in core MD07-3082 (which has a more global signal) we find similar values ( $\sim -2.1^{\circ}\text{C}$ ) compared to those obtained farther west, i.e. north of the SAF in the open Pacific Ocean (from  $\sim -2^{\circ}\text{C}$  to  $\sim -3^{\circ}\text{C}$ ) (Lamy et al. 2015).

To summarize, the comparison between the two SST reconstruction methods indicates that: i) the UK<sup>37</sup>-derived SST signal of ODP-1233 is less sensitive to STF latitudinal variations, and to the ACR cooling, ii) there is a noticeable enhancement of local fresh water influence on all the cores in the area except for core MD07-3082 before the mid-Holocene. This local effect in addition with differences in seasonality between foraminifera and alkenones producers, and the enhanced sensitivity of the foraminifera assemblage to STF influence probably participated in generating a continuous latitudinal SST gradient in the UK<sup>37</sup>-derived SSTs unlike what is observed with the MAT-derived SSST.

### V.3. Mechanisms

From the observations and interpretations made above, a reconstruction of the STF movement can be proposed along with the variation of the latitudinal SST gradient in the SEP (Figure III.6).

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire



**Figure III.6:** Hypothetical front migrations scenarios since the LGM (Last Glacial Maximum). HS1 (Heinrich Stadial 1), ACR (Antarctic Cold Reversal). Dots represent the different cores considered during this study; blue: MD07-3082; green: MD07-3088; red: MD07-3100; yellow: MD07-3128; purple: ODP-1233.

### - Late glacial and deglaciation

The movements of the less refrained northern branch of the ACC and the STF could be controlled by the latitudinal movements of the SWW. The timings of these movements suggest the implication of the bipolar see-saw. For example, the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) is reduced during Heinrich Stadial 1 (HS1, from ~17.5 to ~14.6 kyr) and the

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

Younger Dryas (YD, from ~12.8 to ~11.7) (McManus et al. 2004). These climatic periods are characterized in the SEP by increasing SST with enhanced influence of the STF at 41°S in the SEP (Figure III.2a, and III.6b, d). Conversely, during the ACR (~12.8 – ~14.3 kyr), we observe a decrease of the SST in the SEP and a northward retreat of the STF (Figure III.6c), whereas it is a period of generally increasing temperatures in the Northern Hemisphere (NH) known as the Bølling-Allerød warming (~14.5 – ~12.9 kyr). This bipolar see-saw pattern seems to be clearly prevailing as the leading controlling factor on the SST gradient in the SEP, and it is especially obvious during the late glacial and the deglaciation. However, the driving factor of the bipolar see-saw mechanism is still unclear. It has been suggested, to explain the STF / ACC / SWW system latitudinal movements, that the SWW might be controlled by the variations of the thermal contrasts in the middle atmosphere, led by the [CO<sub>2</sub>], (Toggweiler and Russell, 2008). During higher [CO<sub>2</sub>], this thermal contrast sharpens between low and higher latitudes leading to a southward and/or strengthening of the SWW (Toggweiler and Russell, 2008). We do observe these southward STF incursions before and after the ACR (Figure III.67b, e). But the [CO<sub>2</sub>] before the ACR was far from its Holocene value, meaning that the [CO<sub>2</sub>] does not explain this first southward shift of the SWW / fronts system during the deglaciation and would have only acted as amplifying factor. Furthermore, the higher latitudinal temperature gradient and higher temperature increase at 41°S compared to the southern high latitudes (ie 49°S) during the deglaciation warming periods are in favor of an atmospheric teleconnection, following the ITCZ southward position during NH cold periods. The enhanced temperature gradient will also favor a southward position of the SWW.

#### - *Holocene*

During the Holocene, important discrepancies between MAT and UK<sup>37</sup>-derived SST in MD07-3100 and ODP-1233 cores can be observed (Figure III.5a). Looking at the Holocene SST record of core MD07-3100, one might consider the occurrence of 2 periods of STF influence, during the early and late Holocene. But by examining the faunal changes in this core, we observe that the Late Holocene is the only period characterized by the occurrence of *Neogloboquadrina dutertrei* species (Figure III.7b). *N. dutertrei* is a species with high chlorophyll and SST preferences (>20°C, Bé, 1977). Such an occurrence at this timing was also observed in the SEP,

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

at 32°S, associated with the subtropical waters of the PCCC (Marchant et al. 1998; Marchant et al. 1999). This late Holocene southward extent of the PCCC was linked to more frequent / stronger El Niño events (Marchant et al. 1999) However, this explanation is not adequate as i) there is no consensus on the variation of El Niño during this period, and ii) the influence of El Niño on high latitudes of South America is hardly noticeable today (Montecinos and Aceituno, 2003). Investigations on dinoflagellate cysts and nitrogen isotopes ( $\delta^{15}\text{N}$ ) at 41°S, have shown variations in the surface hydrology linked to ACC / SWW movements (Verleye et al. 2013). They also showed a southward shift and/or strength decrease in the SWW during the late Holocene that enhanced the coastal upwellings at 41°S (Verleye et al. 2013), perhaps allowing the occurrence of *N. dutertrei*. To clarify what could be the controlling factor on the occurrence of *N. dutertrei* and its implication on the SST during the Holocene, we performed CM5 simulations to evaluate the hydrological differences between recent and 9 kyr conditions.

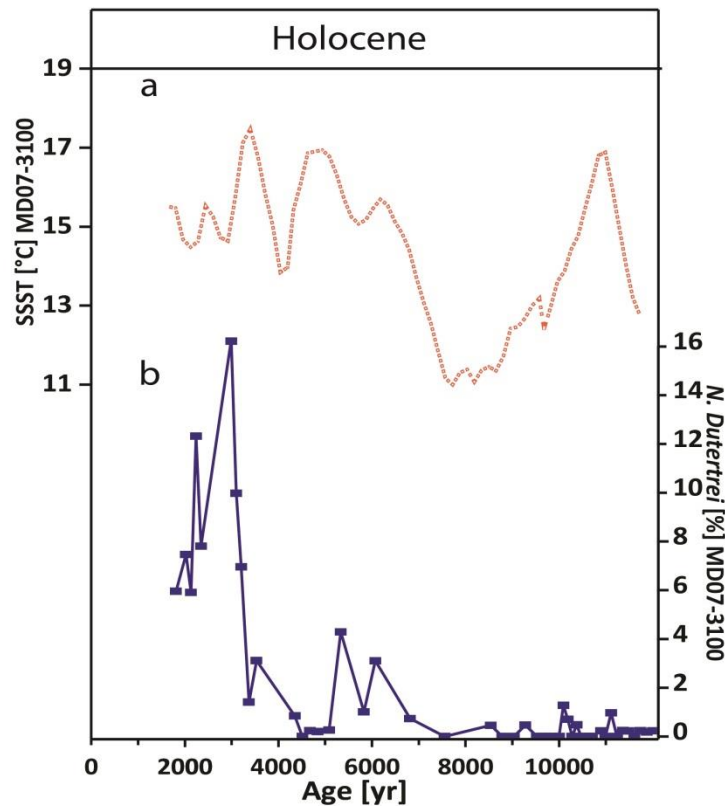


Figure III.7: a) MAT-derived SSST and b) planktonic foraminifera *N. dutertrei* percentage of core MD07-3100, during the Holocene.



### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

In these simulations, where the insolation is the varying factor, we observe i) decreased coastal South-North oriented winds at 9 kyr compared to today, and ii) enhanced influence of warm tropical waters reaching 41°S via the PCCC at 9 kyr compared to today. Both mechanisms would have decreased the influence of coastal upwellings at 41°S compared to the late Holocene, which is in accordance with the  $\delta^{15}\text{N}$  findings at 41°S (Verleye et al. 2013). This PCCC / upwellings duality might also explain the discrepancies between ODP-1233 and MD07-3100 SST. It seems that alkenone producers are less sensitive to these hydrological variations at 41°S during the Holocene, as these fluctuations are not recorded in the UK<sup>37</sup>-derived SST at that location (Figure III.3a). Lastly, the foraminifer's countings start at 1.6 kyr in the core MD07-3100 due to the scarce planktonic foraminifera abundance. Such a behavior has also been observed at 32°S, and it was proposed that these events induce high ecological variability in the ocean surface, favoring the production of other planktonic organisms such as diatoms, decreasing planktonic foraminifera production (Merchant et al. 1999). Furthermore, these hydrological variations hardly affect 46°S as suggested by the SST record of MD07-3088 (Figure III.4a) and the anecdotic occurrence of *N. dutertrei* (<1 % of the total fauna) at the location of this core during the late Holocene.

Lastly, the mid-Holocene is characterized by northward retreat of the STF (Figure III.7e). Interestingly, the timing of the mid-Holocene cold event corresponds exactly with the cooling in the SH high latitudes that numerical models proposed to be linked to the Laurentide Ice-Sheet (LIS) melting (Renssen et al. 2010). The LIS melting event lasted until ~7 kyr (Carlson et al. 2008), and models simulation suggest that the melt water inputs in the Northwestern Atlantic had a great impact on the hydrology of the northern hemisphere (NH) (Renssen et al. 2009) and the SH via advective connection (Carlson et al. 2008). It has been proposed that cooler surface water downwelled in the NH during the LIS melting event, transported to the SH and then upwelled, lowering the temperatures in the SH high latitudes (Carlson et al. 2008). But following this logic, and if the heat was only transferred from the oceanic circulation, we would expect higher SST increase amplitudes at the location of the southernmost cores in the SEP rather than at the location of the northernmost cores.

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

To summarize, the SST variations timings of both MAT and UK`37-derived SST reconstructions suggest a bipolar see-saw control, especially observable during the late glacial and the deglaciation. The amplitudes of these SST increases doesn't suggest a complete oceanic heat transfer signal, otherwise SST increases would have been significantly greater in the high latitudes compared to the low latitudes (considering the surface currents in the SEP, figure III.1a), which is not the case (Lamy et al. 2015). This highlights the implication of an atmospheric compound in the heat transfers between the two hemispheres, probably with the implication of the STF, controlled by the latitudinal movements of the ITCZ. Indeed, data / models comparisons have shown that the AMOC intensity may also control the ITCZ and the STF latitudinal movements, via the tropical surface temperatures of the Atlantic Ocean (Montade et al. 2015). Lastly the late Holocene is characterized by increasing STF influence at 41°S (Figure III.7f). Dinoflagellate cysts at 41°S indicated that this period was characterized by decreasing in the strength of the SWW and/or a southward displacement of these winds allowing coastal upwellings at that latitude (Verleye et al. 2013). All these findings suggest that there is a succession and addition of different mechanisms, with alternating high and low latitudes controls. All these mechanisms probably contribute to the latitudinal migrations of the STF observed on MD07-3100, controlling the latitudinal SST gradient in the SEP.

### VI. Conclusions

Using MAT-derived SSST and the  $\delta^{18}\text{O}_w$  anomaly, we reconstructed the variations of the latitudinal SST gradients in the SEP, strongly linked with the latitudinal variations of the oceanic fronts (especially the STF), since the last ~22 kyr in the SEP. During this study we point to the different regional and local mechanisms behind these variations. It is hard to segregate each of the controlling factors on the SST in the SEP. Following the timings of the events, it seems that the bipolar see-saw has the larger influence on the latitudinal SST gradient variations observed on the three cores, through the action of the STF latitudinal migrations. The leading factor on STF movements is likely to be the atmospheric teleconnections with the southward ITCZ movements, transferring heat anomalies in the Atlantic Ocean low latitude, that are probably due to variations of the AMOC strength. Our findings suggest that oceanic heat transfer alone does not suffice to

## **Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire**

---

explain our SST gradient signal. Local influences are also to be taken into account. Mostly the fresh water from the melting events of the PIS and the SWW linked precipitations, which seems to affect mostly the Chilean margin (except around 49°S) from the onset of the deglaciation until ~6 kyr.

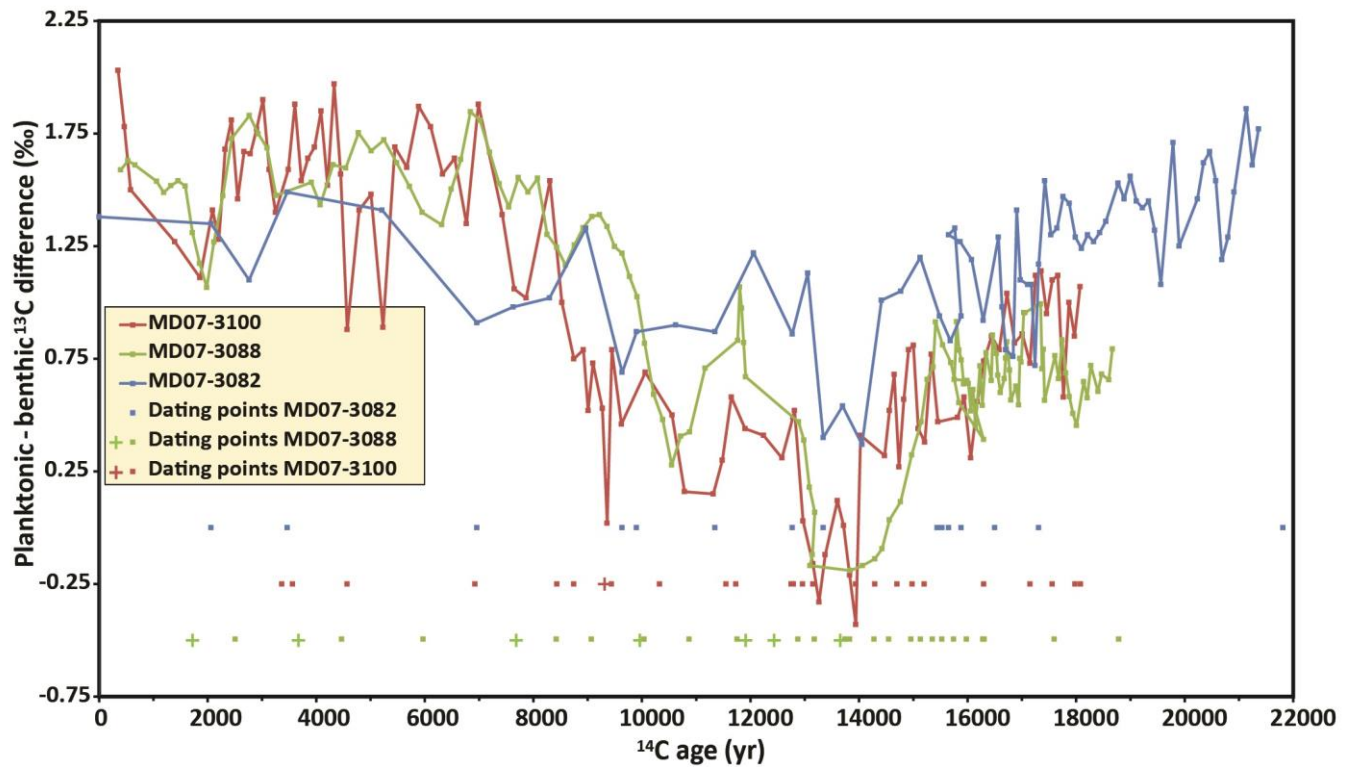
### **Acknowledgements**

We thank all the individuals who have contributed core-top foraminiferal assemblage counts to all of these databases. We thank the captains and the crew of the R/V Marion Dufresne during the PACHIDERME voyage for their help retrieving the MD-3100, 3088 and 3082 cores. Financial support was made by the French ministry of research and higher education and the French-Swedish project on SO VR-349-2012-6278.

### **Supporting Informations**

#### **1- Supplementary information on the age models**

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire



**Figure III.S1** Comparison of the planktonic-benthic <sup>13</sup>C difference of MD07-3088 (Siani et al. 2013) to the planktonic-benthic <sup>13</sup>C difference of MD07-3100 and MD07-3082. Data is displayed in a non-R<sub>surf</sub>-corrected <sup>14</sup>C age model. Square dating points are for planktonic foraminifera samples, + dating points are for tephra layers.

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

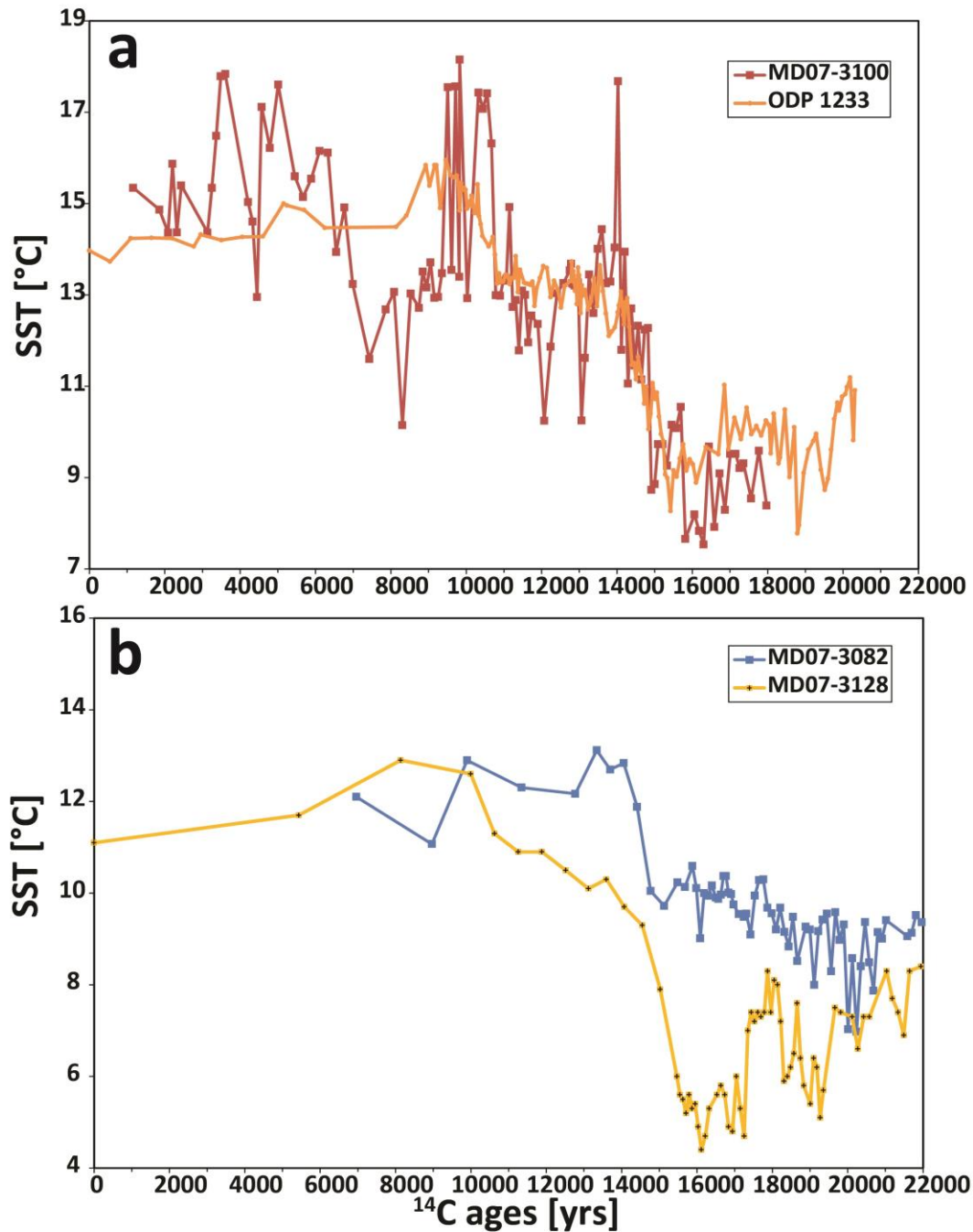


Figure III.S2 SST comparison between ODP1233 and MD07-3100 a), and between MD07-3128 and MD07-3082 b), displayed in  $^{14}\text{C}$  ages to emphasize the synchronicity of the climatic events, motivating the  $R_{\text{surf}}$  changes on cores ODP1233 and MD07-

3128.

### Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

The timings of the SST variations between ODP-1233 and core MD07-3100, and between MD07-3128 and 3082 are synchronous when using uncorrected  $^{14}\text{C}$  ages (Supplementary Information Figure III.S2). For this reason we decided to modify the  $R_{\text{surf}}$  from the initially published ages models of cores MD07-1233 and MD07-3128 ( Lamy et al. 2007; Caniupán et al. 2011, respectively), in order to keep this synchronicity when using the  $R_{\text{surf}}$  corrected age models.

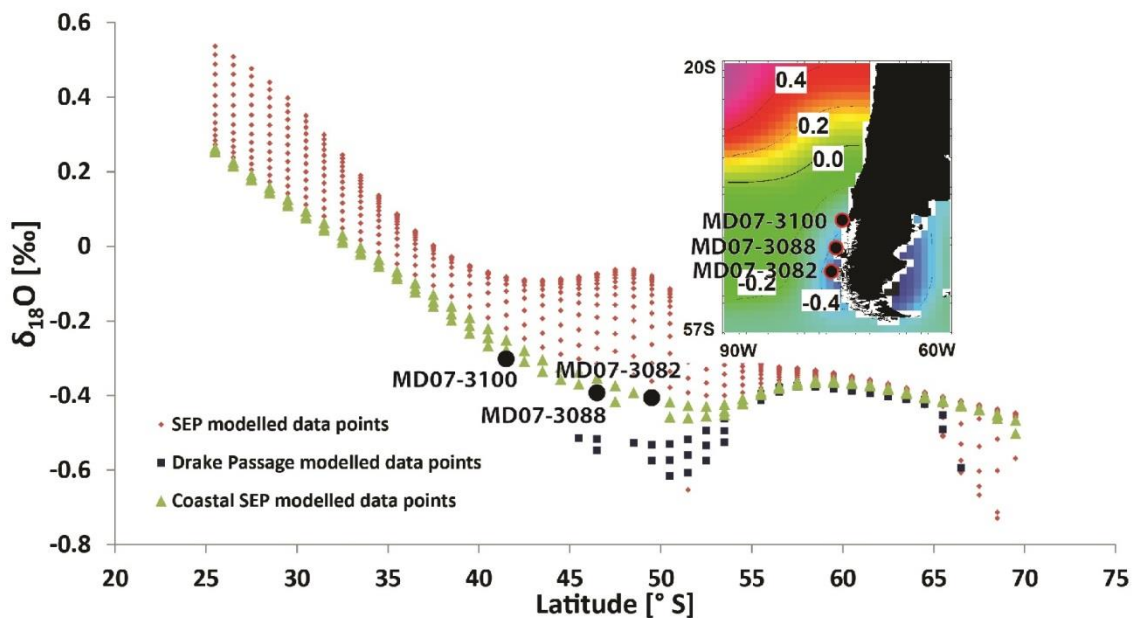


Figure III.S3 Modelled actual  $\delta^{18}\text{O}_w$  in the SEP [Le grande and Schmidt, 2006].

## Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire

**Table III.S1**  $^{14}\text{C}$  dates used to establish the age models of our cores see Siani et al., 2013, supplementary material, for core MD07-3088.

Core	Depth	$^{14}\text{C}$ Age (yr)	1 s (yr)	Sedimentary material analyzed	R <sub>surf</sub> correction (yr)
MD07-3100	280	3565	35	<i>G. bulloides</i> + <i>N. pachyderma</i> right coiling	800
	290	3365	30	<i>G. bulloides</i>	800
	390	4570	30	<i>G. bulloides</i>	800
	490	6925	35	<i>G. bulloides</i>	800
	559	8435	40	<i>G. bulloides</i>	800
	580	8745	35	<i>G. bulloides</i>	800
	610	9440	40	<i>G. bulloides</i>	800
	760	9310	45	Tephra layer, Puyue Cordon-Caulle	-
	760	10325	40	<i>G. bulloides</i>	940
	840	11550	50	<i>G. bulloides</i>	920
	910	11730	80	<i>G. bulloides</i>	920
	960	12750	60	<i>G. bulloides</i>	970
	1010	12960	60	<i>G. bulloides</i>	970
	1010	12790	110	<i>N. pachyderma</i> right coiling	970
	1040	13150	70	<i>G. bulloides</i>	970
	1110	13940	70	<i>G. bulloides</i>	1320
	1180	14290	70	<i>N. pachyderma</i> right coiling	1320
	1190	14700	60	<i>G. bulloides</i>	1320
	1240	15200	60	<i>G. bulloides</i>	1320
	1240	14980	90	<i>N. pachyderma</i> left coiling	1320
1340	16300	130	<i>N. pachyderma</i> left coiling	1320	
1400	17150	100	<i>G. bulloides</i>	800	
1440	17560	100	<i>G. bulloides</i>	800	
1500	18080	80	<i>G. bulloides</i>	800	
1500	17980	110	<i>N. pachyderma</i> left coiling	800	
MD07-3082	5	2060	30	<i>G. bulloides</i>	790
	15	3465	35	<i>G. bulloides</i>	805
	25	6960	45	<i>G. bulloides</i>	805
	45	9635	45	<i>G. bulloides</i>	805
	55	9900	45	<i>G. bulloides</i>	920
	65	11345	50	<i>G. bulloides</i>	920
	75	12770	60	<i>G. bulloides</i>	975
	85	13340	60	<i>G. bulloides</i>	975
	115	15530	70	<i>G. bulloides</i>	1320
	115	15440	90	<i>N. pachyderma</i> left coiling	1320
	125	15880	70	<i>G. bulloides</i>	1320
	135	15650	80	<i>N. pachyderma</i> left coiling	975
	155	16500	80	<i>G. bulloides</i>	950
	215	17310	80	<i>G. bulloides</i>	805
	415	21810	140	<i>G. bulloides</i>	805
	465	23380	150	<i>G. bulloides</i>	805
	535	25660	180	<i>G. bulloides</i>	805

**Chapitre 3 : Variation du gradient latitudinal des températures océaniques de surface le long de la marge chilienne depuis la dernière transition glaciaire-interglaciaire**

---



## **Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.**

Dans ce chapitre, les variations hydrologiques des eaux intermédiaires Antarctiques (Antarctic Intermediate Waters, AAIW) sont mises en évidence à l'aide d'une approche multi-traceur. Nous avons utilisé ici les taux d'accumulation en foraminifères planctoniques et benthiques afin d'en déduire les variations de productivité dans le Pacifique Sud-Est (South-East Pacific, SEP). Puis nous nous sommes penchés sur la différence en  $\delta^{13}\text{C}$  entre les foraminifères benthiques et planctoniques ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{b-p}}$ ) afin de mettre en évidence des événements d'upwelling susceptibles de contrôler la production en foraminifères. Enfin l'étude des assemblages en foraminifères benthiques et de l'écart entre le  $\delta^{13}\text{C}$  mesuré sur *Globulimina affinis* (endofaune) et *C. wuellerstorfi* (épifaune) permettent d'établir une reconstitution quasi-quantitative de la variation de  $[\text{O}_2]$  dans l'AAIW depuis la fin du dernier maximum glaciaire. Cette étude a permis de mettre en évidence un renforcement de la ventilation de l'AAIW associé à des périodes d'intensification des upwellings au niveau de la divergence antarctique durant la déglaciation.

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique qui sera soumis pour publication après la soutenance de cette thèse.

**Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires  
Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.**

---

**Variation of the AAIW ventilation intensity during the last 22 000 years**

**N.A. Haddam<sup>1,2,\*</sup>, E. Michel<sup>2</sup>, G. Siani<sup>1</sup>, L. Licari<sup>3</sup>, F. Dewilde<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>GEOPS Géosciences Paris-Sud, CNRS, Université de Paris Sud, Bâtiment 504, Rue du Belvédère Campus Universitaire d'Orsay 91405 Orsay Cedex, France.

Orcid id : [orcid.org/0000-0003-1201-4488](https://orcid.org/0000-0003-1201-4488)

<sup>2</sup>LSCE/IPSL Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, Bât. 12, avenue de la Terrasse, F-91198 Gif-sur-Yvette CEDEX, France.

<sup>3</sup>Centre Européen de Recherche de d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement, CNRS, Université d'Aix-Marseille, uropôle Méditerranéen de l'Arbois - Avenue Louis PHILIBERT - BP 80 - 13545 AIX EN PROVENCE cedex 04.

**Key Points:**

AAIW ventilation and depth limit reconstruction from benthic/planktonic foraminifera assemblages, accumulation rates,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$

Enhanced ventilation of the AAIW during SO upwelling events of the deglaciation

This enhanced ventilation is accompanied by a deepening of the lower limit of AAIW

**I. Introduction**

The last deglaciation is characterized by fast and abrupt climatic variations, of large amplitude and geographical extensions. During these events, polar temperature records show an out of phase pattern between both hemispheres known as the bipolar see-saw (Stocker 1998). These polar temperature fluctuations are accompanied by atmospheric  $\text{CO}_{2\text{atm}}$  variations, the amplitude of which could be enhanced by the deep ocean capacity of releasing (stocking) the  $\text{CO}_2$

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

during periods of less (more) stratified ocean (Sigman et al. 2010). Most of the CO<sub>2</sub> release is supposed to be driven by Southern Westerly Winds (SWW) southward migration that control the upwelling dynamic in the southern ocean (SO) at the austral divergence (e.g. Toggweiler et al. 2006, Toggweiler and Lea 2010, Marshall and Speer 2012). Also, it has been proposed that the depth changes of the upper/lower overturning cells are crucial in controlling the uptake of atmospheric CO<sub>2</sub> to the deep ocean and its release (Ferrari et al. 2014). This depth limit is critical because its deepening would favor exchanges between the two cells, the proximity to oceanic ridge depth forcing vertical mixing. CO<sub>2</sub> would no longer accumulate in the deep overturning cell (Ferrari et al. 2014).

Several studies investigated hydrological variations in the South East Pacific (SEP), as it is considered a critical region for Antarctic Intermediate Waters (AAIW) formation (McCartney 1977). The growing interest on this water mass is related to the major role played by the AAIW in heat, fresh water, and nutrient transfers from high to low latitudes of the southern hemisphere (Talley 1999, Fischer et al. 2010). However, many questions still remain controversial concerning the site and the mechanism of the AAIW formation (see Santoso and England 2004 for detailed review). Evidence for Last Glacial Maximum (LGM) increased oxygenation [O<sub>2</sub>] at intermediate depths in the SEP, North of 41°S, were interpreted as increased AAIW production (Muratli et al. 2010). These findings agree with model simulations (Meissner et al. 2005, Liu et al. 2009). However, the relationship between the AAIW and the SWW driven SO upwellings remains unclear.

Enhanced deglacial upwelling events were identified from the <sup>14</sup>C difference between benthic and planktonic foraminifera (i.e. between the surface and the bottom water, B-P <sup>14</sup>C<sub>b-p</sub>) in the SEP (Siani et al. 2013). They also probably impacted the AAIW production and its [O<sub>2</sub>] concentration. The aim of this study is to investigate the hydrological variations of the AAIW in the SEP since the late glacial (~22 kyr) following a latitudinal transect between 41°S to 49°S along the pathway of the AAIW, and near its formation area. Here, we show the relationship of these enhanced upwelling events at the Antarctic divergence and the production of AAIW during the deglaciation through a coupled micro-faunal and geochemical approach using benthic and planktonic foraminifera accumulation rates and stable isotope records (δ<sup>18</sup>O, δ<sup>13</sup>C). These

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

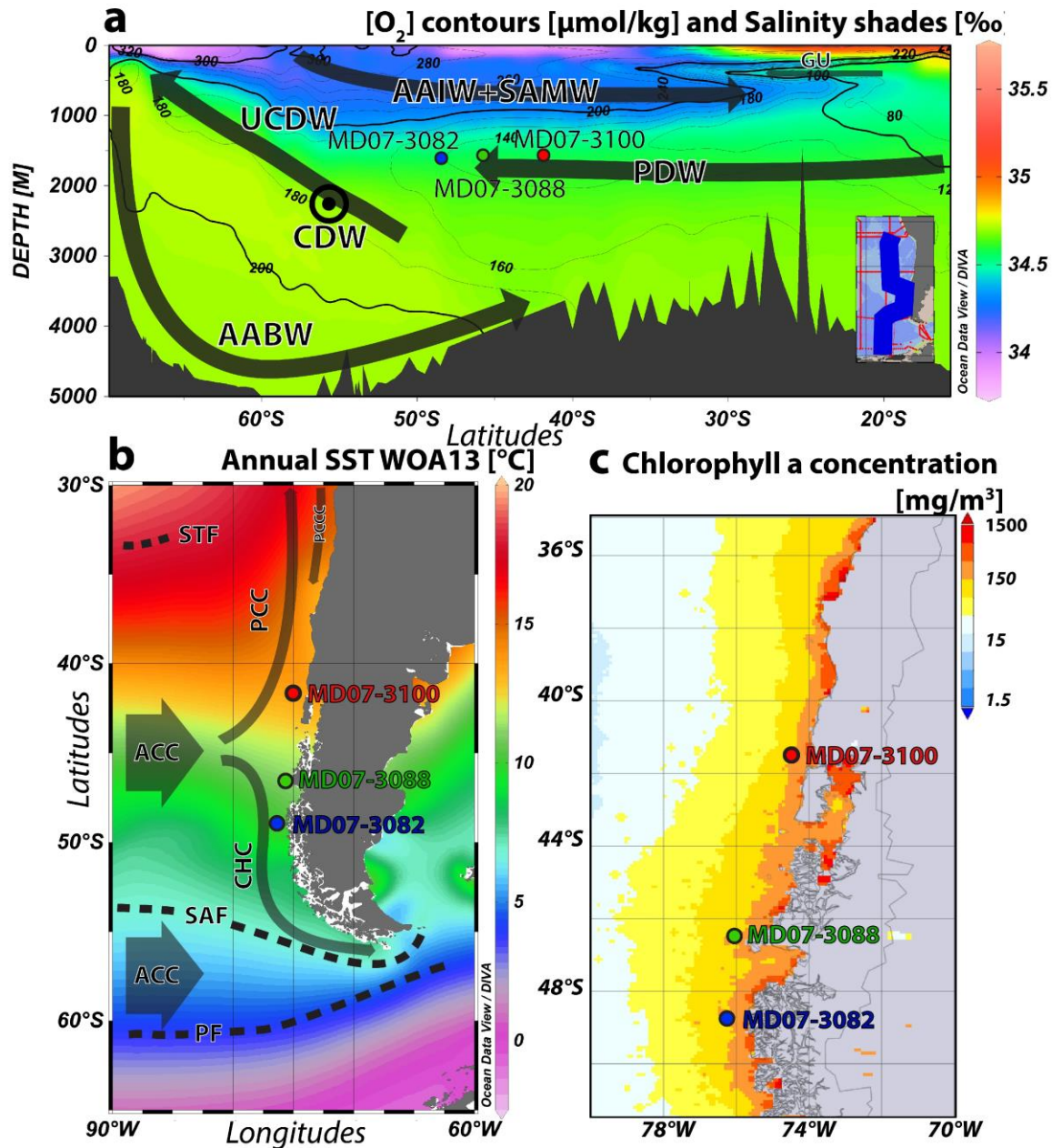
elements allow the reconstruction of the past variations of the AAIW formation region and intensity, acting on the depth of AAIW lower limit, and to investigate the relation between the SO overturning the AAIW formation.

### II. Study area

#### II.1. Atmospheric and continental setting

The studied area is located in the SEP (Figure IV.1a and b) under the influence of the SWW. These winds bring great amounts of precipitations intercepted by the southern South America. The SWW are actually centered at around 50°S on an annual mean, and show a seasonal variation in latitude and intensity consisting of a southward (northward) migration during austral summer (winter) (Lamy et al. 2010). On the continent, the precipitation rates display a North-South increasing gradient (mean annual precipitations of ~2000 mm yr<sup>-1</sup> to ~3000 mm yr<sup>-1</sup>, at respectively ~42°S to ~50°S, DGA 2016), and they result in high sedimentation transports to the Chilean margin at the vicinity of the considered cores. The SWW brought precipitations are intercepted by two parallel ~North-South mountain chains, the coastal range (<~500 m above sea level) and the Andean cordillera (<~3000 m above sea level). Between 40°S and 50°S, the Chilean margin is characterized by a very irregular coastline formed by isles and fjords systems that receive most of the fresh water from the precipitations and ice-melting runoffs. These combined effects affect two major areas, the northernmost one being between ~48°S and ~39°S. The second area influenced by fresh water fluxes is south of ~50°S, near the coast (Davila et al. 2002).

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.



**Figure IV.1** a) Depth transect in the SEP showing the salinity, the  $[O_2]$ , and the principal water masses: Antarctic Bottom Water, AABW; Antarctic Intermediate Waters, AAIW; Gunther Undercurrent, GU; Pacific Deep Waters, PDW; Subantarctic Mode Waters, SAMW; (Upper) Circumpolar Deep Waters (U)CDW. b) Annual Sea Surface Temperatures (SST) according to World Ocean Atlas 2013 (WOA, Boyer et al, 2013), and the principal surface currents and oceanic fronts in the SEP: Antarctic Circumpolar Current, ACC; Cape Horn Current, CHC; Peru-Chile Current, PCC; Peru-Chile Counter Current, PCCC; Polar Front, PF; Subantarctic Front, SAF; Subtropical Front, STF. c) Chlorophyll a concentration (OBPG 2014). The figure was made using Ocean Data View (Schlitzer 2009).

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

### II.2. Surface hydrology

The studied area is located between the Subtropical Front (STF) in the north and the Subpolar and polar fronts (SAF and PF, respectively positioned at  $\sim 56^{\circ}\text{S}$  and  $\sim 58^{\circ}\text{S}$  in the Drake Passage) in the south (Figure IV.1b). The STF marks the northernmost reach of the ACC, except through the Drake Passage (Peterson and Stramma 1991). When reaching the southern South America coast, the STF position at the surface, becomes unclear (between  $\sim 30^{\circ}\text{S}$  and  $\sim 37^{\circ}\text{S}$ , Chaigneau, 2005). The SAF and the PF are the principal fronts of the ACC, and the latitudinal extent of the ACC continues south of the PF (Orsi et al. 1995, Rintoul et al. 2001). The main body of the ACC is constrained to flow south of the tip of South-America at  $56^{\circ}\text{S}$ , with a mean zonal position between  $50^{\circ}\text{S}$  and  $55^{\circ}\text{S}$  (Rintoul et al. 2001). Our studied area is influenced by the northern branch of the ACC which divides in two coastal currents: the northward flowing Peru-Chile Current (PCC) and the southward flowing Cape-Horn Current (CHC). This divergence is located actually at  $\sim 46^{\circ}\text{S}$  (Figure IV.1b). Between  $48^{\circ}\text{S}$  and  $50^{\circ}\text{S}$  there seems to be a lesser influence of fresh water, and the modern position of the ACC divergence with the issuing above-mentioned coastal currents doesn't seem to bring fresh water to that location (Davila et al. 2002).

Satellite data indicate that the SEP is characterized by relatively high concentration of chlorophyll all year along ( $\sim 3 - \sim 10 \text{ mg/m}^3$  near the coast between  $40^{\circ}\text{S}$  and  $47^{\circ}\text{S}$ ) (Figure IV.1c) (OBPG 2014). There is however a seasonal variation in the production of photosynthesizing organisms. The maximum of the production occurs during the austral spring, whereas the minimum during the austral autumn off the SEP coasts (Figure IV.1c).

### II.3. Deep hydrology

Several water masses underlay the surface waters in the SEP along the Chilean margin. The northward-flowing oxygen-rich AAIW lies between 500 and 1200 m depth. Under the AAIW flows the nutrient-rich, oxygen-poor Pacific Deep Waters (PDW) from 1200 to 3000 in the North and the circumpolar deep waters, south of  $\sim 50^{\circ}\text{S}$  (Figure IV.1a). Around  $\sim 46^{\circ}\text{S}$  in our studied area, an uncommon geologic feature underlay the marine sediments called the Chilean Triple Junction (CTJ) where the Nazca, Antarctic, and South American plates meet. The CTJ is

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

an oceanic/transform spreading ridge system currently subducting beneath continental South American lithosphere. This progression has generated an accretion wedge of sediments where methane (CH<sub>4</sub>) hydrates accumulate (Brown et al. 1996). Faunal evidences of methane seeping are highlighted along the Chilean margin (Sellanes et al. 2004), especially around the CTJ, at ~500 m depth (i.e. in the upper part of the AAIW) (Zapata-Hernández et al. 2014). The CTJ is also an area where black smokers can be found, injecting CH<sub>4</sub> bearing fluids in the SEP. These gas leakages might influence the chemistry of the AAIW at around ~46° S in the SEP.

### III. Material and methods

Three CALYPSO cores were retrieved from the SEP following a latitudinal transect, off the coast of Chile: MD07-3100 core (41°36' S, 74°57' W, 1609 m depth and 29.83 m long), MD07-3088 (46°04' S, 75°41' W, 1536 m and 18.91 m long), and MD07-3082 (49°10' S, 76°34' W, 1792 m and 20.46 m long) (Figure IV.1a and b). These cores were collected during the PACHIDERME cruise on the R/V Marion Dufresne (Kissel, 2007). The three cores are dominated by olive-brown to light-olive silty-clays, and by the presence of several tephra layers. Above the cores flow the sub-Antarctic surface waters that are under the influence of waters upwelled at the Antarctic divergence (Figure IV.1b). At the cores depths (~1500 to ~1800 m) the bottom water lies within the PDW, close to the boundaries between the northward-flowing AAIW (500 – 1200 m depth) and Upper layers of the Circumpolar Deep Waters (UCDW, 1200 – 3000 m depth) for the southern core (Figure IV.1a). Age models of cores MD07-3100 and MD07-3082 were described in Haddam et al. in prep. For core MD07-3088 we used the age model described in Siani et al., 2013, by using the SHCal13 (Hogg et al. 2013) calibration curve and the OxCal software (Bronk Ramsey 2009a).

#### III.1. Faunal countings

The cores were sampled every 10 cm for MD07-3100 and every 5 cm for MD07-3088 and MD07-3082 respectively. Samples were then wet sieved at >150 µm. Planktonic foraminifera were counted in the >150 µm fraction for MD07-3100, 3088 and 3082 (total samples 107, 155,



## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

and 160 respectively). Benthic foraminifera were also counted in the >150  $\mu\text{m}$  fraction in the samples of core MD07-3100 and MD07-3082. The benthic foraminifera were counted in 58 samples in core MD07-3100 (among which 9 samples had less than 250 individuals counted in the first 90 cm of the core, Supplementary Information figure IV.S1). For core MD07-3082, benthic foraminifera were counted in 12 samples (among which 5 had less than 250 individuals counted in the last 120 cm of the core, Supplementary Information figure IV.S2). The counted benthic foraminifera were picked and stored in Chapman slides. The benthic foraminifera counting we made were up to species level when possible, based on the descriptions of Loeblich and Tappan, 1988.

### III.2. Foraminifera accumulation rates and Shannon diversity index calculation

We calculated the Planktonic Foraminifera Accumulation Rate (PFAR) for the three cores and the Benthic Foraminifera Accumulation Rate (BFAR) for core MD07-3100 and MD07-3082. The accumulation rate for both planktic and benthic foraminifera is obtained from the product of the number of foraminifera per gram of dry sediment, dry bulk density ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ), and the sedimentation rate ( $\text{cm}/\text{kyr}$ ). For each core, we used the bulk density measurements from the shipboard physical properties dataset (Kissel 2007b).

Using the benthic foraminifera countings we calculated the Shannon diversity index 'H' (Shannon 1948, Hayek and Buzas 1997) with the PAST 3.01 software (Hammer et al. 2001) on the benthic foraminifera from core MD07-3100 and MD07-3082. This diversity index is useful when comparing samples of different totals of counted individuals. The H index in natural environments ranges between 1 and 3.5, with high values corresponding to stable ecosystems and low ones indicating environmentally stressed environments (Magurran 1988). The H index reaches a maximum value if all the species of the sample are equally abundant, which in fact is never the case.

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

### III.3. Isotopic measurements

Stable oxygen and carbon isotopes were measured on several planktonic and benthic foraminifera. Concerning the planktonic foraminifera, the species *Globigerina bulloides* (250-315  $\mu\text{m}$  fraction, ~4 to ~30 shells for each sample) was used for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  analysis, every 10 cm for MD07-3100, and every 5 cm for MD07-3088 (total samples of 73, 124). The epifaunal benthic foraminifera species *Cibicides wuellerstorfi*, *C. pachyderma*, *C. brady*, and *C. kullenbergi* and infaunal benthic foraminifera species *Globobulimina affinis* and *G. pyrula* were picked from the sediments of core MD07-3100; *C. wuellerstorfi*, *G. affinis*, and *G. pyrula* in core MD07-3088; *C. wuellerstorfi* in core MD07-3082. The samples were used for isotopic measurements (425, 254, and 72 samples respectively). Ideally, one specie would have been used for each environment (e.g. *C. wuellerstorfi* for the epifauna, and *G. affinis* for the infauna), but their availability was not continuous downcore. However, we used correction factors for *C. pachyderma*, *C. brady*, and *C. kullenbergi*  $\delta^{13}\text{C}$  (+0.3, +0.89, and 0.64 ‰, respectively). This correction factor represent the mean offset between the  $\delta^{13}\text{C}$  values of these 3 species and those measured on *C. wuellerstorfi* according to the levels where two or more of these species were available and measured.

Each sample was cleaned using methanol and ultrasounds, and then was oven-grilled at 380° C during 45 minutes prior to the isotopic analysis. Isotopic analyses were performed at Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement on an Optima VG, a Finnigan Delta + and a GV Isoprime mass spectrometers. The measurements are reported versus Vienna Pee Dee Belemnite standard (VPDB) defined with respect to NSB19 standard with a mean external reproducibility ( $1\sigma$ ) of carbonate standards of  $\pm 0.06$  ‰ and  $\pm 0.04$  ‰ for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  respectively. Measured NBS-18 are  $-23.20 \pm 0.20$  ‰ and  $-5.0 \pm 0.1$  ‰ VPDB for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  respectively. Reproducibility of the measurements on each species group of each core is presented in table IV.1.

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

**Table IV.1** Reproducibility of the measurements on each species group for MD07-3100 and MD07-3088

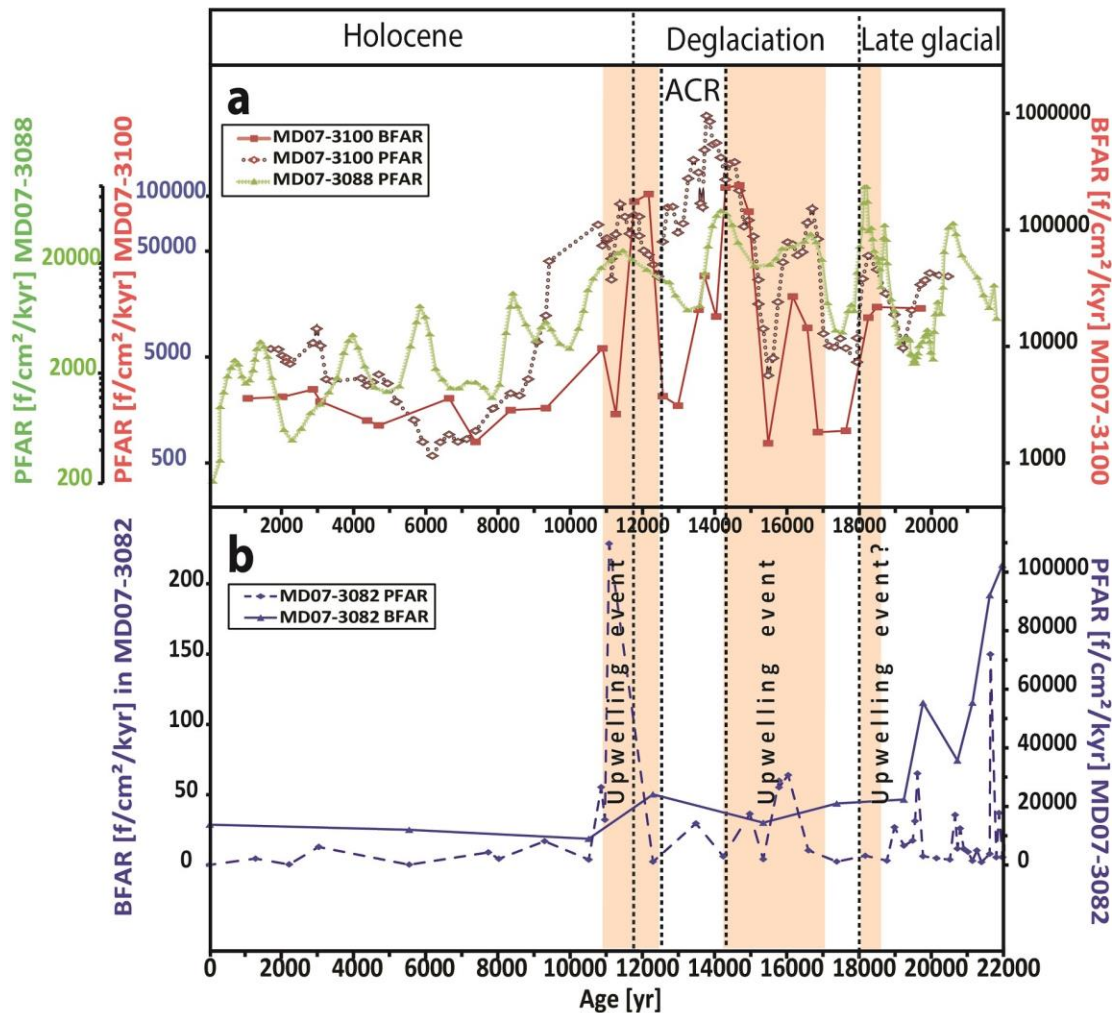
Species analyzed	MD07-3100		MD07-3088	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
<i>Cibicides spp.</i>	0.10	0.16	0.06	0.12
<i>Globobulimina spp.</i>	0.09	0.18	0.08	0.27

### IV. Results

#### IV.1. Foraminifera accumulation rates

BFAR and PFAR calculated from the faunal content of cores MD07-3100, 3088 and 3082 are displayed figure IV.2a and IV.2b.

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.



**Figure IV.2 a)** (Benthic) Planktonic Accumulation Rates (B)PFAR of core MD07-3100 (41° S), and the PFAR of core MD07-3088 (46° S). **b)** BFAR and PFAR of core MD07-3082 (49° S).

PFAR of core MD07-3100 (Figure IV.2a) varies from ~500 to ~631 000 f/cm<sup>2</sup>/kyr. From ~21 to ~9 kyr, PFAR values are ~10 times higher than during the last 9 kyr. From ~14.3 to ~12.7 kyr PFAR displays the maximal flux, reaching >600 000 f/cm<sup>2</sup>/kyr at ~13.7 kyr. The BFAR in the same core (Figure IV.2a) varies from ~160 to ~34 000 f/cm<sup>2</sup>/kyr. Maximal values are found between ~10.7 and ~19.6 kyr, with several BFAR maxima (e.g. ~19.6, 16 and between ~14.6 and ~12.2 kyr). The last ~9 kyr are characterized by the lowest BFAR values, with little variability, compared to the previous time interval.

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

PFAR of core MD07-3088 (Figure IV.2a) varies greatly from ~200 to ~100 000 f/cm<sup>2</sup>/kyr). Highest maxima of PFAR values are found between ~11 and ~22 kyr (at ~20.5 kyr, ~18 kyr, from ~14 to ~16.6 kyr, and from ~10 to ~12.5 kyr). The PFAR from core MD07-3082 (Figure IV.2b) varies from ~5 to ~110 000 f/cm<sup>2</sup>/kyr. Most of the time, PFAR values are relatively low (<~10 000 f/cm<sup>2</sup>/kyr) except for few events e.g. at ~10 kyr (PFAR reaching its maximum value), from ~14 to ~15 kyr (PFAR reaching ~30 000 f/cm<sup>2</sup>/kyr), and >~17 kyr (PFAR reaching ~30 000 f/cm<sup>2</sup>/kyr at ~17.8 kyr, ~17 000 f/cm<sup>2</sup>/kyr at ~18.7 kyr, and ~70 000 f/cm<sup>2</sup>/kyr at ~19.7 kyr).

### IV.2. Benthic faunal content

We counted at least ~122 benthic foraminifera species in core MD07-3100 and ~80 in core MD07-3082 (Supplementary Information Table IV.S1 and IV.S2). Over the last 22 kyr, the benthic foraminifera assemblage in core MD07-3100 is generally dominated by *Uvigerina* species (Figure IV.3a), except from 17 to 16 kyr, 15 to 13.5 kyr, and 12.7 to 12.2 kyr respectively, where *Trifarina angulosa* dominates the assemblage. The relative percentage of *Uvigerina spp* varies from <5 % (~16.8 kyr) to ~60 % (~19.7 kyr). The lowest values are found from ~12 to ~18 kyr. The occurrence of *T. angulosa* is concentrated between ~17 and ~9.5 kyr. Maximal abundance of *T. angulosa* occurs at ~13.7 kyr where it represents ~35 % of the total assemblage. The species from the genus *Cibicides* do not exceed 25 % with the lowest percentages (<1 %) found between 10 and 16 kyr.

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

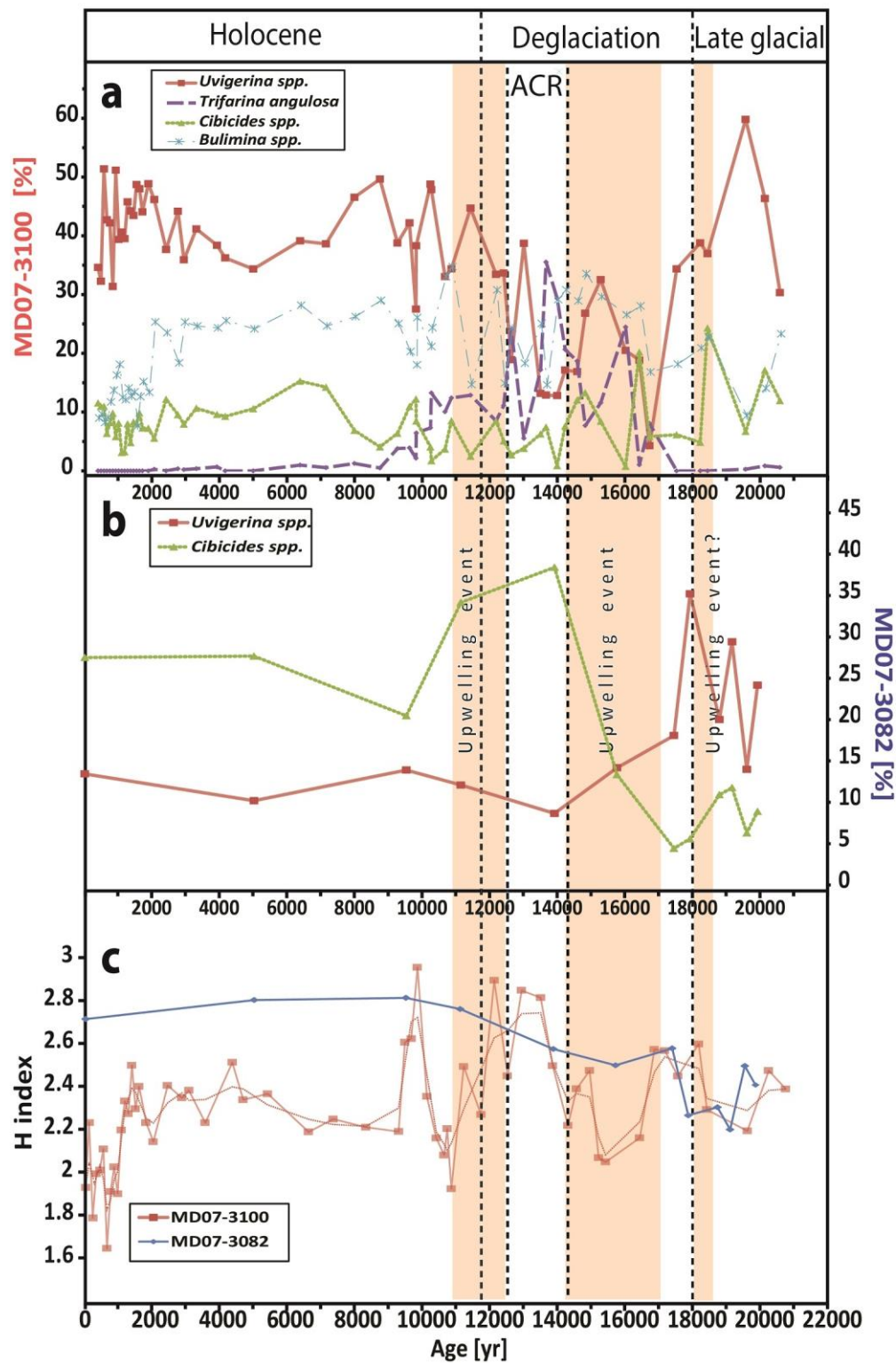


Figure IV.3 a) Most abundant benthic species in core MD07-3100. b) Most abundant species in core MD07-3082. c) Shannon H index calculated from the assemblage of cores MD07-3100 and MD07-3082.

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

The benthic foraminifera assemblage of core MD07-3082 (Figure IV.3b) is dominated by the species of the *Cibicides* group in the samples younger than 16 kyr reaching 40 % of the total assemblage at ~14 kyr. *Uvigerina spp* dominates the assemblage in the samples older than 16 kyr, reaching 35 % of the total assemblage at 18 kyr.

### IV.3. H index

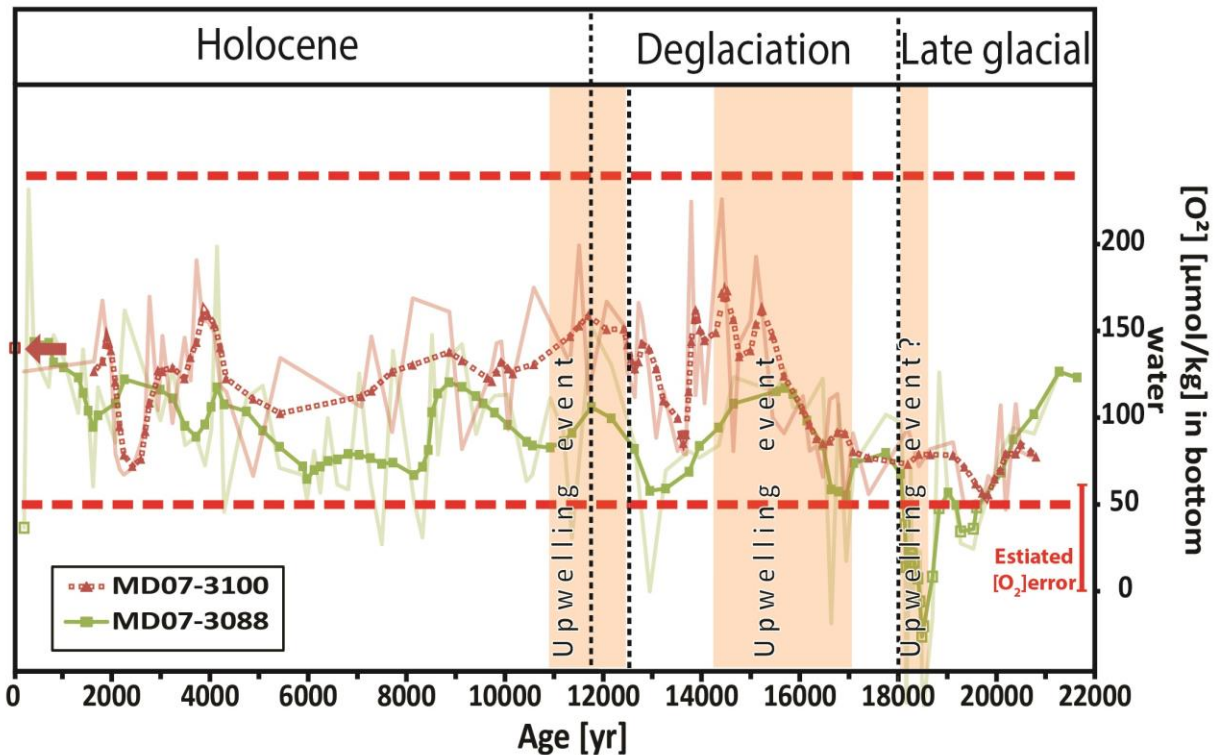
Shannon index H was calculated from the assemblages of core MD07-3100 and core MD07-3082 (Figure IV.3c). In core MD07-3100, it shows a mean value of ~2.3. We note 3 events of increasing values reaching a maximum of ~2.7, from 8.7 to 10.2 kyr, from 11.5 to 14.2 kyr where the highest values are found, and older than 16.4 kyr. The last ~2 kyr are marked by the lowest Shannon index H values. In core MD07-3082, all values are between ~2.8 and ~2.6, except between 17.5 and 19.5 kyr, with H values ranging between ~2.2 and ~2.4 (Figure IV.3c).

### IV.4. Oxygen concentration

The reconstructed  $[O_2]$  of the bottom water of cores MD07-3100 and 3088 is represented in figure IV.4. It was calculated from the  $\Delta\delta^{13}C$  between *Cibicides spp.* and *Globobulimina spp.* following the calibration of Hoogakker et al. (2014). This method enables to reconstruct the bottom water  $[O_2]$  with values lying between 55 and 235  $\mu\text{mol/kg}$  (Hoogakker et al. 2014). Despite the relatively large error for bottom  $[O_2]$  reconstruction ( $\pm 30\mu\text{mol/kg}$  due to the isotopic measurements reproducibility), significant changes are observed.

For core MD07-3100, the  $[O_2]$  values vary between ~57  $\mu\text{mol/kg}$  (~19.7 kyr) and ~173  $\mu\text{mol/kg}$  (14.3 kyr).  $[O_2]$  shows a mean value of ~72  $\mu\text{mol/kg}$  before ~16.4 kyr, followed by an increase between ~16.4 and ~14.3 kyr where it reaches its maximum concentration. Afterwards, the  $[O_2]$  trend is followed by a slight decrease reaching ~102  $\mu\text{mol/kg}$  at ~5.2 kyr. This decrease is marked by a short-term event of lower  $[O_2]$  at ~13.5 kyr (~82  $\mu\text{mol/kg}$ ). Finally, the last ~5 kyr display a high  $[O_2]$  variability between ~160  $\mu\text{mol/kg}$  and ~72  $\mu\text{mol/kg}$ .

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.



**Figure IV.4**  $[O_2]$  reconstructed in cores MD07-3100 and MD07-3088 following the calibration of Hoogakker et al, 2015. The horizontal red dashed lines represent the sensitivity limits of this calibration. The vertical red line represents the estimated error for the estimations ( $\pm \sim 30 \mu\text{mol/kg}$ ).

Core MD07-3088  $[O_2]$  values vary highly from  $<55 \mu\text{mol/kg}$  (i.e. out of the limit of this  $[O_2]$  reconstruction proxy) to  $\sim 232 \mu\text{mol/kg}$  (Figure IV.4). The Mean  $[O_2]$  value is  $\sim 80$ , even though highly increasing and decreasing  $[O_2]$  events occur along the last 22 kyr. The most outstanding ones, marked by  $[O_2]$  minima, occurred at  $\sim 16.4$ , and between  $\sim 14.6$  to  $\sim 12.8$  kyr where  $[O_2]$  decrease reaching  $\sim 58 \mu\text{mol/kg}$ . Finally, two  $[O_2]$  rises occur, from  $\sim 18.5$  kyr to  $\sim 15.5$  kyr (from the minimal values to  $\sim 115 \mu\text{mol/kg}$ ), and during the last  $\sim 6$  kyr ( $\sim 65 \mu\text{mol/kg}$  to maximal values).



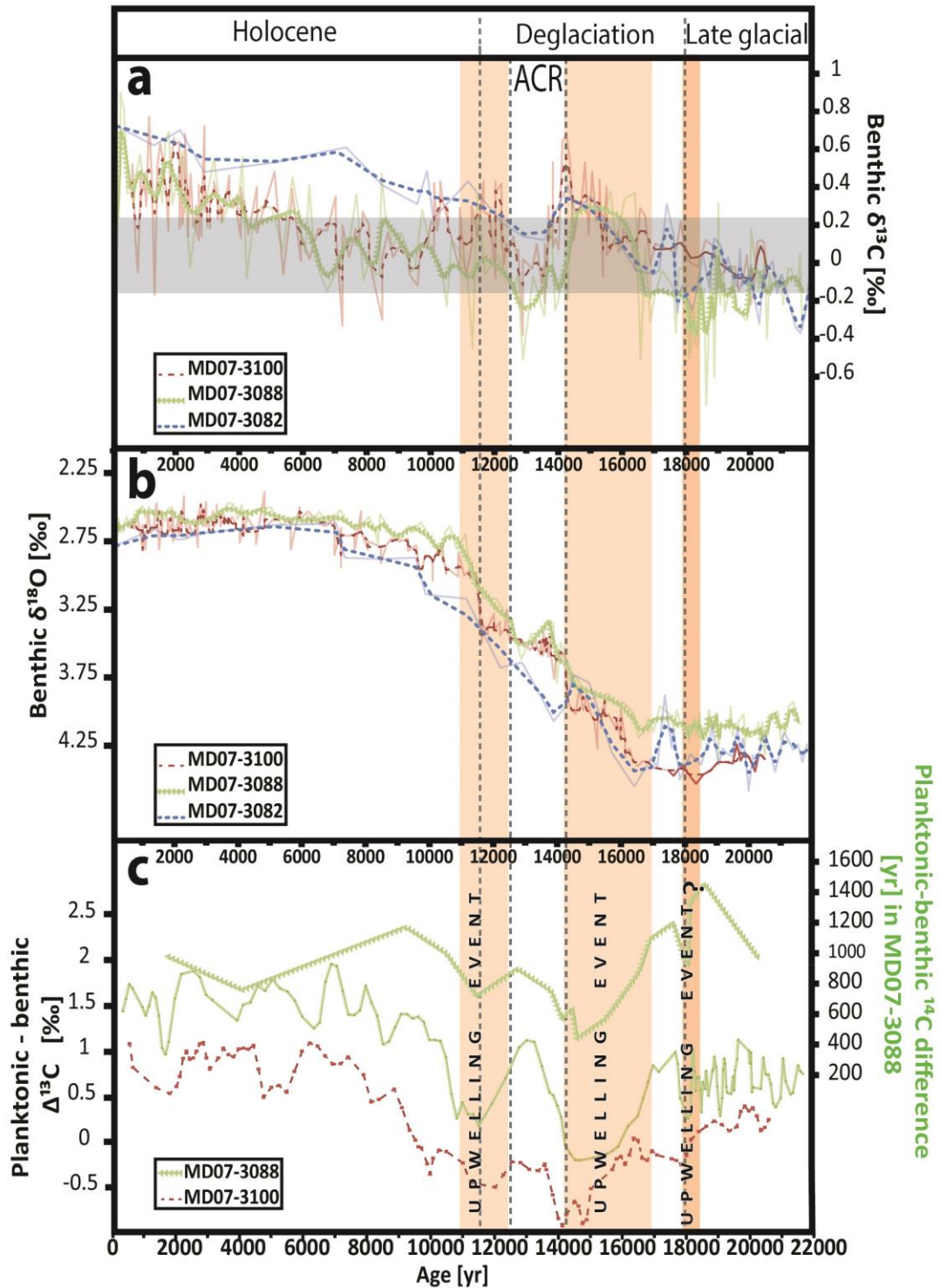
## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

### IV.5. Benthic foraminifera Carbon and oxygen stable isotopes

#### IV.5.1. Carbon isotopes

Carbon isotopes measurements performed on the epibenthic foraminifera *Cibicides spp.* for the three cores are displayed in figure IV.5a. The  $\delta^{13}\text{C}$  values on the benthic foraminifera (Figure IV.5a) vary from -0.4 to 0.8 ‰ in core MD07-3100 (~12.8 kyr and 1 kyr respectively), from -0.75 to 0.9 ‰ in core MD07-3088 (~18 and ~0.1 kyr respectively), and from -0.4 to 0.7 ‰ in core MD07-3082 (~17.8 and 0 kyr respectively). The  $\delta^{13}\text{C}$  values in core MD07-3100 display a general increasing trend from ~20 kyr to the most recent sample. Within this increasing trend, periods of more positive  $\delta^{13}\text{C}$  values can be observed between ~15.5 and ~13.8 kyr and ~12.2 and ~9.8 kyr. The  $\delta^{13}\text{C}$  record in core MD07-3088 display a decreasing trend from ~22 kyr to ~18 kyr followed by an event of heavier  $\delta^{13}\text{C}$  values (between ~16.5 and ~14.7 kyr) before to decrease again until 13 kyr. Then, a slow and progressive  $\delta^{13}\text{C}$  increase marks the following interval until the most recent sample. Similarly, core MD07-3082 also displays a general trend characterized by a progressive increase of  $\delta^{13}\text{C}$  values from 22 kyr until the most recent sample.

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.



**Figure IV.5** a) *Cibicides* spp.  $\delta^{13}\text{C}$ , and b) *Cibicides* spp.  $\delta^{18}\text{O}$  measured on the three considered cores. c) Planktonic-Benthic  $\Delta^{14}\text{C}$  measured on core MD07-31088 (Siani et al. 2013), and Planktonic-Benthic  $\Delta^{13}\text{C}$  measured on cores MD07-3100 and MD07-3088. The shaded box represents the amplitude of  $\delta^{13}\text{C}$  deglacial signal.

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

### *IV.5.2. Oxygen isotopes*

The  $\delta^{18}\text{O}$  measured on the benthic foraminifera of the three considered cores, are displayed for the last 22 kyr (Figure IV.5b). The  $\delta^{18}\text{O}$  values vary from 2.4 to 4.5 ‰ for core MD07-3100 (~4.7 kyr and ~18.4 kyr respectively), from 2.5 to 4.4 ‰ for core MD07-3088 (~3.5 and ~19.1 kyr respectively), and from 2.6 to 4.5 ‰ for core MD07-3082 (~7 and 16.5 kyr respectively) displaying a typical glacial/interglacial to Holocene climatic pattern. In core MD07-3100, the higher  $\delta^{18}\text{O}$  values (>4.3 ‰) are found between ~20 and ~16.2 kyr. A sharp step-like decrease of the  $\delta^{18}\text{O}$  values follows this period from ~16.2 to ~11.4 kyr, after which the decrease is more progressive until reaching the lowest values <2.8 ‰ during the last ~8.5 kyr. For what concerns the core MD07-3088, the higher  $\delta^{18}\text{O}$  values (>4 ‰) are found between ~22 kyr and ~16.2 followed by a decreasing trend until to reach a plateau of minimal values (<2.8) before ~10.8 kyr. Superimposed on this decreasing trend, millennial-scale  $\delta^{18}\text{O}$  increase marked the interval between ~13.7 and ~12.7 kyr.

A similar  $\delta^{18}\text{O}$  record characterize the core MD07-3082 with the lowest values (<~4 ‰) observed between ~22 and ~16.5 kyr. An equivalent stepwise decrease in the  $\delta^{18}\text{O}$  values marks the last deglaciation between ~16.5 kyr and ~7 kyr, before reaching their lowest values at the upper Holocene (Figure IV.5b).

## **V. Discussion**

### **V.1. Evidences for enhanced upwelling events during the deglaciation**

#### *V.1.1. Evidence from the faunal content*

The PFAR from core MD07-3100 and 3088 and the BFAR from core MD07-3100 (Figure IV.2a) suggest the occurrence of increased planktonic and benthic foraminifera production events, mostly concentrated during the deglaciation. The BFAR maxima in core MD07-3100 are observed during periods of higher PFAR. These enhanced PFAR and BFAR events during the deglaciation may indicate more fertilized surface water leading to increasing planktonic foraminifera production. This labile source of food is then transferred to the bottom water

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

enhancing the total benthic foraminifera stock production as indicated by the BFAR. However, as the BFAR and the PFAR do not show always the same pattern, the production of benthic foraminifera does not seem strictly limited to planktonic foraminifera production. This implies the intervention of external parameters such as: changes in primary producers, varying hydrodynamic conditions in the bottom water, or changes in  $[O_2]$ . To discriminate these different controlling factors, it proves necessary to look at the relative abundance of the different benthic foraminifera species. Faunal content of MD07-3100 benthic assemblages highlights the constant dominance of *Uvigerina spp.* and *Bulimina spp.* except during the deglaciation (Figure IV.3a), suggesting high organic matter fluxes to the bottom floor during non-deglacial conditions. However, the *Uvigerina spp.* deglacial decrease does not indicate a limitation in the food supply as suggested by enhanced BFAR events during this time interval. During the deglaciation, we observe the occurrence of the species *T. angulosa*, at the expense of *Uvigerina spp.* It has been proposed that *T. angulosa* is an indicator of higher bottom water hydrodynamism, associated with coarser sediment grains (Mackensen et al. 1985, 1993, Harloff and Mackensen 1997).

We note the constant presence of epibenthic species such as *Cibicides spp.*, and the very low percentages of deep endobenthic taxa such as *Globobulimina spp.* and *Chilostomella ovoidea* (Supplementary Information Table IV.S1). This indicates that the oxygen levels in the bottom water never drop to reach critical levels. All combined, these observations suggest that i) the  $[O_2]$  is not a limiting factor on the benthic foraminifera assemblages of MD07-3100, even during the events of enhanced PFAR, ii) during the deglaciation, enhanced bottom water hydrodynamism may have acted as a controlling factor, favoring *T. angulosa* at the expense of *Uvigerina spp.* suggesting that they are less resilient to these changes. Furthermore, the diversity index H (Figure IV.3c) indicates that the upwelling events exert more stress on the benthic foraminifera assemblage, compared to the ACR and the late glacial period, probably because of the enhanced bottom water hydrodynamism, favoring the increasing abundance of *T. angulosa*. At the same time, this process could also have exported laterally the organic matter, inhibiting any stable bottom water condition needed for high diversity assemblages. Interestingly the middle Holocene seems to be also a period of less diversity in this area, until the upper Holocene, where the very low H values are due to the low number of counted foraminifera (<250) due to very poor benthic foraminifera production at this time, also associated with little to no planktonic foraminifera

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

production after 2 kyr. A similar inhibited planktonic foraminifera production was also observed further north ( $\sim 30^\circ$  S), and was interpreted as increasing seasonality due to stronger el Niño events, favoring other planktonic taxa rather than planktonic foraminifera (Marchant et al. 1998). Hence, these perturbations in the surface water productivity seem also to influence the production of benthic foraminifera.

Further south, the PFAR of core MD07-3082 (Figure IV.3b) also suggest an increase of planktonic foraminifera production during the deglaciation, especially at  $\sim 11$  and 16 kyr, but the magnitude of these events is much lower compared to those of the northern cores. Similarly, the BFAR of core MD07-3082 shows enhanced production of benthic foraminifera throughout the deglaciation, but the most important increase of the BFAR occurs during the Late glacial. The fauna of core MD07-3082 (Figure IV.3b) are much different from those of MD07-3100 ones. The low percentages of *Cibicides spp.* in core MD07-3082 indicate lower  $[O_2]$  during the Late glacial, compared to the Holocene where their percentages are two times higher. A maximum of *Cibicides spp.* percentages is also observed during the deglaciation indicating an increased  $[O_2]$  in the bottom waters during this time interval. Even though the resolution in this deep-sea core is much lower than those of MD07-3088 and MD07-3100, its different PFAR and BFAR indicate a change in the bottom water oxygenation south of MD07-3088, probably linked to the proximity of the SAMW and AAIW production sources.

### V.1.2. Evidence from the carbon isotope ratio

Enhanced upwelling events were identified by the  $\Delta^{14}C$  and  $\Delta^{13}C$  difference ( $\Delta^{13}C_{b-p}$ ) difference between benthic and planktonic foraminifera of core MD07-3088 (Siani et al. 2013). During these upwelling events, the deep, old, nutrient-rich water masses are brought at the surface in the Antarctic divergence and are then transferred via Ekman transport to the mid-high latitudes within sub-antarctic surface waters and via SAMW and AAIW, lowering the surface water  $\delta^{14}C$ , reducing the deep to surface water  $\Delta^{14}C$  gradient and fertilizing the surface water inducing an increase in the PFAR and BFAR by organic matter transfer to the bottom water. Comparing the  $\Delta^{13}C_{b-p}$  record of cores MD07-3088 and 3100 we observe the same signal of reduced  $\delta^{13}C$  gradient between the surface and bottom water. These three records ( $\Delta^{14}C$  and  $\Delta^{13}C$  difference) confirm the occurrence of at least 3 upwelling events. The first one occurring at

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

around 18.4 kyr, the second between ~16.5 and ~14.2 kyr, followed by the ACR during which the surface and bottom water  $\delta^{13}\text{C}$  gradient increases, suggesting decreased advection of bottom water masses during this time. The third upwelling event occurs between ~12.5 and ~10.8 kyr. One might argue that these upwelling events might be local events as they occur during warming events, during which the ACC/SWW/STF system is thought to move southward, as suggested by previous climatic records (e.g. Kilian and Lamy 2012, Moreno et al. 2012). Today, wind-driven coastal upwellings occur north of  $41^\circ\text{S}$  in summer, when the SWW are at their southernmost position (Strub et al. 1998). A southward displacement of the SWW would probably unblock the coastal upwellings south of  $41^\circ\text{S}$ . Nevertheless, the upwelling signal we see in our different records cannot be only led by local upwellings because: i) if the upwelling events had a coastal origin, the bottom water would have shown a more passive reaction i.e. increased organic matter fluxes (and decreased  $[\text{O}_2]$ ), with more eutrophic fauna in the benthic assemblages, and ii) it is hard to imagine how local upwellings would have an influence on the bottom water hydrodynamism (Figure IV.3a), and its ventilation (Figure IV.5a).

### V.2. Intermediate and deep water ventilations since the late glacial

Our studied cores are slightly deeper than those presented by Muratli et al. (2010a) and lay within the limit of the lower boundary of the AAIW water mass, with the CDW/PDW water masses (Figure IV.1a). Changes in the position of these water mass limits, along with their ventilation rates, have to be taken into consideration. Figure IV.6 summarizes the observations from our records and from the literature to propose simple scenarios of these ventilation/water mass limits variations for different time periods:

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

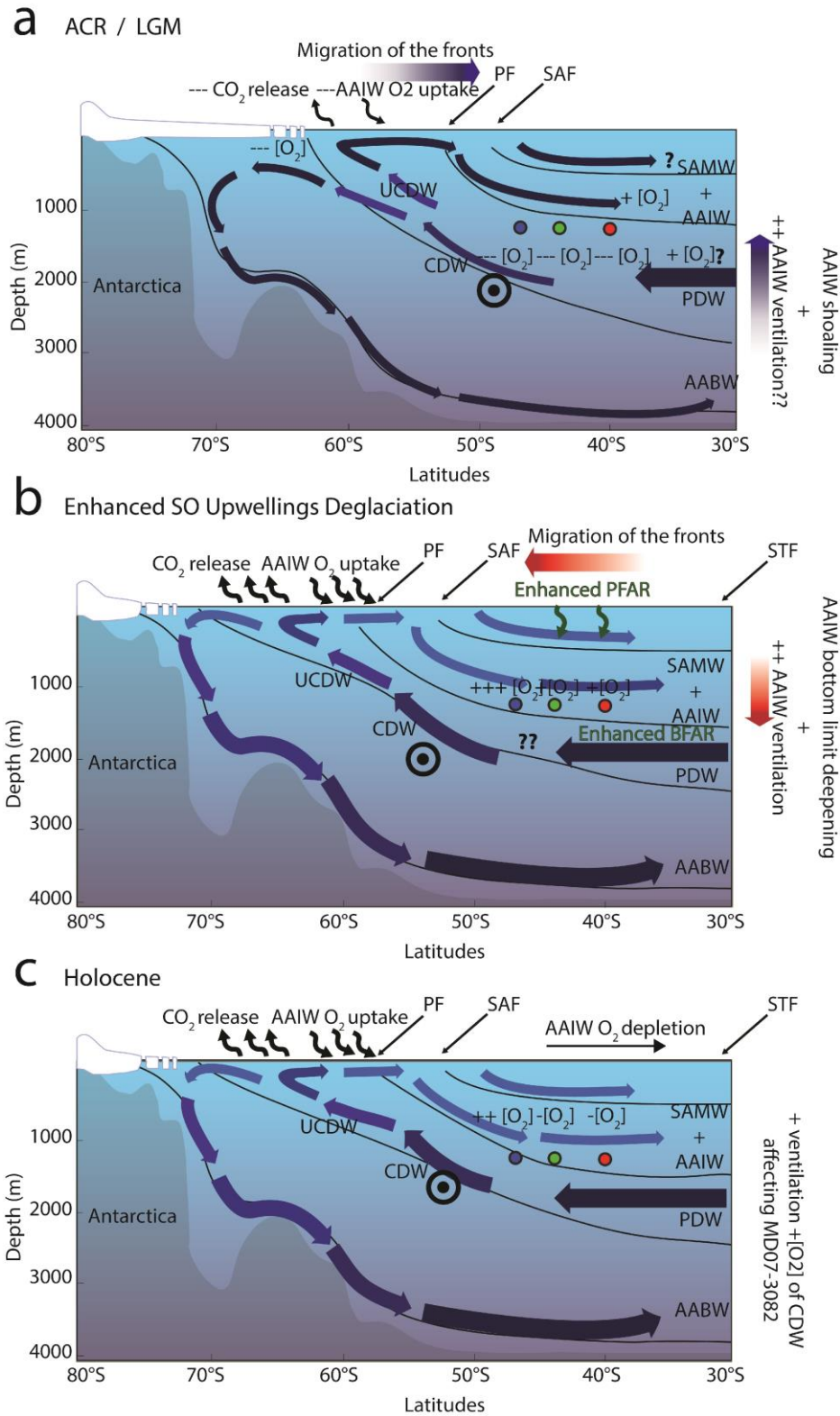


Figure IV.6 Hypothetical water masses ventilations and limit positions, on a latitudinal transect in the SEP.

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

### - ACR/LGM

The AAIW originate from the upwelling of the Upper Circumpolar Deep Water south of the Polar Front at the Antarctic divergence (i.e. the SO upwelling) (Rintoul et al. 2001). It is then separated in two water masses, a southward flowing one that sinks back due to buoyancy loss to form the Antarctic bottom waters (Figure IV.6). The second water mass flows northward and sinks back to form the SAMW and AAIW. Thus, the AAIW formation rate is likely to be linked to the SO upwelling intensity. Many studies focused on the AAIW oxygen concentration variations through time. The only study concerning the SEP showed a glacial increase of the AAIW oxygenation, inferred from redox-sensitive trace metal concentrations between 35 and 41° S and ~500 and ~1000 m (Muratli et al. 2010). The higher LGM AAIW [O<sub>2</sub>] was interpreted as a northward displacement of the AAIW source region (i.e. closer to their studied sites; 36° S to 41° S), probably associated with an increase in the AAIW production rate (Muratli et al. 2010). Jaccard and Galbraith, 2011, compiled the different studies focusing on the [O<sub>2</sub>] difference between the Holocene and the LGM at different water depths. Their findings show that the [O<sub>2</sub>] LGM increase is coherent in most of the AAIW records of the eastern side of the Pacific Ocean. Unfortunately, [O<sub>2</sub>] records in the deep water masses of the SEP (>~1500 m) are not available. Further south, a glacial oxygen depletion CDW was inferred from the I/Ca ratio in the planktic foraminifera from the Antarctica margin and interpreted as a decreased SO overturning before the deglaciation (Lu et al. 2016), suggesting a decrease in CDW ventilation.

When we compare these results with the oxygenation variations observed in our different records, we notice low LGM [O<sub>2</sub>] (Figure IV.3a, b, and IV.4), contrasting with the observations further north, at shallower depths (Muratli et al. 2010). To explain this difference, we can surmise that an AAIW/PDW boundary shoaling during the LGM (Figure IV.6a) is associated with the enhanced AAIW production and northward displacement of its source limit along with the oceanic fronts (Figure IV.6a). This shoaling decreases the influence of the AAIW in our cores, therefore bathed by deeper water masses. As the [O<sub>2</sub>] data compilations seems to indicate higher oxygenation of the upper PDW during the LGM (between 1200 to 2000 m depth, Jaccard and Galbraith 2011), the low [O<sub>2</sub>] signals we observe in our cores (Figure IV.3b, IV.4) indicates that they are more



## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

probably bathed by a glacial CDW, with low  $[O_2]$  (Lu et al. 2016). This indicates a northward extension of the CDW at the expense of the PDW (Figure IV.6a).

During the ACR, we notice a small decrease in the oxygenation (Figure IV.3a), accompanied by less stressful conditions (due to less hydrodynamism) as suggested by the H index of core MD07-3100 (Figure IV.3c). These observations point toward an ACR scenario similar to glacial one, and/or an overall  $[O_2]$  decrease of the AAIW due to ventilation decrease (Figure IV.6a).

### - *Deglacial SO upwellings*

AAIW records north of our study ( $41^\circ$  S and  $36^\circ$  S) indicate decreasing ventilation during the deglaciation, probably associated with a southward displacement of its source region (Muratli et al. 2010). Our records suggest  $[O_2]$  increases during the upwelling event of the deglaciation (Figure IV.4), along with enhanced bottom water hydrodynamism (Figure IV.3a). The benthic  $\delta^{13}C$  record from the three studied cores (Figure IV.5b) indicates that these sites are under the influence of the same water mass at the time of the main upwelling event between 16.5 and 14.2 kyr. The  $\delta^{18}O$  also shows a larger than 1.5 ‰ decrease during the deglaciation, probably indicating changes in the bottom water temperature and/or salinity, along with the global deglacial melting of the ice caps (accounting for  $\sim 1.05$  ‰ of the signal, Duplessy et al. 2002). The ventilation data compilation suggests decreasing PDW ventilation during the deglaciation (Jaccard and Galbraith 2011). In our records, the higher benthic  $\delta^{13}C$  values (Figure IV.5a) suggest increasing ventilation in the water mass bathing our cores during the deglaciation upwelling events, which points toward an AAIW influence on our 3 cores. This would imply a deepening of the boundary between AAIW and CDW/PDW during the upwelling events of the deglaciation (Figure IV.6b). The AAIW deepening is associated with a southward displacement of the source region of the AAIW (following the oceanic fronts). Unfortunately we cannot state if the same process can be valid for the CDW/PDW limit. However, the  $\delta^{13}C$  records (Figure IV.5a) indicate that the upwelling event after the ACR is slightly different than the one before this cold period, with the MD07-3082 core already bathed by the CDW while MD07-3100 and MD07-3088 cores are under the influence of the AAIW/PDW limit.

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

When comparing between MD07-3100 and 3088, we observe that the latter core has slightly lower  $[O_2]$ , during the upwelling events. However, this puzzling difference is within the  $[O_2]$  error estimates.

### - *Holocene*

During the Holocene, we observe relatively lower  $[O_2]$  at our core sites compared to the deglaciation (Figure IV.4), and lower  $[O_2]$  in MD07-3100 compared to MD07-3082 as inferred from the benthic assemblages (Figure IV.3a and b). We also observe higher  $\delta^{13}C$  values in core MD07-3082 compared to both MD07-3100 and MD07-3088 after the deglaciation (Figure IV.5a). This indicates the influence of a more ventilated CDW on the southernmost core MD07-3082, while the depth of the two northern cores is at the limit between PDW and a relatively less ventilated AAIW compared to the deglaciation (Figure IV.6c). This is in accordance with the observations in the northern and shallower ODP sites, recording decreased AAIW Holocene ventilation (Muratli et al. 2010).

## VI. Conclusion

The location of our cores, at the limit between AAIW, CDW and PDW allowed us to reconstruct both ventilation and the depth limit variations of these water masses. It seems that the depth limit between the AAIW and CDW-PDW has changed along with the ventilation changes. The comparison with local and sub-local oxygen reconstructions corroborate this view, and indicate that there are at least 3 states of ventilation – AAIW/CDW-PDW depth limit between the late glacial, the deglaciation and the Holocene following the variations of the SO overturning changes (Figure IV.6).

During the Late glacial and the ACR, the AAIW/CDW-PDW depth limit shoals, as its formation zone (The polar front zone) moves slightly northward enhancing the influence of a sluggish,  $[O_2]$  depleted UCDW on our cores. Our different records have also confirmed the view that the deglaciation is characterized by large scale SO upwellings. During this period, the dominance of *T. angulosa* over the benthic assemblages and the  $[O_2]$  enrichment of the AAIW

## Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

indicates that the Antarctic divergence upwelling events lead to more vigorous AAIW ventilation, along with a deepening the AAIW/CDW-PDW limit.

It is not clear whether the AAIW/CDW-PDW limit shoaled or not during the Holocene, but the southernmost core, MD07-3082 is probably under the influence of a more ventilated CDW at this time while MD07-3088 and MD07-3100 are within the AAIW/PDW, with a less ventilated AAIW, (and probably a less ventilated PDW) compared to the deglaciation, and especially the upwelling events. The comparison with the regional [O<sub>2</sub>] reconstruction studies, at different depths, and different distances from AAIW source region (Muratli et al. 2010, Lu et al. 2016), enable to suggest a pathway of AAIW ventilation variation signal, highlighting the control of the SO overturning variations on the AAIW production rates and the depth limit since the end of the LGM.

### Supplementary Informations

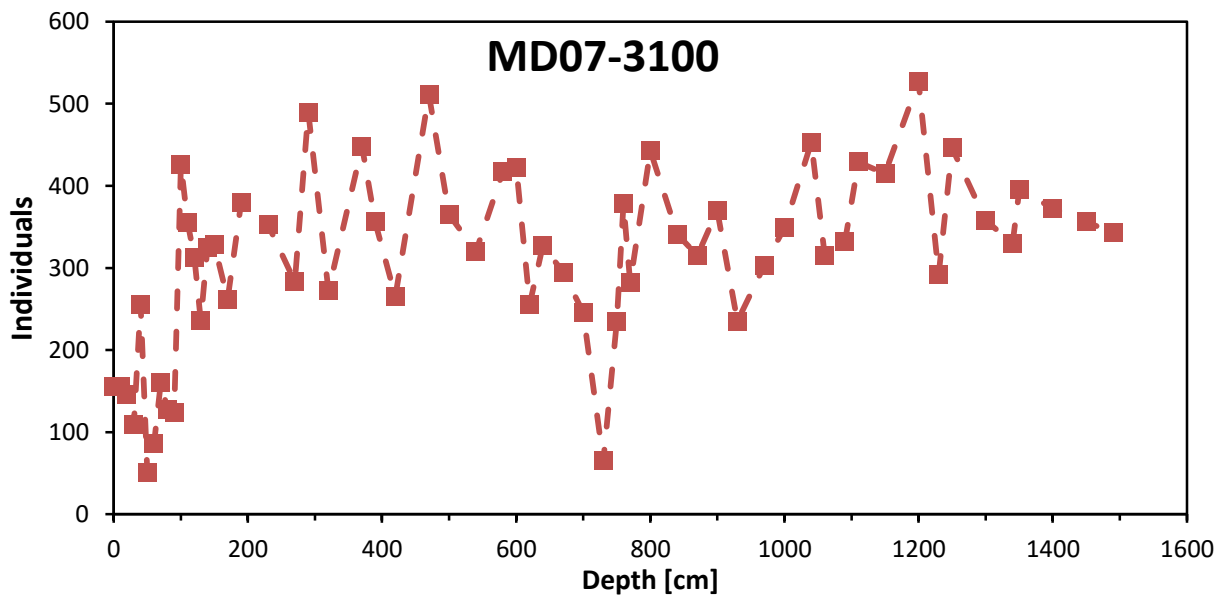


Figure IV.S1 Total individuals counted in core MD07-3100.

Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.

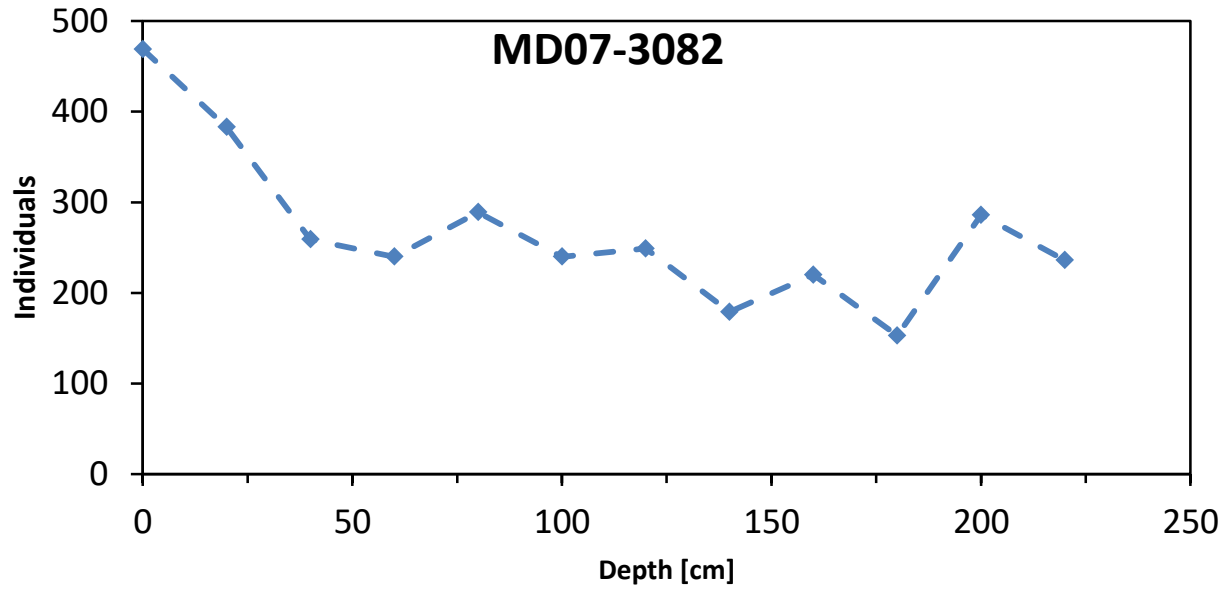


Figure IV.S2 Total individuals counted in core MD07-3082.

*For Supplementary Information Tables IV.S1 and IV.S2 please see Annexes 3*

**Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires  
Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.**

---

## **Chapitre 4: Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) durant les derniers 22 000 ans.**

---

## Chapitre 5: Synthèse

Dans ce chapitre, la synthèse entre les 3 principales études présentées dans ce manuscrit est établie afin d'en retirer une vision holistique, adéquate pour approcher la problématique générale faisant le sujet de cette thèse. La question principale de cette thèse était d'identifier le rôle de l'océan Austral dans les événements climatiques rapides de la dernière transition glaciaire-interglaciaire. Le schéma de la figure V.1 résume la stratégie adoptée pour tenter d'apporter une réponse à cette question durant cette thèse. Celle-ci est décomposée en 3 études : la première s'est focalisée sur la production d'une base de données (BDD) de sommets de carottes, à l'échelle de l'hémisphère Sud, afin d'y améliorer les reconstructions de températures océaniques de surface (SST) (Chapitre 2). Ensuite à l'aide de cette nouvelle BDD, nous avons calculé les SST le long de la marge sud-chilienne pour étudier les variations de leur gradient latitudinal durant les derniers 22 kans (Chapitre 3). Parallèlement, nous avons étudié les variations de profondeur de la limite entre les eaux intermédiaires et profondes dans le SEP retraçant les variations hydrologiques au niveau de la divergence Antarctique (Chapitre 4). Dans ce dernier chapitre, j'ai synthétisé les principales observations, aboutissement de chacune des études mentionnées plus haut. Puis j'ai entamé la discussion sur les liens entre les événements hydrologiques se produisant dans l'océan de surface et de fond au niveau du SEP permettant d'apporter des éléments de réponse sur les questions en rapport avec la problématique de ce travail.

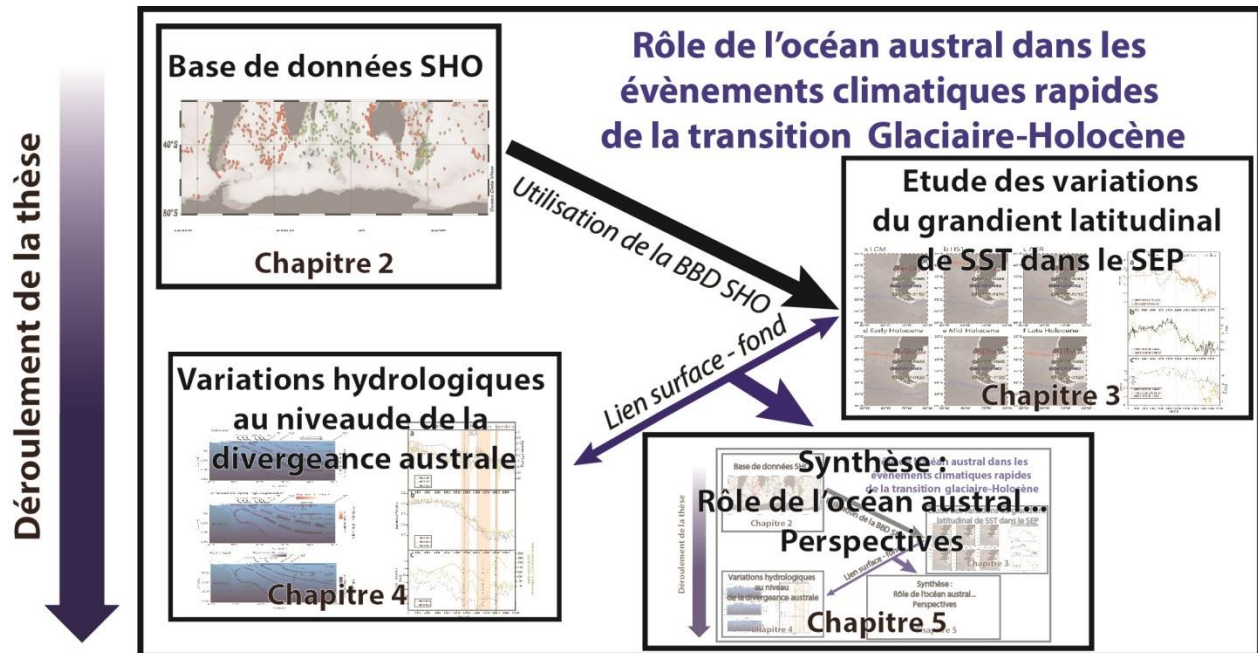


Figure V.1 Liens entre les différentes parties de cette thèse

### I. Calibration des reconstructions de SST

Après les comptages de foraminifères planctoniques des sédiments des 3 carottes de cette thèse et avant de se lancer dans les calculs de SST, nous avons entrepris un lourd travail de calibration sur la technique des analogues modernes afin d'avoir une confiance maximale dans nos reconstructions de températures. Cette calibration a concerné les BDD de sommets de carottes et les biais pouvant affecter leurs assemblages de foraminifères planctoniques, en premier lieu la dissolution des sommets de carottes profonds. Cette étude, présentée dans la première section du Chapitre 2, a fait l'objet d'une publication scientifique à travers laquelle nous espérons sensibiliser la communauté utilisant cet outil sur l'importance que peut avoir le biais de dissolution sur les SST reconstruites. La figure 6 de l'article BDD (Chapitre 2) résume ce point de vue; durant l'Holocène, les différences importantes de SST sont liées à :

i) l'utilisation de BDD dont la couverture géographique n'est pas optimale, telles que la French Database et la MARGO Database toutes les deux sous-échantillonnant le SEP, ii) l'utilisation de BDD dont le biais de dissolution n'est pas vérifié (e.g. Cortese Database, Cortese et al. 2013). Les dissimilarités élevées obtenues avec ces 3 BDD soulignent ces problèmes de reconstruction.



## Chapitre 5: Synthèse

En revanche les SST obtenues avec la BDD SHO présentent des coefficients de dissimilarité plus faibles comparées aux SST obtenues avec les BDD utilisées lors de la compilation, et qui n'ont pas été traitées (Figure III.6b, Chapitre 3). Ce constat renforce notre confiance dans cette nouvelle BDD, et dans les températures calculées à partir des sommets de carottes qu'elle contient, permettant ainsi l'étude de variations du gradient latitudinal de SST dans le SEP durant les derniers 22 kans.

### II. Variation du gradient latitudinal de SST le long de la marge chilienne depuis les derniers 22 kans.

La reconstitution des SST le long de la marge sud-chilienne, en utilisant la BDD SHO, a permis de retracer l'évolution du gradient latitudinal de température au cours des derniers 22 kans (Figure III.4a, Chapitre 3). Il en est ressorti que le gradient de SST est accentué lorsque l'influence du STF se fait le plus ressentir sur la carotte la plus au Nord (MD07-3100). Cela se produit principalement durant les événements de réchauffement (dans l'hémisphère Sud), avant et après l'ACR, à ~15 kans, et entre ~11.5 et ~10 kans. Nous avons comparé ces résultats avec les reconstructions de température dans la région, calculées à partir de l'indice de saturation UK`37 des alkenones. La figure V.2 résume les principaux facteurs qui pourraient influencer les SST à chaque site, ceci afin d'essayer d'expliquer les différences entre SST MAT et SST UK`37.

A 41° S les amplitudes des SST MAT sont bien supérieures que celle obtenues avec l'UK`37 (Kaiser et al. 2005), indiquant que les assemblages de foraminifères seraient plus sensibles vis-à-vis de l'influence du STF. Ceci pourrait s'expliquer par des préférences écologiques différentes entre les foraminifères, et les coccolithophores principaux producteurs d'alkenones. De plus, le long de la côte du SEP, le STF s'estompe en surface et n'apparaît que vers 150m de profondeur (Chaigneau 2005). Des différences dans les préférences écologiques pourrait aussi expliquer pourquoi les SST MAT sont en accord avec les observations établies à partir des assemblages de kystes de dinoflagellés (Verleye and Louwye 2010) uniquement durant les périodes chaudes, lorsque ces derniers indiquent une dynamique de migrations vers le Sud du STF (Verleye and Louwye 2010).

## Chapitre 5: Synthèse

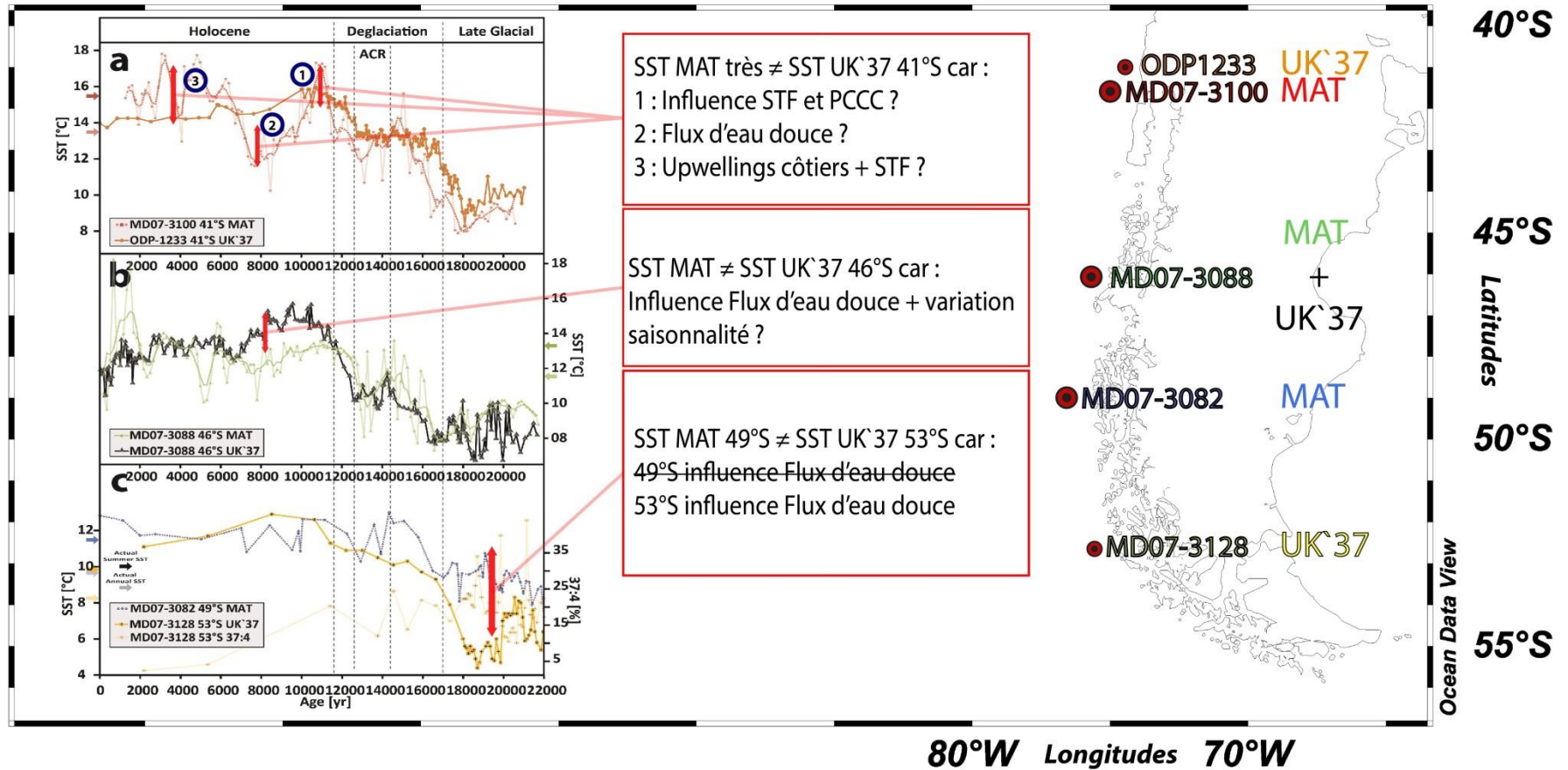


Figure V.2 Schématisation des principaux processus pouvant expliquer les différences ponctuelles d'amplitudes entre les SST MAT et SST UK'37.

## Chapitre 5: Synthèse

En plus du mouvement latitudinal du front, les flux d'eau douce venant du continent affectent le gradient de SST le long de la marge chilienne, mais de manière inégale selon la configuration des rivières et de la côte (Figure III.1, Chapitre 3). La carotte MD07-3088, sur laquelle à la fois MAT et UK`37 sont utilisées pour la reconstruction des SST, est sous l'influence des flux d'eau douce. Dans cette carotte, le seul écart significatif entre SST MAT et SST UK`37 se produit lorsque le flux d'eau douce est maximal au début de l'Holocène comme le suggère l'anomalie en  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau de surface (Figure III.3a, Chapitre 3). Il est difficile dans ce cas-là d'affirmer avec certitude si ce sont les SST UK`37 qui sont surestimées ou si ce sont les SST MAT qui sont sous-estimées. Plus au Sud, la carotte MD07-3082 semble être la moins influencée par les flux d'eau douce, comparé aux autres carottes de la région, que ce soit actuellement (Davila et al. 2002) ou dans le passé comme l'indique l'anomalie en  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau de surface au niveau des 3 carottes concernées par cette étude (Figure III.3a, Chapitre 3). Les flux d'eau douce pourraient expliquer les différences de SST entre MD07-3082 et MD07-3128 (Caniupán et al. 2011), cette dernière étant sous l'influence de ces flux se traduisant par une augmentation du pourcentage en alkenones 37:4 (Figure III.3b et III.4c, Chapitre 3, et figure V.1). Cet indice montre que la baisse des SST UK`37 à la fin du LGM de la carotte MD07-3128 serait liée, au moins en partie à l'augmentation des flux d'eau douce issue du début de la fonte de la Calotte Patagonienne (PIS). L'action complexe de ces facteurs a pour effet de générer un gradient latitudinal différent en fonction du traceur utilisé pour la reconstruction des SST. Ceci souligne la nécessité d'effectuer des études plus approfondies d'inter-calibration, prenant en compte les changements de saisonnalité dans la production de foraminifères planctoniques et de coccolithophores (producteurs d'alcénones), ainsi que leurs sensibilités vis-à-vis des variations de la salinité de surface.

Néanmoins, l'information capitale sur les mouvements latitudinaux du STF reste perceptible. Il a été démontré que le gradient latitudinal de SST a une influence importante sur les variations d'intensité et les mouvements latitudinaux des SWW (Brayshaw et al. 2008). Ces derniers sont renforcés (affaiblis) et migrent légèrement au Sud (nord) lors d'un renforcement (affaiblissement) du gradient latitudinal de SST. Ainsi, les migrations au Sud du STF durant les réchauffements sont probablement accompagnés par une migration au Sud des SWW et aussi peut-être de l'ACC, ou du moins la branche Nord de l'ACC dans le SEP. Le timing des variations

## Chapitre 5: Synthèse

latitudinales du système STF / SWW / ACC suggère un contrôle de type bipolar see-saw, avec un ACR marqué, notamment dans les SST MAT.

### III. Variation de l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires antarctiques durant les derniers 22 000 ans.

D'importantes réorganisations de l'hydrologie se produisent dès la fin du LGM. Cette période est marquée par une hausse d'accumulation en foraminifères planctoniques, mais aussi benthiques, en même temps que la différence de  $\Delta^{13}\text{C}$  et  $\Delta^{14}\text{C}$  entre foraminifères benthiques et planctoniques indiquant l'émergence d'évènements d'intensification de l'upwelling antarctique durant la déglaciation (Figure IV.5c, Chapitre 4, Siani et al. 2013). La reconstruction de  $[\text{O}_2]$  de l'eau de fond au niveau des carottes MD07-3100 et 3088 ainsi que les variations en assemblages de foraminifères benthiques dans les sédiments de la carotte MD07-3100 (Figure IV.3a et IV.4, Chapitre 4) suggèrent que ces évènements d'upwelling sont accompagnés par un renforcement de la ventilation et/ou de l'influence des eaux intermédiaires antarctiques (Antarctic Intermediate Waters, AAIW). La comparaison entre les assemblages en foraminifère benthiques des carottes MD07-3100 and MD07-3082 (Figure IV.3a et b, Chapitre 4) ont permis de mettre en évidence une évolution différente de l'oxygénation de l'eau de fond au niveau de ces deux carottes (1609 m et 1792 m, respectivement) liée à la proximité de la carotte MD07-3082 par rapport aux eaux circumpolaires profondes (Circumpolar Deep Water, CDW). La comparaison de ces observations avec les reconstructions de ventilation des eaux intermédiaires dans le SEP (Jaccard and Galbraith, 2011; Lu et al. 2016; Muratli et al. 2010) ont permis de proposer un scénario des variations de l'hydrologie dans le SEP (Figure IV.6, Chapitre 4) depuis la fin du LGM, où à la fois la limite entre AAIW / eaux profondes (Pacific Deep Waters, PDW, et Circumpolar Deep Water) et intensité de ventilation de l'AAIW varient au cours du temps. Durant le premier évènement d'upwelling marquant la première partie de la déglaciation, la limite AAIW / PDW semble s'approfondir, alors que la ventilation de l'AAIW augmente. Suite à cet approfondissement, les carottes MD07-3100, 3088 et 3082 se retrouvent baignées par une AAIW bien ventilée, comme le confirme la comparaison des signaux en  $\delta^{13}\text{C}$  des foraminifères benthiques de ces 3 carottes (Figure IV.5a, Chapitre 4). Le second évènement d'upwelling semble toutefois différent, car à partir de la fin de l'ACR, un autre schéma se dessine, où MD07-

## Chapitre 5: Synthèse

3082 serait bien plus influencée par l'UCDW comparé aux deux carottes plus au Nord (Figure IV.5a et IV.6, Chapitre 4).

Ces observations sont d'autant plus importantes car : i) Elles permettent de faire le lien entre intensité des upwellings de la déglaciation, au niveau de la divergence Antarctique, et l'intensité de ventilation de l'AAIW ; et ii) Elles permettent d'observer les variations en profondeur de la limite inférieure de l'AAIW, et peut-être aussi de la limite entre la cellule supérieure et inférieure d'overtuning (Figure I.7, Chapitre 1). L'importance de ces processus réside dans le fait qu'ils soient impliqués dans le contrôle des transferts de CO<sub>2</sub> entre l'océan profond et l'atmosphère d'où la nécessité de comprendre les liens entre processus de surface et de fond.

### IV. Liens entre les processus de surface et de fond et son implication dans les variations climatiques rapides des derniers 22 kans

En combinant les observations énumérées plus haut, on s'aperçoit que les différents traceurs utilisés durant cette thèse pointent tous, vers d'importantes variations hydrologiques, notamment durant la déglaciation (Figure V.3). Dans le SEP, les périodes chaudes de la déglaciation et de l'Holocène sont marquées par un renforcement du gradient latitudinal d'SST, associé à une migration vers le Sud du STF (Figure V.3a). Les périodes froides sont marquées par une migration plus au Nord du STF, et dans une bien moindre mesure du SAF et du PF comme à la fin du LGM et durant l'ACR (c.f. Chapitre 3). Ceci suggère une association à la fois entre la migration vers le Sud du système Fronts / SWW / ACC. Ces migrations vers le Sud sont accompagnées par un renforcement des upwellings / ventilation de l'AAIW durant les événements chauds dans l'SH (Figure V.3a, b, c, d), soulignant le contrôle des SWW sur les remontées d'eaux profondes, riches en nutriments est en CO<sub>2</sub>, que de nombreuses études ont déjà souligné (e.g. Marshall and Speer 2012). En effet, la comparaison de ces événements avec les variations de [CO<sub>2</sub>] atmosphérique (Ahn and Brook 2008) montre que le renforcement des upwellings du SH s'accompagne avec une augmentation du transfert de CO<sub>2</sub> depuis l'océan profond vers l'atmosphère (Figure V.3e). Tout cela s'insère dans la logique du bipolar see-saw ; pendant les événements de réchauffement dans le SH (e.g. pendant l'évènement d'Heinrich 1, H1), le ralentissement de la THC limite les transferts de chaleurs depuis l'Hémisphère Sud vers le Nord, ce qui induit un réchauffement dans le SH. Ceci renforce probablement le gradient de

## Chapitre 5: Synthèse

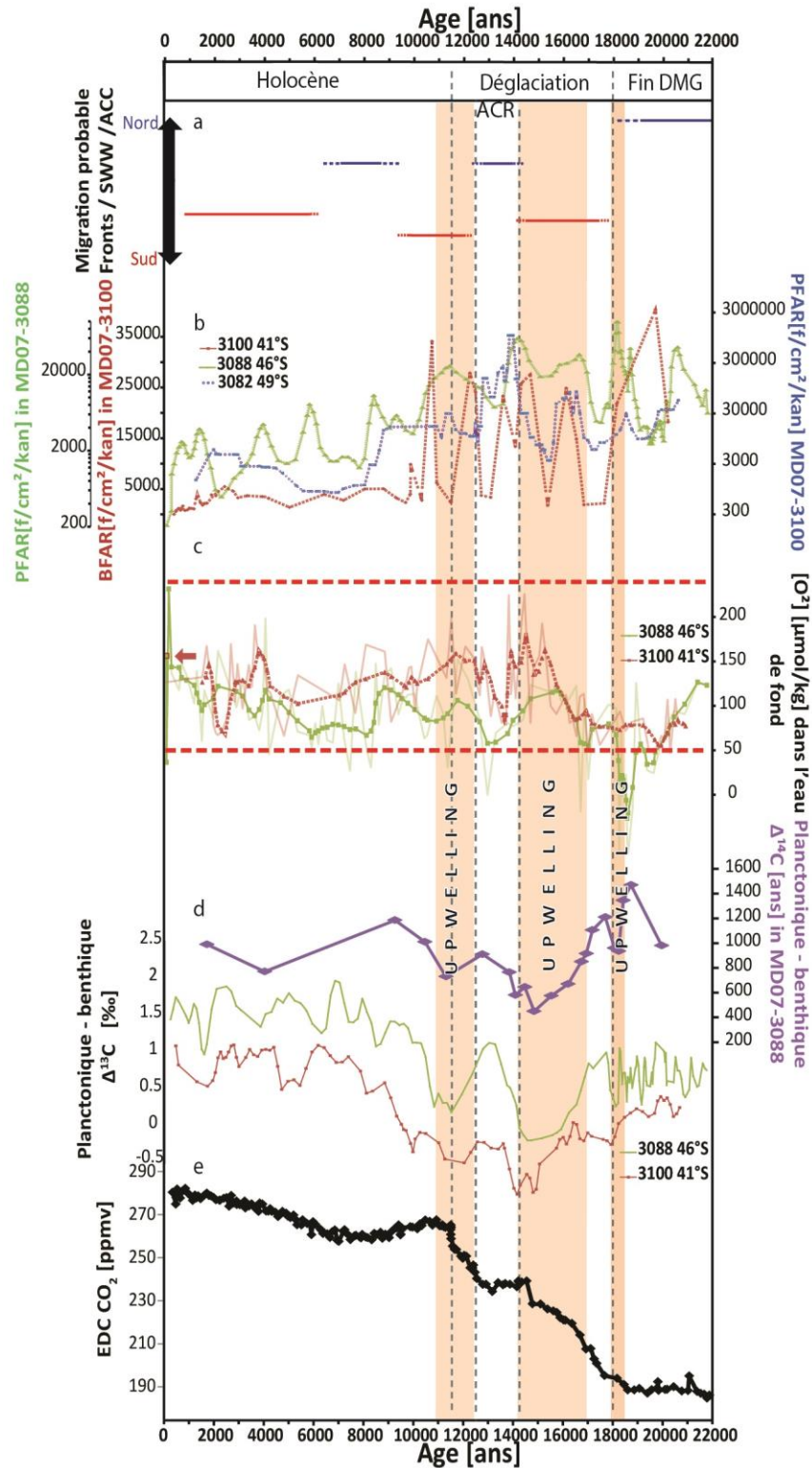
températures entre les tropiques et les moyennes et hautes latitudes du SH, provoquant une migration vers le Sud des SWW, favorisant les Upwellings à la divergence Australe, et renforçant le dégazage de CO<sub>2</sub> depuis l'océan profond vers l'atmosphère. Quand la THC se renforce, (e.g. durant le Bölling-Alleröd), le transfert efficace de chaleur depuis le SH vers le nord réduit le gradient latitudinal de SST dans le SEP et accompagnent un retour vers le Nord de l'ITCZ et des SWW. Ceci a pour effet de réduire les températures du SH au sud du STF, les upwellings du SH et donc le transfert de CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère (Figure V.3i). Ainsi durant les évènements d'upwelling que nous observons, la rétroaction des SWW favorise le transfert de CO<sub>2</sub> depuis l'océan profond vers l'atmosphère, ce qui amplifierait les évènements rapides de la déglaciation. La différence d'importance entre les upwellings de la déglaciation et l'upwelling à 18.4 kans pourrait justement être liée à l'amplification liée à la rétroaction des SWW. L'upwelling rapide à 18.4 kans, est observable principalement à travers le  $\Delta^{14}\text{C}$  entre foraminifères benthiques et planctoniques de la carotte MD07-3088 (Siani et al. 2013). Cet évènement, aussi observable dans les basses latitudes de l'océan Pacifique (Martínez-Botí et al. 2015), est plus rapide, et peut-être moins intense que ceux qui le succèdent. Ce premier évènement d'upwelling est probablement caractérisé par un premier mélange de masses d'eaux profondes probablement très riches en [CO<sub>2</sub>] pourtant l'augmentation du [CO<sub>2</sub>] atmosphérique durant cet évènement est très faible (Figure V.3e). Ce premier mélange n'est pas accompagné par une migration vers le Sud du Système Fronts / SWW / ACC, ce qui pourrait expliquer que : i) il n'y pas d'augmentation significative du [CO<sub>2</sub>] atmosphérique durant ce premier mélange, ii) sans l'augmentation du [CO<sub>2</sub>] atmosphérique, la rétroaction des SWW et son impact sur les upwellings de la divergence australe n'ont pas pu amplifier cet évènement contrairement à ce qui se produit durant la déglaciation. Il a été proposé que les flux géothermiques s'accumulent dans l'océan profond durant les périodes où la circulation de ce dernier est très ralentie, cet accumulation aboutirait à un changement dans la densité de l'océan profond, déstabilisant la colonne d'eau et provoquant un retournement rapide (Adkins 2013). Un tel scénario pourrait expliquer en partie comment à 18.4 kans, un upwelling aurait été possible sans l'implication des mouvements latitudinaux du système Fronts / SWW / ACC.

Malgré les nombreuses questions qui restent en suspens, de plus en plus d'éléments semblent indiquer que les échanges de CO<sub>2</sub> se produisant à la divergence australe contribuent à

## Chapitre 5: Synthèse

---

amplifier les évènements climatiques, que ce soit lors des évènements de réchauffement dans le SH lorsque le CO<sub>2</sub> est dégazé, ou lors des refroidissements dans le SH lorsque le stockage de CO<sub>2</sub> dans l'océan profond est favorisé.



**Figure V.3** a) Migrations du STF, déduites à partir du gradient de SST entre les 3 carottes étudiées durant cette thèse. b) Taux d'accumulation en foraminifère planctonique et benthiques. c) [O<sub>2</sub>] des carottes MD07-3100 et MD07-3088. d) Δ<sup>14</sup>C (Siani et al. 2013) et Δ<sup>13</sup>C entre foraminifères benthiques et planctoniques des carottes MD07-3100 et MD07-3088. e) [CO<sub>2</sub>] atmosphérique mesuré sur la carotte de glace de l'European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) Dome C (EDC) (J. and Brook 2008).







## Conclusions et perspectives

L'objectif principal de cette thèse était de mieux définir quel est le rôle de l'océan Austral dans les variations climatiques rapides des derniers 22 kans. Dans le but de répondre à cette question nous avons étudié les variations hydrologiques de l'océan de surface et de fond dans le SEP. Après avoir établi une nouvelle base de données de sommets de carotte pour l'amélioration des reconstructions de SST dans le SH, nous avons étudié les variations du gradient latitudinal de SST entre 41 et 49° S, le long de la marge chilienne. Ceci nous a permis de faire le constat suivant :

- Le STF semble avoir une grande influence sur le gradient latitudinal de SST. Pendant les périodes de réchauffement ayant marqué les derniers 22 kans de l'SH, il migre vers le Sud accentuant le gradient de température.
- Les mouvements latitudinaux du STF sont probablement fortement liés aux mouvements de l'ITCZ, suggérant une forte influence des téléconnexions atmosphériques dans le transfert inter-hémisphérique de chaleur.
- Les SWW étant en grande partie contrôlés par le gradient latitudinal de SST, il est fort probable que les migrations vers le Sud du STF soient accompagnées par une migration similaire des SWW et de l'ACC, ou du moins de sa branche Nord, affectant le SEP.
- Il est important de prendre en compte les influences locales liées aux flux d'eaux douces provenant des variations de précipitations et de la fonte de la PIS durant la déglaciation.

Nous avons ensuite étudié les variations de la profondeur de la limite entre l'AAIW et les eaux profondes PDW et UCDW, ainsi que les variations de la ventilation de l'AAIW. Les principales observations peuvent être résumées comme suit :

- Les événements d'upwelling se produisant durant la déglaciation sont marqués par une augmentation de l'influence de l'AAIW sur les 3 carottes étudiées durant cette thèse. Ceci peut s'expliquer par un approfondissement de la limite AAIW / PDW-UCDW, associé à une augmentation de la ventilation de l'AAIW.

## Conclusions et perspectives

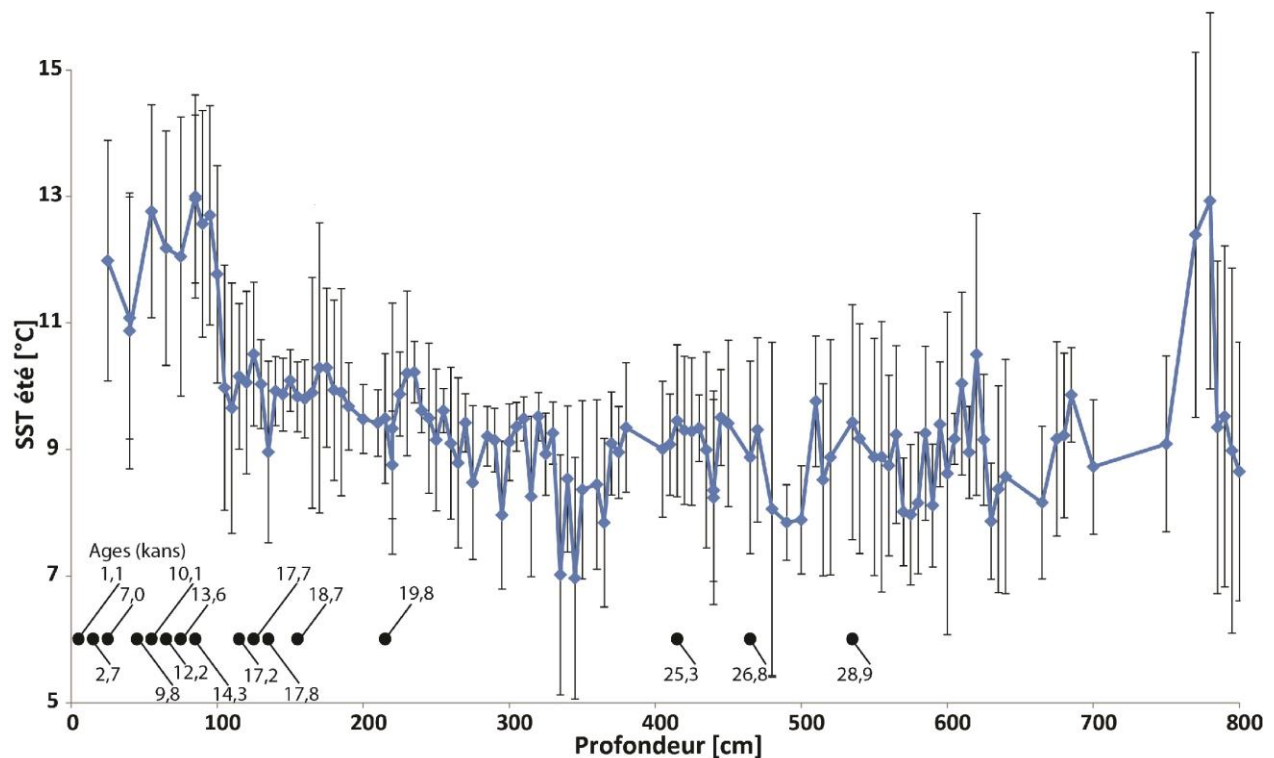
- La position de la carotte la plus au Sud (MD07-3082) permet d'effectuer une comparaison entre l'état de ventilation de l'UCDW, comparée à la PDW, indiquant une augmentation de la ventilation de l'UCDW à partir de ~16.5 kans.

Enfin, la mise en perspective des variations du gradient latitudinal de SST avec les variations de ventilation et de profondeur de l'AAIW permet d'établir le lien entre les variations latitudinales du système Fronts / SWW / ACC et la ventilation des eaux intermédiaires, tributaires des upwellings se produisant à la divergence Australe. Durant la déglaciation, le réchauffement de l'SH provoque une migration du système Fronts / SWW / ACC vers le Sud. A travers cette migration, les SWW renforcent les upwellings de la divergence Australe favorisant le transfert de CO<sub>2</sub> depuis l'océan profond vers l'atmosphère, contribuant ainsi au renforcement du réchauffement initié au début de la déglaciation.

### Perspectives

De nombreuses et diverses données ont été produites durant ce travail. Pour des raisons de temps, mais aussi et surtout pour rester cohérent dans la problématique de cette thèse, ces données ont été mises de côté pour plus tard. Dans cette section, je présente brièvement ces données préliminaires, et discute des pistes envisageables pour une valorisation ultérieures de ces enregistrements.

Les enregistrements isotopiques et les comptages de foraminifères planctoniques ont été effectués sur les premiers 1200 cm et 800 cm respectivement de la carotte MD07-3082. Cette carotte possède un taux de sédimentation plus faible que celui des carottes MD07-3100 et 3088 (de ~6 à ~18 cm/kans), ce qui signifie qu'au-delà des premiers 295 cm (>22 kans), les divers enregistrements n'ont pas été utilisés dans les études présentées plus haut, car ils concernent une échelle de temps antérieure à la fin du LGM. Le dernier niveau daté dans cette carotte se trouve à 540 cm de profondeur dans cette carotte (28.8 kans ± 211 ans) (Figure VI.4).

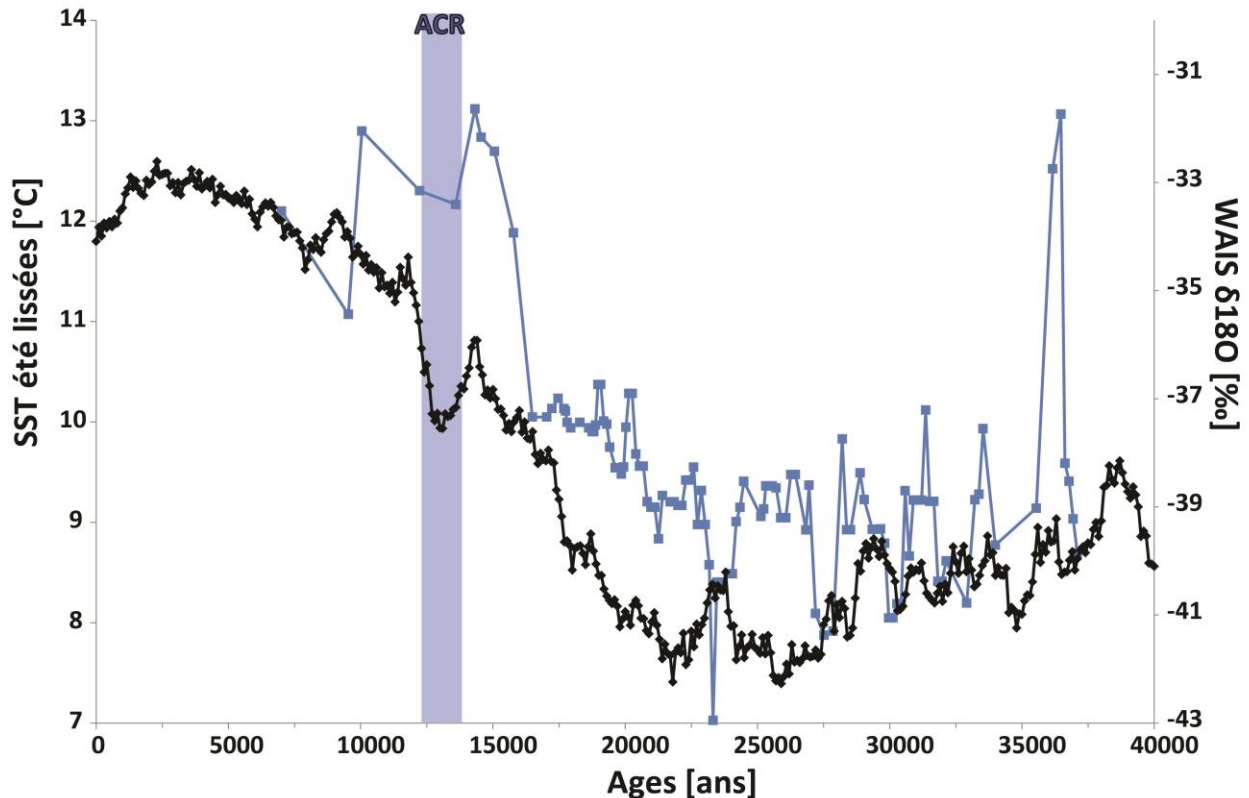


**Figure VI.4** Etendue de la reconstruction des SST de la carotte MD07-3082. Les points indiquent les niveaux datés et leurs âges calibrés en kans.

A partir des SST reconstruites en utilisant les comptages de foraminifères planctoniques (Figure VI.4) on peut observer que : i) les températures minimales du LGM sont atteintes avant 20 kans, ii) qu'il existe une variation cyclique des SST avant 20 kans, iii) des pics de SST atteignant 13° C avant ~36.4 kans, probablement liés à un biais quelconque sur les assemblages de foraminifères planctoniques. Avant d'aller plus loin dans l'investigation des signaux antérieurs à 22 kans dans les sédiments de la carotte MD07-3082, il est important de finaliser son modèle d'âge, peut-être en se basant sur les niveaux de tephra potentiellement présents dans cette carotte. Puis, afin de comprendre l'enregistrement de SST de cette carotte au-delà de la déglaciation, il serait intéressant d'effectuer une comparaison de cet enregistrement avec les températures Antarctiques, car nous avons démontré plus haut (Chapitre 3) que les SST de cette carotte possèdent un signal plus global comparé à MD07-3100 et MD07-3088. On peut se rendre compte de ceci en comparant les SST de la carotte MD07-3082 avec l'enregistrement de  $\delta^{18}\text{O}$  dans les

## Conclusions et perspectives

glaces de l'Ouest de l'Antarctique (West Antarctic Ice Sheet Divide Ice Core, WAIS Divide Project Members 2015) (Figure VI.5).



**Figure VI.5** Comparaison des températures de la carotte MD07-3082 (bleu) avec le  $\delta^{18}\text{O}$  dans les glaces de WAIS Divide (WAIS Divide Project Members 2015) (noir)

Les évènements de SST de la carotte MD07-3082 pourraient ainsi être liés à ceux observés dans la carotte WAIS bien que le timing ne corresponde plus au-delà de l'ACR. Ceci pourrait même permettre d'étudier la dynamique de la PIS qui a connu des phases d'avancées durant le LGM, notamment entre  $\sim 23.1$  et  $\sim 25.2$  kans, vers  $\sim 53^{\circ}$  S (McCulloch et al. 2005). Ceux-ci pourraient être mis en évidence par les enregistrements de XRF effectués sur cette carotte. Par exemple, en utilisant des rapports entre les éléments d'origine continentale (e.g. le titane), et des éléments d'origine biogène (e.g. le calcium), on pourrait alors retracer les variations d'apport de matériel continental au niveau de la carotte MD07-3082 en lien avec l'érosion générée par l'avancée des glaciers andins.

## Conclusions et perspectives

---

Pour les carottes plus au Nord, affectées par les flux d'eau douce continentaux, il serait intéressant d'étudier leurs signaux en XRF afin d'essayer de reconstituer les mouvements latitudinaux de SWW à travers les variations de précipitation, faisant varier les rapports entre les éléments issus de la productivité primaire marine, et les éléments continentaux éventuellement liés à l'érosion par les pluies.

Enfin, l'étude du Chapitre 4 sur les variations de la profondeur de la limite inférieure de l'AAIW laisse de nombreuses questions sur celles se produisant en dessous de 1800 m. Ainsi la comparaison de nos signaux de ventilation avec ceux obtenus sur les carottes profondes de la région est plus que tentante.





## Références bibliographiques

- Abernathey R, Marshall J, Ferreira D. 2011. The Dependence of Southern Ocean Meridional Overturning on Wind Stress. *J Phys Oceanogr.* 41:2261–2278, doi:10.1175/JPO-D-11-023.1.
- Adkins JF. 2013. The role of deep ocean circulation in setting glacial climates. *Paleoceanography.* 28:539–561, doi:10.1002/palo.20046.
- Ahn J, Brook EJ. 2007. Atmospheric CO<sub>2</sub> and climate from 65 to 30 ka B.P. *Geophys Res Lett.* 34:2–5, doi:10.1029/2007GL029551.
- Bard E. 2001. Comparison of alkenone estimates with other paleotemperature proxies. *Geochemistry Geophys Geosystems.* 2, doi:10.1029/2000GC000050.
- Barker S, Diz P, Vautravers MJ, Pike J, Knorr G, Hall IR, Broecker WS. 2009. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature.* 457:1097–1102, doi:10.1038/nature07770.
- Bé AWH. 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: A.T.S. Ramsay, ed. *Oceanic Micropaleontology.* Academic Press. pp. 1–100.
- Bé AWH, Tolderlund DS. 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. *Micropaleontol Ocean Funnel*, BM Riedel, WR. 105–149.
- Behrmann JH, Kopf A. 2001. Balance of tectonically accreted and subducted sediment at the Chile Triple Junction. *Int J Earth Sci.* 90:753–768, doi:10.1007/s005310000172.
- Belkin IM, Gordon AL. 1996. Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania. *J Geophys Res.* 101:3675, doi:10.1029/95JC02750.
- Bentov S, Brownleeb C, Erez J. 2009. The role of seawater endocytosis in the biomineralization process in calcareous foraminifera. *Proc Natl Acad Sci U S A.* 106:21500–21504.
- Bertrand S, Sterken M, Vargas-Ramirez L, Batist M De, Vyverman W, Lepoint G, Fagel N. 2010. Bulk organic geochemistry of sediments from Puyehue Lake and its watershed (Chile, 40° S): Implications for paleoenvironmental reconstructions. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 294:56–71, doi:10.1016/j.palaeo.2009.03.012.
- Boer AM De, Graham RM, Thomas MD, Kohfeld KE. 2013. The control of the Southern Hemisphere Westerlies on the position of the Subtropical Front. *J Geophys Res Ocean.* 118:5669–5675, doi:10.1002/jgrc.20407.
- Boex J, Fogwill C, Harrison S, Glasser NF, Hein a, Schnabel C, Xu S. 2013. Rapid thinning of the Late Pleistocene Patagonian Ice Sheet followed migration of the Southern Westerlies. *Sci Rep.* 3:2118, doi:10.1038/srep02118.
- Boyer TP, Antonov JI, Baranova OK, Coleman C, Garcia HE, Grodsky A, Johnson DR, Locarnini RA, Mishonov A V., O'Brien TD, Paver CR, Reagan JR, Seidov D, Smolyar I V.,

- Zweng MM. 2013. World Ocean Database 2013.
- Brassell SC, Eglinton G, Marlowe IT, Pflaumann U, Sarnthein M. 1986. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature*. 320:129–133, doi:10.1038/320129a0.
- Brayshaw DJ, Hoskins B, Blackburn M. 2008. The Storm-Track Response to Idealized SST Perturbations in an Aquaplanet GCM. *J Atmos Sci*. 65:2842–2860, doi:10.1175/2008JAS2657.1.
- Breuer S, Kilian R, Schörner D, Weinrebe W, Behrmann J, Baeza O. 2013. Glacial and tectonic control on fjord morphology and sediment deposition in the Magellan region (53° S), Chile. *Mar Geol*. 346:31–46.
- Broecker S. 1998. Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*. 13:119–121, doi:Provider: John Wiley & Sons, Ltd Content:text/plain; charset="UTF-8" TY - JOUR AU - Broecker, Wallace S. TI - Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw? JO - *Paleoceanography* JA - *Paleoceanography* VL - 13 IS - 2 SN - 1944-9186 UR - <http://dx.doi.org/10.1029/97PA03707> DO - 10.1029/97PA03707 SP - 119 EP - 121 KW - 1635 Oceans KW - 3339 Ocean/atmosphere interactions KW - 4207 Arctic and Antarctic oceanography KW - 4267 4267 PY - 1998 ER -
- Broecker WS. 1987. The biggest chill. *Nat Hist Mag*. 74–82.
- Broecker WS. 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography*. 4:79–89.
- Broecker WS, Maier-Reimer E. 1992. The influence of air and sea exchange on the carbon isotope distribution in the sea. *Global Biogeochem Cycles*. 6:315–320.
- Bronk Ramsey C. 2009a. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*. 51:337–360, doi:10.2458/azu\_js\_rc.v51i1.3494.
- Bronk Ramsey C. 2009b. Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating. *Radiocarbon*. 51:1023–1045.
- Brown KM, Bangs NL, Froelich PN, Kvenvolden KA. 1996. The nature, distribution, and origin of gas hydrate in the Chile Triple Junction region. *Earth Planet Sci Lett*. 139:471–483.
- Bruhn RL, Dalziel IWD. Destruction of the early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. Talwani, M, Pitman, WC, III, Eds, *Isl Arcs, Deep Sea Trenches Back-Arcs Bassins*, Am Geophysical Union, Maurice Ewing Ser. 1:395–405.
- Caley T, Roche DM, Waelbroeck C, Michel E. 2014. Constraining the Last Glacial Maximum climate by data-model (*i*LOVECLIM) comparison using oxygen stable isotopes. *Clim Past Discuss*. 10:105–148, doi:10.5194/cpd-10-105-2014.
- Caniupán M, Lamy F, Lange CB, Kaiser J, Arz H, Kilian R, Baeza Urrea O, Aracena C, Hebbeln D, Kissel C, Laj C, Mollenhauer G, Tiedemann R. 2011. Millennial-scale sea surface temperature and Patagonian Ice Sheet changes off southernmost Chile (53°S) over the past ~60 kyr. *Paleoceanography*. 26:1–10, doi:10.1029/2010PA002049.
- Caniupán M, Lamy F, Lange CB, Kaiser J, Kilian R, Arz HW, León T, Mollenhauer G, Sandoval

- S, Pol-Holz R De, Pantoja S, Wellner J, Tiedemann R. 2014. Holocene sea-surface temperature variability in the Chilean fjord region. *Quat Res.* 82:342–353, doi:10.1016/j.yqres.2014.07.009.
- Carel M, Siani G, Delpéch G. 2011. Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the south Chilean margin: New insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period. *J Volcanol Geotherm Res.* 208:99–111.
- Carlson AE, LeGrande AN, Oppo DW, Came RE, Schmidt GA, Anslow FS, Licciardi JM, Obbink EA. 2008. Rapid early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet. *Nat Geosci.* 1:620–624.
- Chaigneau A. 2005. Surface circulation and fronts of the South Pacific Ocean, east of 120° W. *Geophys Res Lett.* 32:1–4, doi:10.1029/2004GL022070.
- Cortese G, Dunbar GB, Carter L, Scott G, Bostock H, Bowen M, Crundwell M, Hayward BW, Howard W, Martínez JI, Moy A, Neil H, Sabaa A, Sturm A. 2013. Southwest Pacific Ocean response to a warmer world: Insights from marine isotope stage 5e. *Paleoceanography.* 28:585–598, doi:10.1002/palo.20052.
- Crowley TJ. 1992. North Atlantic deep water cools the Southern Hemisphere. *Paleoceanography.* 7:489–497, doi:10.1029/92PA01058.
- Dansgaard W, Johnsen SJ, Clausen HB. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature.* 364:218–220.
- Davila PM, Figueroa D, Erna M ulle. 2002. Freshwater input into the coastal ocean and its relation with the salinity distribution off austral Chile ( 35 – 55 1 S ). *Cont Shelf Res.* 22:521–534.
- Denton G, Lowell TV, Heusser CJ, Schlüchter C, Andersen BG, Heusser LE, Moreno PI, Marchant DR. 1999. Geomorphology , Stratigraphy , and Radiocarbon Chronology of Llanquihue drift in the area of the Southern Lake District , Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé , Chile. *Geogr Ann.* 81:167–229, doi:10.1111/j.0435-3676.1999.00057.x.
- Denton H, Karlen w. 1973. Holocene Climatic Variations; Their Pattern and Possible Cause. *Quat Res.* 205:155–205.
- DGA. 2016. Dirección General De Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.
- Döös K, Webb DJ. 1994. The Deacon Cell and the Other Meridional Cells of the Southern Ocean. *J Phys Oceanogr.* 24:429–441.
- Douglass DC, Singer BS, Kaplan MR, Mickelson DM, Caffee MW. 2006. Cosmogenic nuclide surface exposure dating of boulders on last glacial and late glacial moraines, Lago Buenos Aires, Argentina: Interpretive strategies and paleoclimate implications. *Quat Geochronology.* 1:43–58, doi:doi: 10.1016/j.quageo.2006.06.001.
- Duplessy J, Labeyrie L, Waelbroeck C. 2002. Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene : Paleoceanographic implications. *21:315–330.*

- Fairbanks RG, Sverdrup M, Free R, Wiebe PH, Bé AWH. 1982. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*. 298:841–844, doi:10.1038/298841a0.
- Fatela F, Taborda R. 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar Micropaleontol*. 45:169–174, doi:10.1016/S0377-8398(02)00021-X.
- Ferrari R, Jansen MF, Adkins JF, Burke A, Stewart AL, Thompson AF. 2014. Antarctic sea ice control on ocean circulation in present and glacial climates. *Proc Natl Acad Sci U S A*. 111:8753–8, doi:10.1073/pnas.1323922111.
- Fischer H, Schmitt J, Lüthi D, Stocker TF, Tschumi T, Parekh P, Joos F, Köhler P, Völker C, Gersonde R, Barbante C, Floch M Le, Raynaud D, Wolff E. 2010. The role of Southern Ocean processes in orbital and millennial CO<sub>2</sub> variations - A synthesis. *Quat Sci Rev*. 29:193–205, doi:10.1016/j.quascirev.2009.06.007.
- Fontanier C, Jorissen FJ, Licari L, Alexandre A, Anschutz P, Carbonel P. 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: Faunal density, composition, and microhabitats. *Deep Res Part I Oceanogr Res Pap*. 49:751–785, doi:10.1016/S0967-0637(01)00078-4.
- Ganopolski A, Roche DM. 2009. On the nature of lead-lag relationships during glacial-interglacial climate transitions. *Quat Sci Rev*. 28:3361–3378, doi:10.1016/j.quascirev.2009.09.019.
- Gehlen M, Mucci A, Boudreau B. 1999. Modelling the distribution of stable carbon isotopes in porewaters of deepsea sediments. *Geochim Cosmochim Acta*. 63:2763–2773.
- Geslin E, Heinz P, Jorissen F, Hemleben C. 2004. Migratory responses of deep-sea benthic foraminifera to variable oxygen conditions: Laboratory investigations. *Mar Micropaleontol*. 53:227–243, doi:10.1016/j.marmicro.2004.05.010.
- Glasser NF, Harrison S, Winchester V, Aniya M. 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Glob Planet Change*. 43:79–101, doi:10.1016/j.gloplacha.2004.03.002.
- Goldstein ST. 1999. Foraminifera: a biological overview. Sen Gupta, BK (Ed), *Mod Foraminifera* Kluwer, Pp 37–55.
- Gupta BK Sen. 2003. *Modern Foraminifera*. 384 p.
- Haberle S, Bennett K. 2001. Modern pollen rain and lake mud-water interface geochemistry along environmental gradients in southern Chile. *Palaeobot Palynol*. 117:93–107.
- Haberle SG, Bennett KD. 2004. Postglacial formation and dynamics of North Patagonian Rainforest in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Quat Sci Rev*. 23:2433–2452.
- Haddam NA, Michel E, Siani G, Cortese G, Bostock H, Duprat JM, Isguder G. 2016. Improving past sea surface temperature reconstructions from the Southern Hemisphere oceans using planktonic foraminiferal census data. *Paleoceanography*. 31:822–837, doi:10.1002/2016PA002946.

Hammer Ø, Harper DAT, Ryan PD. 2001. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaeontol Electron.* 4:9.

Harloff J, Mackensen a. 1997. Recent benthic foraminiferal associations and ecology of the Scotia Sea and Argentine Basin. *Mar Micropaleontol.* 31:1–29, doi:10.1016/S0377-8398(96)00059-X.

Hayek LAC, Buzas MA. 1997. *Surveying Natural Populations.* 563 p.

Hein AS, Hulton NRJ, Dunai TJ, Sugden DE, Kaplan MR, Xu S. 2010. The chronology of the Last Glacial Maximum and deglacial events in central Argentine Patagonia. *Quat Sci Rev.* 29:1212–1227, doi:10.1016/j.quascirev.2010.01.020.

Heusser C. 1995. Three late quaternary pollen diagrams from southern Patagonia and their palaeoecological implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 118:1–24.

Heusser L, Heusser CJ, Nicklas G, Pisias. 2006. Vegetation and climate dynamics of southern Chile during the past 50,000 years: Results of ODP Site 1233 pollen analysis. *Vegetation and climate dynamics of southern Chile during the past.* *Quat Sci Rev.* 25:474–485, doi:10.1016/j.quascirev.2005.04.009.

Hogg AG, Hua Q, Blackwell PG, Niu M, Buck CE, Guilderson TP, Heaton TJ, Palmer JG, Reimer PJ, Reimer RW, Turney CSM, Zimmerman SRH. 2013. SHCal13 southern hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon.* 55:1–15.

Hollin J, Shilling D. 1988. Late Wisconsin–Weichselian mountain glaciers and small ice caps. “The Last Glacial Ice Sheets” Dent GH, Hughes T Ed Wiley New York. 179–220.

Hoogakker BA, Elderfield H, Schmiedl G, McCave IN, Rickaby REM. 2014. Glacial–interglacial changes in bottom-water oxygen content on the Portuguese margin. *Nat Geosci.* 8:2–5, doi:10.1038/ngeo2317.

Hu X, Burdige DJ. 2007. Enriched stable carbon isotopes in the pore waters of carbonate sediments dominated by seagrasses: Evidence for coupled carbonate dissolution and reprecipitation. *Geochim Cosmochim Acta.* 71:129–144, doi:10.1016/j.gca.2006.08.043.

Hulton NRJ, Purves RS, McCulloch RD, Sugden DE, Bentley MJ. 2002. The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. *Quat Sci Rev.* 21:233–241.

Imbrie J, Kipp NG. 1971. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. Turekian, KK (Ed), *Late Cenozoic Glacial Ages*; Yale Univ Press New Haven, CT. 71–181.

J. A, Brook E. 2008. Atmospheric CO<sub>2</sub> and Climate on Millennial Time Scales During the Last Glacial Period. *Science* (80-). 322:83–85, doi:10.1126/science.1160832.

Jaccard SL, Galbraith ED. 2011. Large climate-driven changes of oceanic oxygen concentrations during the last deglaciation. *Nat Geosci.* 5:151–156, doi:10.1038/ngeo1352.

Johnsen SJ, Clausen HB, Dansgaard W, Fuhrer K, Gundestrup N, Hammer CU, Iversen P, Jouzel

J, Stauffer B, Steffensen J-P. 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*. 359:311–313.

Jorissen FJ, Stigter HC De, Widmark JGV. 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Mar Micropaleontol*. 26:3–15, doi:10.1016/0377-8398(95)00047-X.

Jouzel J, Vaikmae R, Petit JR, Martin M, Duclos Y, Stievenard M, Lorius C, Toots M, Mélières MA, Burckle LH, Barkov NI, Kotlyakov VM. 1995. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Clim Dyn*. 11:151–161, doi:10.1007/BF00223498.

Kageyama M, Merkel U, Otto-Bliesner B, Prange M, Abe-Ouchi a., Lohmann G, Ohgaito R, Roche DM, Singarayer J, Swingedouw D, Zhang X. 2013. Climatic impacts of fresh water hosing under last glacial Maximum conditions: A multi-model study. *Clim Past*. 9:935–953, doi:10.5194/cp-9-935-2013.

Kaiser J, Lamy F, Hebbeln D. 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). *Paleoceanography*. 20:1–15, doi:10.1029/2005PA001146.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds B, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang, J. J. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull Am Meteorol Soc*. 77:471–431.

Kaplan MR, Ackert RP, Singer BS, Douglass DC, Kurz MD. 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope Stage 2 in Patagonia. *Bull Am Geol Soc*. 116:308–321.

Kilian R. 1990. Volcanic eruptions on the Viedma icefield of 1988 (Patagonia). In: Simposio “Géodinamique Andine”, Resumen de Comunicaciones, Grenoble, Francia. pp. 301–305.

Kilian R, Hohner M, Biester H, Wallrabe-Adams JJ, Stern CR. 2003. Holocene peat and lake sediment tephra record from the southernmost Chilean Andes (53–55° S). *Rev Geol Chile*. 47–64.

Kilian R, Lamy F. 2012. A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49–55°S). *Quat Sci Rev*. 53:1–23, doi:10.1016/j.quascirev.2012.07.017.

Kilian R, López-Escobar L. 1989. Volcanismo cuaternario en los Andes patagónicos (41° S–55° S): aspectos geológicos, petrográficos y geoquímicos. *Medio Ambient*. 10:92–106.

Kilian R, López-Escobar L, Lobato J. 1991. Quaternary volcanism of the Austral Volcanic Zone of the Andes. *Symp Latin-American Geosci No 12* (Miller, H; Ed Al) *Zentralblatt Für Geol Und Palaontologie, Stuttgart Vol 1991*. 6:1709–1721.

Kissel C. 2007a. MD159 – PACHIDERME IMAGES XV Data Report. 1–84.

Kissel C. 2007b. MD 159-PACHIDERME IMAGES XV, Cruise Report 06.02.07-28.02.07. Plouzané Inst Polaire Français Paul Émile Victor. 1:84.

- Kohfeld KE, Graham RM, Boer a. M de, Sime LC, Wolff EW, Quéré C Le, Bopp L. 2013. Southern Hemisphere westerly wind changes during the Last Glacial Maximum: Paleo-data synthesis. *Quat Sci Rev.* 68:76–95, doi:10.1016/j.quascirev.2013.01.017.
- Kucera M, Rosell-Melé A, Schneider R, Waelbroeck C, Weinelt M. 2004. Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quat Sci Rev.* 24:813–819, doi:10.1016/j.quascirev.2004.07.017.
- Lamy F. 2007. *PALEOCEANOGRAPHY, RECORDS / Postglacial South Pacific.* Elsevier B.V. 1855-1866 p.
- Lamy F, Arz HW, Kilian R, Lange CB, Lembke-Jene L, Wengler M, Kaiser J, Baeza-Urrea O, Hall IR, Harada N, Tiedemann R. 2015. Glacial reduction and millennial-scale variations in Drake Passage throughflow. *Proc Natl Acad Sci U S A.* 112:13496–501, doi:10.1073/pnas.1509203112.
- Lamy F, Hebbeln D, Wefer G. 1998. Late quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5°S) and palaeoclimatic implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 141:233–251, doi:10.1016/S0031-0182(98)90052-9.
- Lamy F, Hebbeln D, Wefer G. 1999. High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quat Res.* 51:83–93, doi:10.1006/qres.1998.2010.
- Lamy F, Kaiser J, Arz HW, Hebbeln D, Ninnemann U, Timme O, Timmermann A, Toggweiler JR, A. 2007. Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1. *Earth Planet Sci Lett.* 259:400–413.
- Lamy F, Kaiser J, Ninnemann U, Hebbeln D, Arz HW, Stoner J. 2004. Antarctic Timing of Surface Water Changes off Chile and Patagonian Ice Sheet Response. *Science (80- ).* 304:1959–1962, doi:10.1126/science.1097863.
- Lamy F, Kilian R, Arz HW, Francois J-P, Kaiser J, Prange M, Steinke T. 2010. Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nat Geosci.* 3:695–699, doi:10.1038/ngeo959.
- LeGrande AN, Schmidt GA. 2006. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophys Res Lett.* 33:L12604, doi:doi:10.1029/2006GL026011.
- Liu Z, Otto-Bliesner BL, He F, Brady EC, Tomas R, Clark PU, Carlson a E, Lynch-Stieglitz J, Curry W, Brook E, Erickson D, Jacob R, Kutzbach J, Cheng J. 2009. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bolling-Allerod warming. *Science.* 325:310–314, doi:10.1126/science.1171041.
- Loeblich ARJ, Tappan H. 1988. *Foraminiferal genera and their classification.* Van Norstrand Reinhold Company, New York. 869.
- Lombard F, Labeyrie L, Michel E, Bopp L, Cortijo E, Retailleau S, Howa H, Jorissen F. 2011. Modelling planktic foraminifer growth and distribution using an ecophysiological multi-species approach. *Biogeosciences.* 8:853–873, doi:10.5194/bg-8-853-2011.

- Lopez-Escobar L, Kilian R, Kempton PD, Tagiri M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30 and 46°00. *Rev Geol Chile*. 20:33–55.
- López-Escobar L, Tagiri M, Vergara M. 1991. Geochemical features of the Southern Andes Quaternary volcanics between 41°50' and 43°00'S. *Geol Soc America, Spec Pap*. 265:45–56.
- Lu Z, Hoogakker BAA, Hillenbrand C-D, Zhou X, Thomas E, Gutchess KM, Lu W, Jones L, Rickaby REM. 2016. Oxygen depletion recorded in upper waters of the glacial Southern Ocean. *Nat Commun*. 7:11146, doi:10.1038/ncomms11146.
- Lumley SH, Switsur R. 1993. Late Quaternary chronology of the Taitao Peninsula, southern Chile. *J Quat Sci*. 82:161–165.
- Lynch-Stieglitz J, Stocker TF, Broecker WS, Fairbanks RG. 1995. The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon— Observations and modeling. *Global Biogeochem Cycles*. 9:653–665.
- Mackensen A, Fütterer DK, Grobe H, Schmiedl G. 1993. Benthic foraminiferal assemblages from the eastern South Atlantic Polar Front region between 35° and 57° S: Distribution, ecology and fossilization potential. *Mar Micropaleontol*. 22:33–69, doi:10.1016/0377-8398(93)90003-G.
- Mackensen A, Serjup HP, Jansen E. 1985. The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway. *Mar Micropaleontol*. 9:275–306.
- Magurran AE. 1988. *Ecological Diversity and its Measurement*. 192 p.
- Malmgren BA, Nordlund U. 1996. Application of artificial neural networks to chemostratigraphy. *Paleoceanography*. 11:505–512.
- Marchant M, Hebbeln D, Wefer G. 1998. Seasonal flux patterns of planktic foraminifera in the Peru-Chile current. *Deep Res Part I Oceanogr Res Pap*. 45:1161–1185, doi:10.1016/S0967-0637(98)00009-0.
- Marchant M, Hebbeln D, Wefer G. 1999. High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Mar Geol*. 161:115–128, doi:10.1016/S0025-3227(99)00041-9.
- Margulis L. 1990. Introduction, in *Handbook of Protoctista*. Eds L Margulis, JO Corliss, M Melkonian DJ Chapman, Jones Bartlett, Boston. 11–23.
- Marshall J, Speer K. 2012. Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. *Nat Geosci*. 5:171–180, doi:10.1038/ngeo1391.
- Martínez-Botí M a., Marino G, Foster GL, Ziveri P, Henahan MJ, Rae JWB, Mortyn PG, Vance D. 2015. Boron isotope evidence for oceanic carbon dioxide leakage during the last deglaciation. *Nature*. 518:219–222, doi:10.1038/nature14155.
- Massafiero J, Larocque-Tobler I, Brooks SJ, Vandergoes M, Dieffenbacher-Krall A, Moreno P. 2014. Quantifying climate change in Huelmo mire (Chile, Northwestern Patagonia) during the



- Last Glacial Termination using a newly developed chironomid-based temperature model. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 399:214–224, doi:10.1016/j.palaeo.2014.01.013.
- McCartney MS. 1977. Subantarctic mode water. *Deep Res.* 24:103–119.
- McCorkle D, Keigwin L, Corliss B, Emerson S. 1990. The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography.* 5:161–185.
- McCulloch RD, Fogwill CJ, Sugden DE, Bentley MJ, Kubik PW. 2005. Chronology of the Last Deglaciation in central Strait of Magellan and Bahia Inutil, southernmost South America. *Geogr Ann Ser A Phys Geogr.* 87:289–312.
- McManus JF, Francois R, Gherardi J-M, Keigwin LD, Brown-Leger S. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature.* 428:834–837, doi:doi:10.1038/nature02494.
- Meissner KJ, Galbraith ED, Völker C. 2005. Denitrification under glacial and interglacial conditions: A physical approach. *Paleoceanography.* 20:13.
- Mix AC, Bard E, Schneider R. 2001. Environmental processes of the Ice age: Land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat Sci Rev Sci Rev.* 20:267–258.
- Montade V, Combourieu Nebout N, Kissel C, Haberle SG, Siani G, Michel E. 2013. Vegetation and climate changes during the last 22,000yr from a marine core near Taitao Peninsula, southern Chile. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 369:335–348, doi:10.1016/j.palaeo.2012.11.001.
- Montade V, Kageyama M, Combourieu-Nebout N, Ledru MP, Michel E, Siani G, Kissel C. 2015. Teleconnection between the intertropical convergence zone and southern westerly winds throughout the last deglaciation. *Geology.* 43:735–738, doi:10.1130/G36745.1.
- Montecinos A, Aceituno P. 2003. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *J Clim.* 16:281–296, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2.
- Moreno PI, Villa-Martínez R, Cárdenas ML, Sagredo E a. 2012a. Deglacial changes of the southern margin of the southern westerly winds revealed by terrestrial records from SW Patagonia (52° S). *Quat Sci Rev.* 41:1–21, doi:10.1016/j.quascirev.2012.02.002.
- Moreno PI, Villa-Martínez R, Cárdenas ML, Sagredo E a. 2012b. Deglacial changes of the southern margin of the southern westerly winds revealed by terrestrial records from SW Patagonia (52°S). *Quat Sci Rev.* 41:1–21, doi:10.1016/j.quascirev.2012.02.002.
- Muratli JM, Chase Z, Mix a. C, McManus J. 2010. Increased glacial-age ventilation of the Chilean margin by Antarctic Intermediate Water. *Nat Geosci.* 3:23–26, doi:10.1038/ngeo715.
- Murray DS, Carlson AE, Singer BS, Anslow FS, He F, Caffee M, Marcott SA, Liu Z, Otto-Bliesner B. 2012. Northern hemisphere forcing of the last deglaciation in Southern Patagonia. *Geology.* 40:631, doi:doi:http://dx.doi.org/10.1130/g32836.1.
- NASA Goddard Space Flight Center Ocean Biology Processing Group (OBPG). 2014. Sea-

viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) Ocean Color Data. NASA OBDAAC, Greenbelt, MD, USA Accessed 2016/06/30 Maint by NASA Ocean Biol Distributed Act Arch Cent (OBDAAC), Goddard Sp Flight Center, Greenbelt MD. doi:[http://doi.org/10.5067/ORBVIEW-2/SEAWIFS\\_OC.2014.0](http://doi.org/10.5067/ORBVIEW-2/SEAWIFS_OC.2014.0).

North Greenland Ice-Core Project (NorthGRIP) Members. High resolution climate record of the northern hemisphere reaching into the last glacial-interglacial period. 2004. *Nature*. 431:147–151.

Nürnberg D. 1995. Magnesium in tests of *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral from high northern and southern latitudes. *J Foraminifer Res*. 25:350–368.

Orsi H, Whitworth T, Jr WDN. 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current Pronounced meridional gradients in surface properties separate waters of the Southern Ocean from the warmer and saltier waters of the subtropical circulations . *Deacon* ( 1933 , the S. 42.

Pantoja S, Iriarte JL, Daneri G. 2011. Oceanography of the Chilean Patagonia. *Cont Shelf Res*. 31:149–153.

Patterson RT, Fishbein E. 1989. Determine the Number of Point Counts Needed for. *Society*. 63:245–248.

Pedro JB, Bostock HC, Bitz CM, He F, Vandergoes MJ, Steig EJ, Chase BM, Krause CE, Rasmussen SO, Markle BR, Cortese G. 2015. The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nat Geosci*. 9:51–55, doi:10.1038/ngeo2580.

Peeters FJC, Acheson R, Brummer G-J a, Ruijter WPM De, Schneider RR, Ganssen GM, Ufkes E, Kroon D. 2004. Vigorous exchange between the Indian and Atlantic oceans at the end of the past five glacial periods. *Nature*. 430:661–665, doi:10.1038/nature02785.

Peterson RG, Stramma L. 1991. Upper-level circulation in the South-Atlantic Ocean. *Prog Oceanogr*. 26:1–73.

Pflaumann U, Duprat J, Pujol C, Labeyrie LD. 1996. SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography*. 11:15, doi:10.1029/95PA01743.

Prahl FG, Muehhausen L., Zahnle D. 1988. Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochim Cosmochim Acta*. 52:2303–2310.

Prell WL. 1985. The stability of low-latitude sea-surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies. *US Dep Energy*. 60.

Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Haflidason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton TJ, Hoffmann DL, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, Manning SW, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Staff RA, Turney CSM, et al. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50 000 years cal BP. *Radiocarbon*. 54:1869–1887.

Renssen H, Goosse H, Crosta X, Roche DM. 2010. Early holocene laurentide ice sheet

- deglaciation causes cooling in the high-latitude southern hemisphere through oceanic teleconnection. *Paleoceanography*. 25:1–15, doi:10.1029/2009PA001854.
- Renssen H, Seppa H, Heiri O, Roche DM, Goosse H, Fichet T. 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nat Geosci*. 2:411–414.
- Richardson PL. 2008. On the history of meridional overturning circulation schematic diagrams. *Prog Oceanogr*. 76:466–486.
- Rignot E, Rivera A, Casassa G. 2003. Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise. *Science* (80- ). 302:434–436.
- Rintoul S, Hughes C, Olbers D. 2001. The Antarctic Circumpolar Current System BT - Ocean Circulation and Climate. 271-301 p.
- Rintoul SR, Donguy JR, Roemmich DH. 1997. Seasonal evolution of upper ocean thermal structure between Tasmania and Antarctica. *Deep Rrsearch I*. 44:1185–1202.
- Rojas M, Moreno P, Kageyama M, Crucifix M, Hewitt C, Abe-Ouchi A, Ohgaito R, Brady EC, Hope P. 2009. The Southern Westerlies during the last glacial maximum in PMIP2 simulations. *Clim Dyn*. 32:525–548, doi:10.1007/s00382-008-0421-7.
- Rollion-Bard C, Erez J. 2010. Intra-shell boron isotope ratios in the symbiont-bearing benthic foraminiferan *Amphistegina lobifera*: Implications for  $\delta^{11}\text{B}$  vital effects and paleo-pH reconstructions. *Geochim Cosmochim Acta*. 74:1530–1536.
- Rosell-Melé A. 1998. Interhemispheric appraisal of the value of alkenone indices as temperature and salinity proxies in high-latitude locations. *Paleoceanography*. 13:694–703.
- Rosell-Melé A, Jansen E, Weinelt M. 2002. Appraisal of a molecular approach to infer variations in surface ocean freshwater inputs into the North Atlantic during the last glacial. *Glob Planet Change*. 34:143–152.
- Saavedra-Pellitero M, Flores JA, Lamy F, Sierro FJ, Cortina A. 2011. Coccolithophore estimates of paleotemperature and paleoproductivity changes in the southeast Pacific over the past ~27 kyr. *Paleoceanography*. 26:1–16, doi:10.1029/2009PA001824.
- Santoso A, England MH. 2004. Antarctic Intermediate Water Circulation and Variability in a Coupled Climate Model. *J Phys Oceanogr*. 34:2160–2179.
- Schlitzer R. 2000. Electronic Atlas of WOCE Hydrographic and Tracer Data Now Available. *Eos, Trans Am Geophys Union*. 81:45.
- Schlitzer R. 2009. Ocean Data View Software.
- Schmittner A, Gruber N, Mix AC, Key RM, Tagliabue A, Westberry TK. 2013. Biology and air–sea gas exchange controls on the distribution of carbon isotope ratios ( $\delta^{13}\text{C}$ ) in the ocean. *Biogeosciences*. 10:5793–5816, doi:10.5194/bg-10-5793-2013.
- Schmitz WJJ. 1996. On the World Ocean Circulation, 1 & II, Tech. Rep. WHOI-96-03 & O8 (Woods Hole Oceanographic Institute,).

- Schneider C, Gies D. 2004. Effects of El Niño – Southern Oscillation on southernmost South America precipitation at 53° S revealed from NCEP – NCAR reanalyses and weather station data. *Int J Climatol*. 24:1057–1076, doi:10.1002/joc.1057.
- Schumacher S, Jorissen FJ, Mackensen A, Gooday AJ, Pays O. 2010. Ontogenetic effects on stable carbon and oxygen isotopes in tests of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera from the Pakistan continental margin. *Mar Micropaleontol*. 76:92–103, doi:10.1016/j.marmicro.2010.06.002.
- Sellanes J, Católica U, Quiroga E, P JS, O EQ, Gallardo VA. 2004. First direct evidence of methane seepage and associated chemosynthetic communities in the bathyal zone off Chile First direct evidence of methane seepage and associated. *J Mar Biol Assoc UK*. 84:1065–1066, doi:10.1017/S0025315404010422h.
- Shackleton NJ. 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Cent Nat Rech, Sci Colloq Int*. 219:203–209.
- Shannon CE. 1948. A mathematical theory of communication. *Bell Syst Tech J*. 27:379-423–56.
- Siani G, Michel E, Pol-Holz R De, Devries T, Lamy F, Carel M, Isguder G, Dewilde F, Lourantou A. 2013. Carbon isotope records reveal precise timing of enhanced Southern Ocean upwelling during the last deglaciation. *Nat Commun*. 4:2758, doi:10.1038/ncomms3758.
- Sicre MA, Bard E, Ezat U, Rostek F. 2002. Alkenone distributions in the North Atlantic and Nordic sea surface waters. *Geochemistry Geophys Geosystems*. 3:10.1029/2001GC000159s.
- Sigman DM, Hain MP, Haug GH. 2010. The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. *Nature*. 466:47–55, doi:10.1038/nature09149.
- Sikes EL, Sicre MA. 2002. alkenone to salinity and temperature: Implications for paleoproxy applications. *Geochemistry Geophys Geosystems*. 3:1–11, doi:10.1029/2002GC000345.
- Steig EJ, Hart CH, White JWC, Cunningham WL, Davis MD, Man ESS-. 1998. Changes in climate, ocean and ice-sheet conditions in the Ross embayment, Antarctica, at 6 ka. *Ann Glaciol*. 27:305–310.
- Stenni B, Buiron D, Frezzotti M, Albani S, Barbante C, Bard E, Barnola JM, Baroni M, Baumgartner M, Bonazza M, Capron E, Castellano E, Chappellaz J, Delmonte B, Falourd S, Genoni L, Iacumin P, Jouzel J, Kipfstuhl S, Landais a., Lemieux-Dudon B, Maggi V, Masson-Delmotte V, Mazzola C, Minster B, Montagnat M, Mulvaney R, Narcisi B, Oerter H, et al. 2011. Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation. *Nat Geosci*. 4:46–49, doi:10.1038/ngeo1026.
- Stern CR, Futa K, Muehlenbachs K. 1984. Isotope and trace element data for orogenic andersites in the Austral Andes. Harmon RS, Barreiro, BA (Eds), *Andean Magmat Chem Isot Constraints* Shiva Press Cheshire, Engl.
- Stern CR, Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib to Mineral Petrol*.

123:263–281.

Stocker TF. 1998. The seesaw effect. *Science* (80- ). 282:61–62.

Strub P, Mesías J, Montecino V, Rutlant J, Salinas S. 1998. Coastal ocean circulation off western South America. *Sea*, Vol 11. 273–314.

Tagliabue A, Bopp L. 2008. Towards understanding global variability in ocean carbon-13. *Global Biogeochem Cycles*. 22:1–13, doi:10.1029/2007GB003037.

Talley LD. 1999. Some aspects of ocean heat transport by the shallow, intermediate and deep overturning circulations. *Mech Glob Clim Chang Millennial Time Scales*, Geophys Mono Ser, 112, Am Geophys Union, Ed Clark, Webb Keigwin. 1–22.

Therón R, Paillard D, Cortijo E, Flores JA, Vaquero M, Sierro FJ, Waelbroeck C. 2004. Reconstruction of paleoenvironmental features using a new multiplatform program. *Micropaleontology*. 50:391–395.

Thornburg T, Kulm LD. 1987. Sedimentation in the Chile Trench: petrofacies and provenance. *J Sediment Petrol*. 57:55–74.

Tisnérat-Laborde, N. Poupeau JJ, Tannau JF, Paterne M. 2001. Developpement of a semi-automated system for routine preparation of carbonate samples. *Radiocarbon*. 43:299–304.

Toggweiler JR, Lea DW. 2010. Temperature differences between the hemispheres and ice age climate variability. *Paleoceanography*. 25:1–14, doi:10.1029/2009PA001758.

Toggweiler JR, Russell J. 2008. Ocean circulation in a warming climate. *Nature*. 451:286–288, doi:10.1038/nature06590.

Toggweiler JR, Russell JL, Carson SR. 2006. Midlatitude westerlies, atmospheric CO<sub>2</sub>, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*. 21:1–15, doi:10.1029/2005PA001154.

Tomczak and Godfrey 2003.

Trani M, Falco P, Zambianchi E, Sallée JB. 2014. Aspects of the antarctic circumpolar current dynamics investigated with drifter data. *Prog Oceanogr*. 125:1–15, doi:10.1016/j.pocean.2014.05.001.

Verleye TJ, Louwye S. 2010. Late Quaternary environmental changes and latitudinal shifts of the Antarctic Circumpolar Current as recorded by dinoflagellate cysts from offshore Chile (41° S). *Quat Sci Rev*. 29:1025–1039, doi:10.1016/j.quascirev.2010.01.009.

Verleye TJ, Martinez P, Robinson RS, Louwye S. 2013. Changes in the source of nutrients associated with oceanographic dynamics offshore southern Chile (41°S) over the last 25,000years. *Quat Res (United States)*. 80:495–501, doi:10.1016/j.yqres.2013.07.002.

Waelbroeck C, Labeyrie L, Duplessy J, Guiot J, Labracherie M, Leclaire H, Duprat J. 1998. Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas. *Paleoceanography*. 13:272–283.

WAIS Divide Project Members. 2015. Precise inter-polar phasing of abrupt climate change during the last ice age. *Nature*. 520:661–665, doi:10.1038/nature14401.

Willis MJ, Melkonian AK, Pritchard ME, Rivera A. 2012. Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012. *Geophys Res Lett*. 39:1–6, doi:10.1029/2012GL053136.

Yu J, Elderfield E. 2007. Benthic foraminiferal B/Ca ratios reflect deep water carbonate saturation state. *Earth Planet Sci Lett*. 258:73–86.

Zapata-Hernández GI, Católica U, Católica U, Thurber AR. 2014. Trophic structure of the bathyal benthos at an area with evidence of methane seep activity off southern Chile (~45°S). *J Mar Biol Assoc UK*. 94:659–669, doi:10.1017/S0025315413001914.







## Annexes 1 : Sites de carottage et photographies des carottes

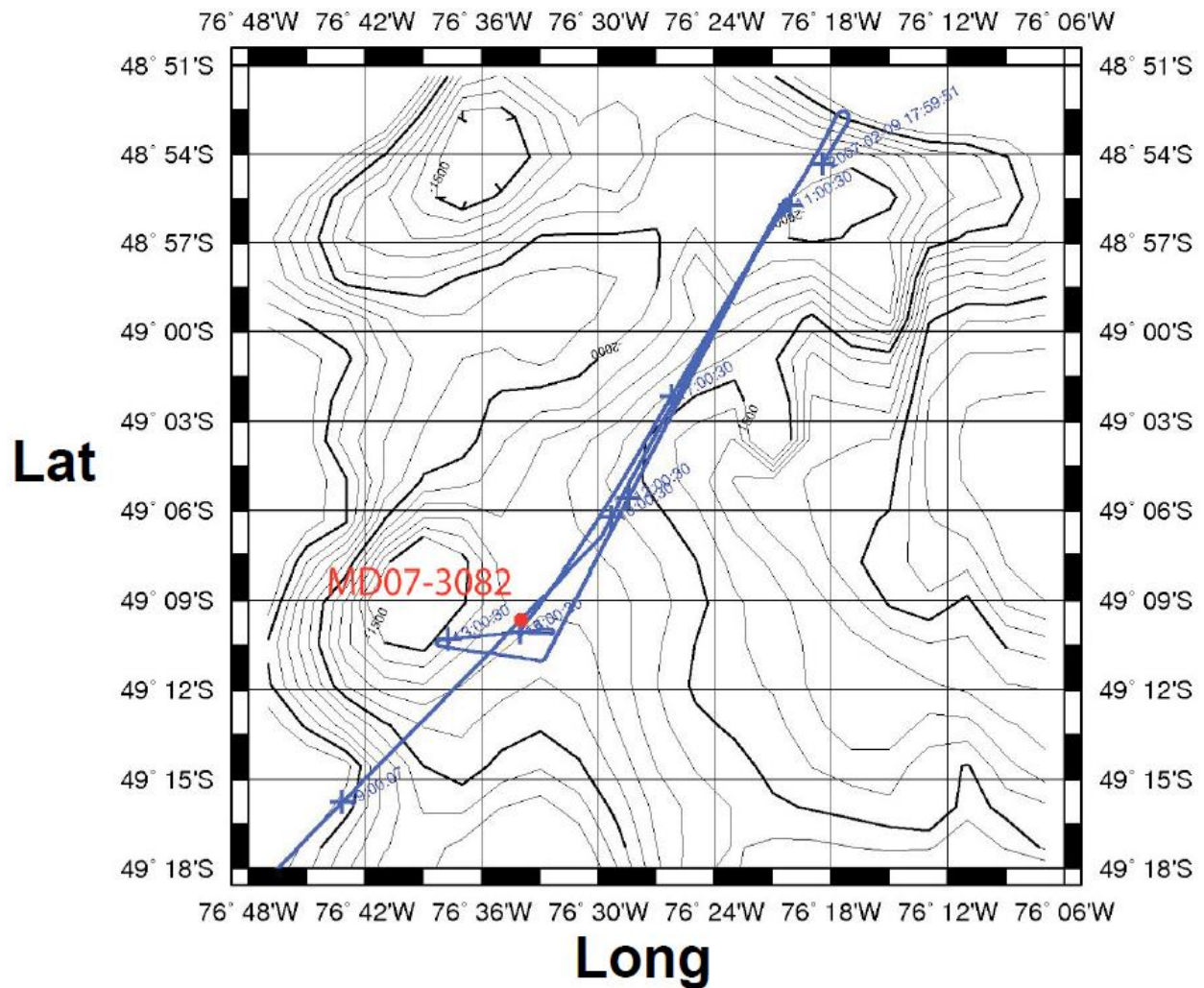
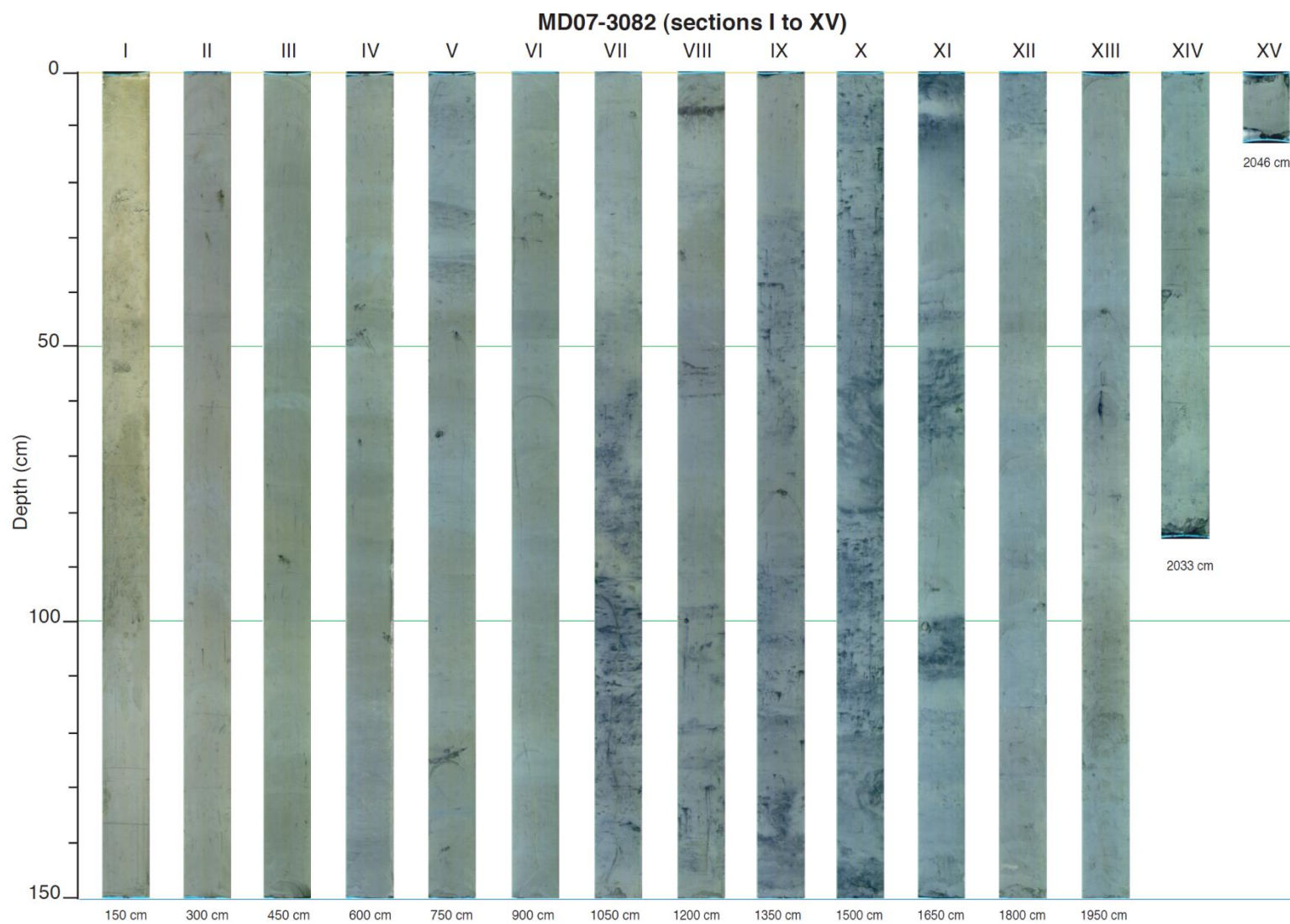


Figure A.I.1 Site de la carotte MD07-3082



**Figure A.I.2** Sédiment de la carotte MD07-3082

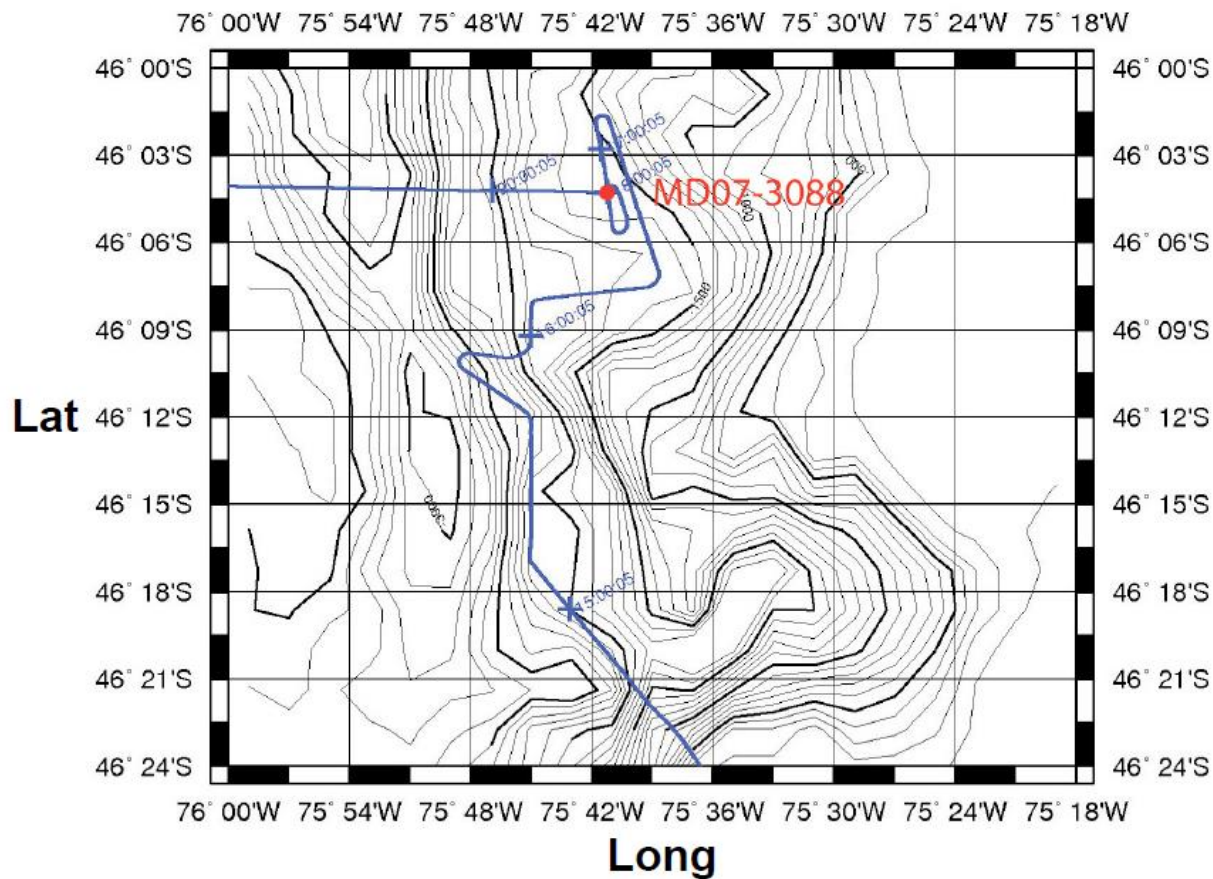
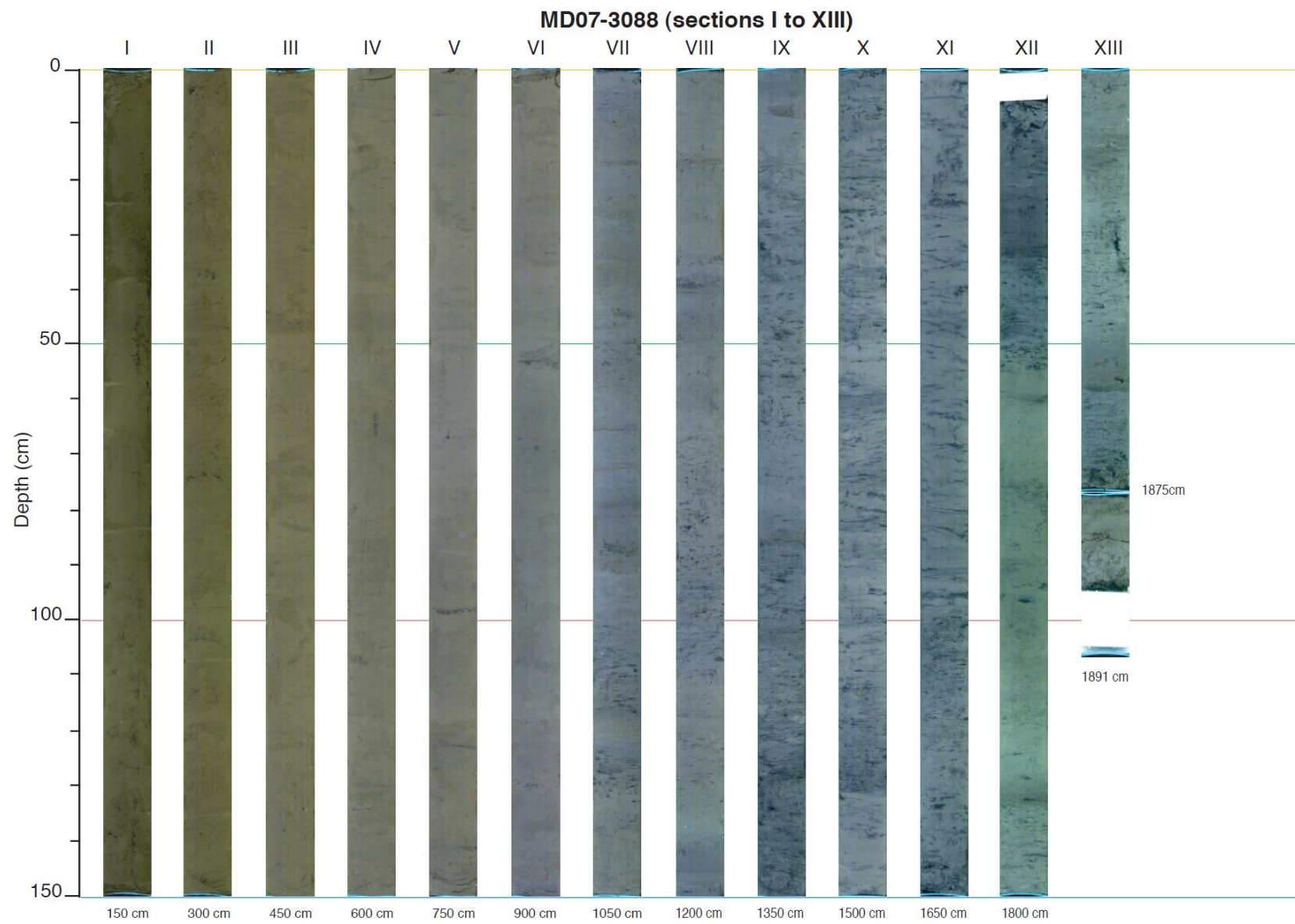


Figure A.I.3 Site de la carotte MD07-3082



**Figure A.I.4** Sédiment de la carotte MD07-3088

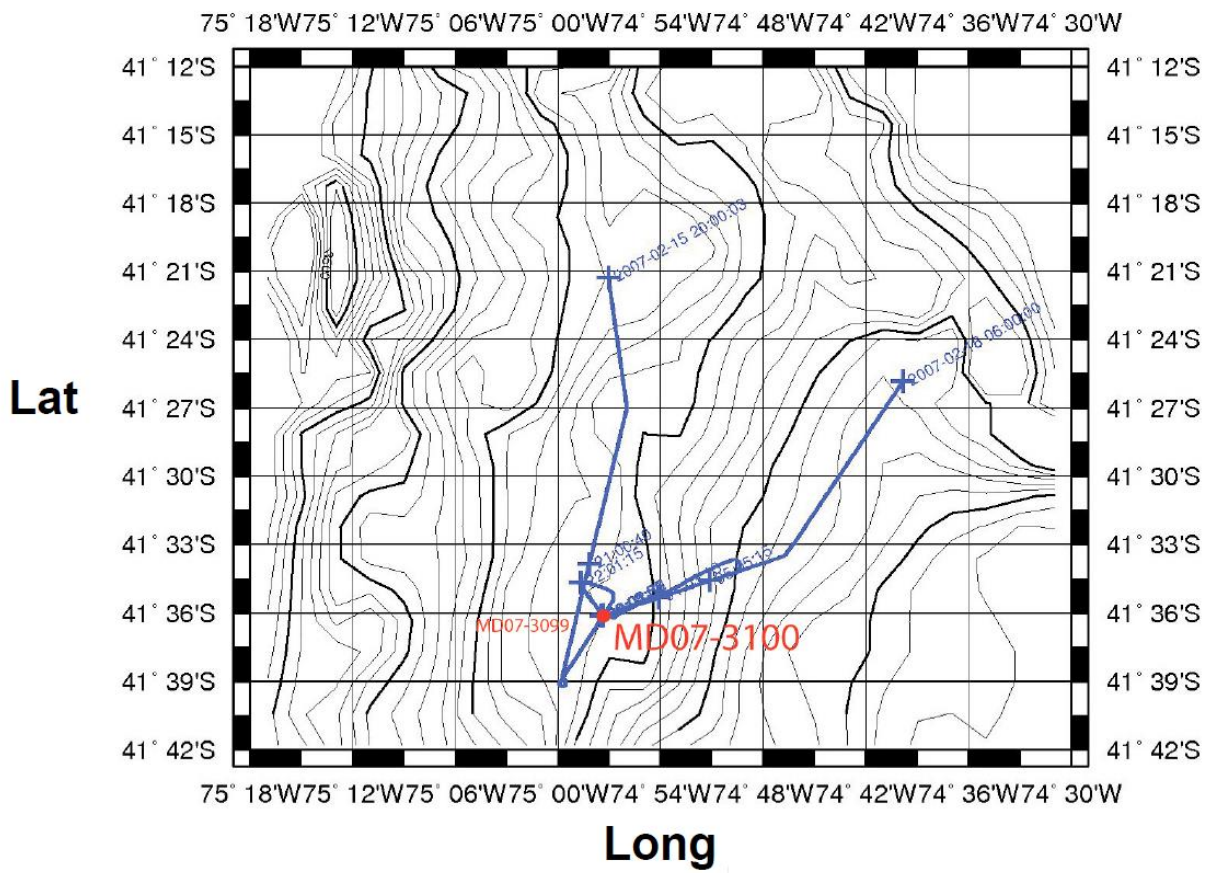
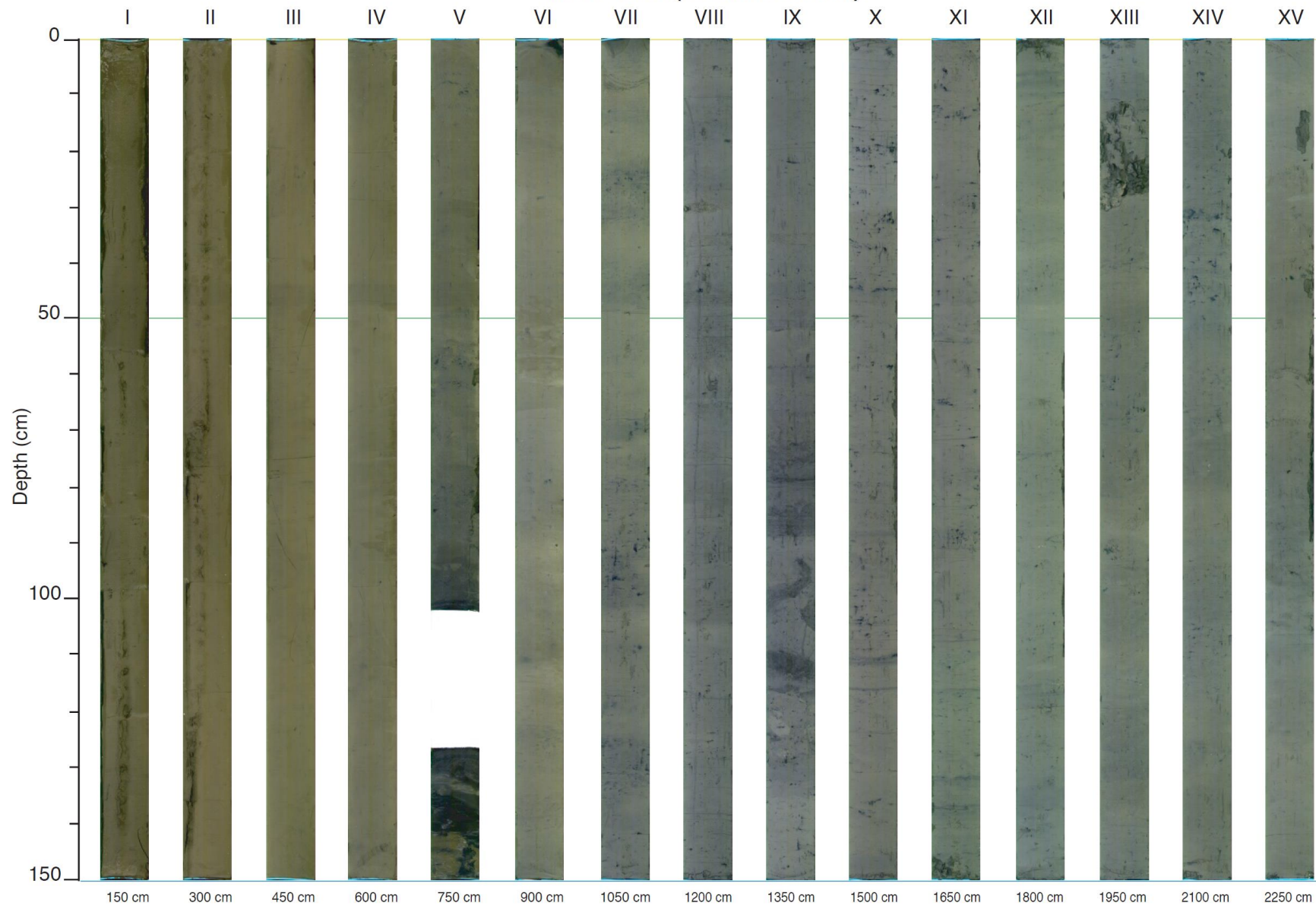
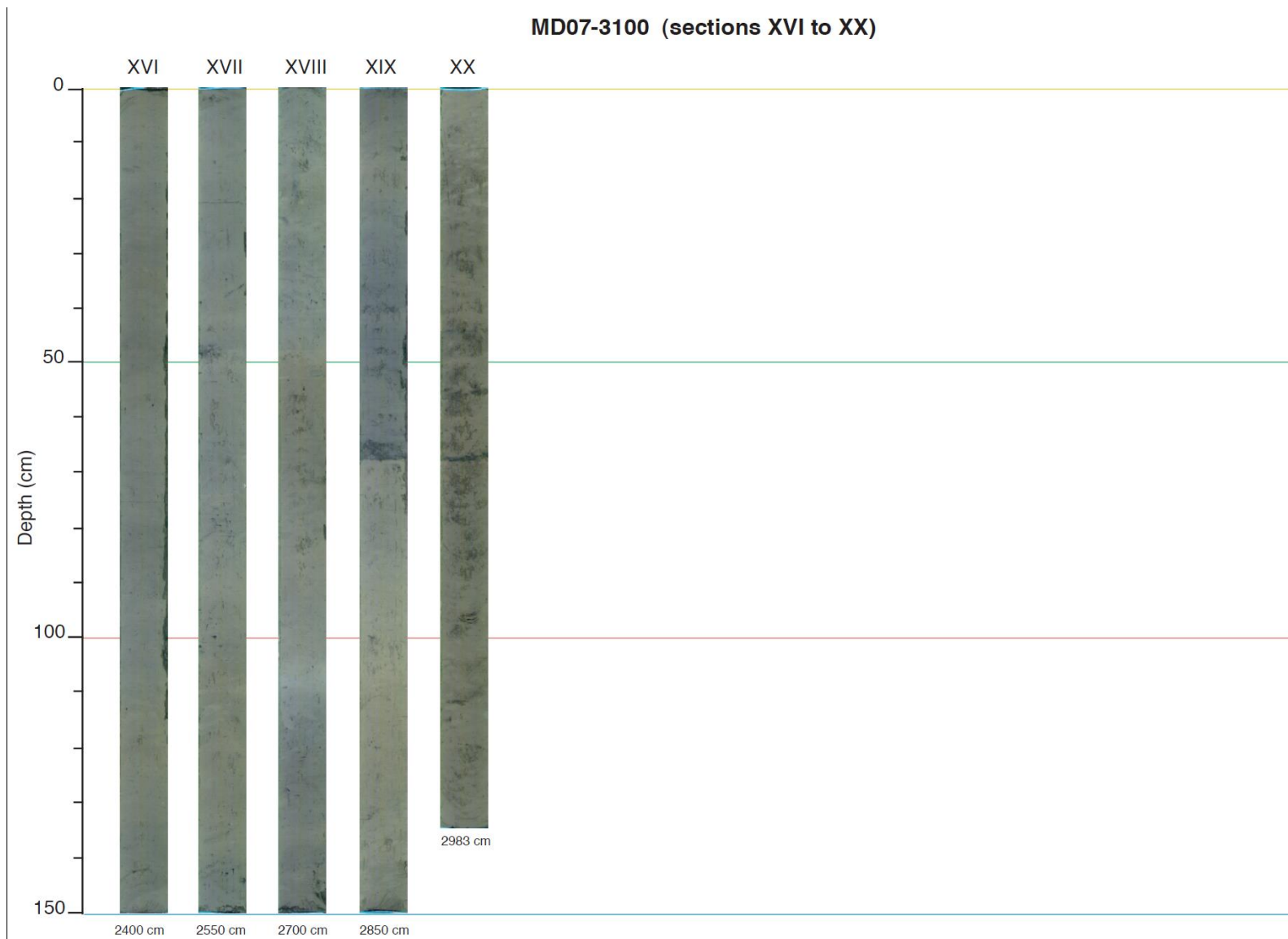


Figure A.I.5 Site de la carotte MD07-3100

MD07-3100 (sections I to XV)





**Figure A.I.6** Sédiment de la carotte MD07-3100

## **Annexes 2 : Contributions de chacun à l'acquisition des données**

J'ai compté les foraminifères benthiques des carottes MD07-3100 et MD07-3082, ainsi que les foraminifères planctoniques de la carotte MD07-3082. J'ai piqué les foraminifères benthiques et planctoniques de cette dernière et me suis chargé de leur préparation en vue des analyses isotopiques. G. Isgüder avait piqué les foraminifères planctoniques et benthiques de la carotte MD07-3100 pour l'analyse au spectromètre de masse avant le début de cette thèse, à l'exception des *Globobulimina spp.* dont je me suis chargé. E. Michel s'est occupée du piquage de *G. affinis* de la carotte MD07-3088 et de leur préparation. F. Dewilde a effectué les analyses isotopiques au spectromètre de masse. G. Siani s'est chargé de la téphrochronologies de la carotte MD07-3100.



# Annexes 3 : Tableaux de comptages

## 1- MD07-3082

Tableau A.III.1 Comptages des foraminifères planctoniques de la carotte MD07-3082. G.I signifie Gülay Isguder, N.H signifie Naoufel Haddam

Profondeur (cm)	Compté par	O. universa	G. conglobatus	G. ruber rose	G. ruber blanc	G. tenellus	G. trilobus	G. sacculifera	S. debiscens	G. adamsi	G. siphonifera	G. calida	G. bulloides	G. falconensis	B. digitata	T. humilis	T. guinqueloba	N. pachyderma s.	N. pachyderma d.	N. duterrei	G. conglomerata	G. hexagona	P. obliquiloculata	G. inflata	G. truncatuloïdes	G. truncatuloïdes	G. crassaformis	G. hirsuta	G. scholia	G. anfracta	G. menardii	G. tumida	G. menardii	C. nitida	G. glutinata	T. iota	G. puniifio	Autres	Fragments	Ice Rafted Debris	Tephra	Total			
0-3	N.H	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	4	0	0	6	4	0	0	2	0	1	3	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6
0-3	N.H	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	0	0	1	8	4	0	0	2	0	1	3	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	3	8	0	0	5	
5	N.H	2	7	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	2	4	1	0	0	0	0	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	7	5	0	4
10	N.H	1	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	3	8	1	0	0	1	0	9	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	5	0	4
10	G.I	1	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	3	8	1	0	0	1	0	9	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	7	9	0	4
15	N.H	4	5	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	0	0	0	2	6	1	0	0	0	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	2	4	0	4
15	G.I	4	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	2	6	1	0	0	0	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	2	4	0	4
20	N.H	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	9	1	1	0	0	2	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	4	0	4
25	N.H	9	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	2	8	1	0	0	4	0	2	1	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	3	0	4
25	G.I	9	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	2	8	1	0	0	4	0	2	1	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	3	0	4
30	N.H	4	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	2	3	0	0	3	0	9	2	0	0	0	1	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	6	2	0	4
35	N.H	8	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	3	6	9	0	0	0	5	1	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	4	
40	N.H	1	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	4	6	0	0	3	0	5	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	7	0	4	
40	G.I	1	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	1	3	5	0	0	3	0	4	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	4	
45	N.H	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	5	1	0	0	2	0	2	1	0	0	0	1	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	4
50	N.H	9	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	7	2	6	0	0	1	0	4	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	3	7	0	4	













	Age calibré [ans]	0	5015	9533	11149	13924	15776	17463	17943	18811	19187	19624	19943
	Facteur splitter	4	4	8	4	4	2	1	1	1	1	1	1
<b>Carbonatés hyalins</b>	<i>Bolivina alata</i>	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bulimina alazanensis</i>	71	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bulimina striata</i>	41	32	29	17	20	6	7	4	5	0	3	3
	<i>Bolivina subspinescens</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicides bradyi</i>	44	55	16	41	3	0	0	0	5	0	0	0
	<i>Cibicides sp.</i>	30	22	16	14	16	5	1	0	0	2	3	1
	<i>Cibicides kullenbergi</i>	46	18	13	16	69	8	2	0	5	5	4	1
	<i>Cassidulina laevigata</i>	0	0	0	0	1	0	2	1	0	0	0	0
	<i>Cassidulina laevigata/teretis</i>	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicides lobatulus</i>	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0	1	1
	<i>Chilostomella ovoidea</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0
	<i>Cibicides pachyderma</i>	0	2	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicides pseudoungerianus</i>	4	5	1	1	0	0	0	1	0	0	0	2
	<i>Cibicides tenuimargo</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cassidulina teretis</i>	0	0	0	0	0	0	21	3	1	0	7	7
	<i>Dentalina cf. ittai</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
	<i>Dentalina sp.</i>	0	1	1	1	1	0	1	2	1	0	1	0
	<i>Dentalina globifera</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
	<i>Ehrenbergina puppa</i>	0	0	0	2	1	1	2	1	0	0	0	0
	<i>Ehrenbergina trigona</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Fissurina annectens</i>	0	0	0	0	0	0	0	3	0	1	0	0
	<i>Fissurina crebra</i>	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Fissurina faveolata</i>	0	0	0	0	0	3	3	4	0	3	1	2
	<i>Favulina hexagona</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0
	<i>Fissurina sp1</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
	<i>Fissurina sp2</i>	0	5	1	0	0	0	0	0	0	0	1	2
	<i>Fissurina sp4</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0



<i>Fontbotia/Cibicides wuellerstorfi</i>	9	11	8	11	23	19	8	10	14	11	11	19
<i>Globobulimina affinis</i>	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globocassidulina globosa</i>	36	58	10	14	0	0	1	0	3	0	1	3
<i>Globocassidulina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Gyroidina orbicularis</i>	34	22	12	8	12	21	28	11	19	8	40	20
<i>Glandulina ovula</i>	1	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	1
<i>Globobulimina pacifica</i>	0	1	2	0	1	0	1	1	0	0	1	1
<i>Globobulimina spinescens</i>	1	0	0	1	0	1	0	2	1	1	0	0
<i>Gyroidina cf. soldanii</i>	4	0	0	0	3	0	0	1	2	0	0	0
<i>Gyroidina soldanii</i>	5	6	3	5	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gyroidina soldanii sutures droites</i>	0	2	1	0	0	1	0	0	3	1	5	4
<i>Gyroidina/oides sp.</i>	0	0	2	6	6	8	10	4	3	3	2	0
<i>Hoeglundina elegans</i>	7	10	33	2	28	51	26	11	19	16	48	14
<i>Indéterminé</i>	3	7	2	5	3	1	6	3	6	8	3	4
<i>Lagena sp.</i>	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina convergens</i>	1	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	1
<i>Lagena hispidula</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena striata</i>	2	1	0	0	1	0	0	0	0	0	3	1
<i>Lenticulina sp.</i>	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Melonis barleanum</i>	22	39	35	37	42	50	53	42	64	37	59	59
<i>Oolina globosa</i>	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Oridorsalis umbonatus</i>	24	20	20	11	13	13	14	7	16	5	23	16
<i>Pullenia bulloides</i>	3	1	3	4	6	10	2	1	0	5	12	5
<i>Procerolagena gracillima</i>	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Pullenia subcarinata</i>	1	2	0	1	0	0	1	1	0	0	2	0
<i>Pyramidulina glanduliniformis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Rosalina australis</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Reussella spinulosa</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	0	1	0	0	1	0	0	0	3	0	2	1

	<i>Stilostomella consorbina</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
	<i>Stilostomella sp./Dentalina sp.</i>	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Trifarina angulosa</i>	1	0	4	1	2	0	0	0	0	1	0	0
	<i>Uvigerina auberiana</i>	2	3	4	1	1	2	1	0	0	2	2	2
	<i>Uvigerina auberiana f. costulée</i>	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina gracillis</i>	0	0	2	0	1	1	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina peregrina</i>	59	36	29	27	23	25	44	60	44	43	38	54
	<i>Uvigerina proboscidea</i>	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1
	<i>Uvigerina proboscidea/auberiana</i>	0	0	0	0	0	2	0	2	0	0	0	0
	<i>Uvigerina cf mediterranea</i>	2	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0
Fragments Hyalins													
	<i>Hoeglundina elegans frag.</i>		3	5		3							
<b>Carbonatés porcelanés</b>	<i>Pyrgo depressa</i>	0	4	0	1	1	0	2	0	0	0	1	0
	<i>Pyrgo murrhina</i>	0	4	1	2	0	2	0	0	0	0	1	1
	<i>Pyrgo cf. serrata</i>	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0
	<i>Pyrgo sp.</i>	1	4	0	0	0	0	0	1	0	0	0	2
	<i>Quiqueloculina lammarckiana</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
	<i>Quiqueloculina seminulum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	0
Fragments procelanés													
	<i>Pyrgo sp. frag.</i>	1		2	4		1						
<b>Tests agglutinés</b>	<i>Tubes foraminifères arborescents frag.</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	5
	<i>Aschemonella cf. catenata</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Ehrenbergina bradyi</i>	3	1	1	0	0	1	1	0	0	0	0	1
	<i>Karrerella cf. bradyi</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Indéterminé</i>	3	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Martinotiella communis</i>	0	1	0	3	3	1	1	0	1	1	0	0
	<i>Textularia pseudogramen</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fragments agglutinés													















665	*	51.432	4	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	198.6	6	0	0	0	0	5	6	1	0	0	1	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	508
675	*	25.7154	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2001.0	1	0	0	0	0	1	4	1	0	0	2	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	461
685	*	15	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	146.6	2	0	0	0	0	1	9	1	0	0	1	0	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	462	
695	*	7.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	134.2	2	0	0	0	0	6	1	1	0	0	2	0	2	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	3	1445		
705	*	4.5	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1447.3	4	0	0	0	0	9	1	8	0	0	1	0	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	540		
715	*	5.625	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	150.2	3	0	0	0	0	7	9	8	0	0	0	0	3	9	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	4	442		
720	G.S	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	174	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	4	9	0	4	1	0	0	0	0	0	0	0	2	527		
725	*	12	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	155	0	0	0	0	0	1	8	6	0	0	3	0	6	1	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	2	3428		
730	G.S	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	178	0	0	0	0	0	4	4	5	0	0	0	0	7	9	0	4	1	0	0	0	0	0	0	1	388			
735	*	7.5	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	149.2	2	0	0	0	0	1	7	9	0	0	0	0	4	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	936		
740	G.S	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	76	0	0	0	0	0	7	4	7	0	0	1	0	1	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	218		
745	*	15	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	142.7	0	0	0	0	0	2	9	1	1	0	1	0	2	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4427		
750	G.S	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	87	0	0	0	0	0	3	2	4	0	0	0	0	7	6	0	1	1	0	0	0	0	0	0	5	172			
755	*	30	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	104.8	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	2	0	2	7	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	13433		
760	G.S	5	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	67	0	0	0	0	0	1	3	5	0	0	0	0	8	9	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	7	184		
765	*	45	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	120.6	3	0	0	0	0	1	1	1	2	1	2	0	2	7	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1442		
770	G.S	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	134	0	0	0	0	0	5	5	1	0	0	1	0	1	6	0	2	1	0	0	0	0	0	0	1	333			
775	*	5.43	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	151.4	1	0	0	0	0	1	8	1	0	0	3	0	2	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1434			
780	G.S	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	99	0	0	0	0	0	3	5	7	0	0	0	0	7	3	0	3	4	0	0	0	0	0	0	5	250			





























Cevikina	0 0 1 0 1 0 0 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 3 0 0 0 0 1 2 4 0 0 2 0 7 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 2 0 0 0 0 0 0 3 1 0 0 0
	0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0
Gakuvalla	0 0
	0 0
Cevikinaides	0 0
	1 1 1 1 2 1 8 3 1 1 3 2 2 1 2 2 1 2 6 3 1 1 1 1 1 1 1 8 1 7 3 3 0 0 0 1 5 1 3 7 2 1 0 1 1 0 5 8 4 1 7 1 0 2 2 8 2 5 2 7 4 7 7 2 0 3 9 5 6 4 9 7 0 0 5 5 2 0 6 7 1 3 6 9 8 8 8 0 0 1 0 1 3 7 2 1 0 1 1 0 5 8 4 1 7 1 0 2 2 8 2 5 2 6
Haoandina	0 0
	8 1 4 5 1 4 0 5 1 4 2 1 8 1 5 7 1 9 6 3 1 5 6 6 5 2 5 3 1 3 2 3 2 2 1 0 6 1 0 6 3 5 0 1 0 2 1 6 2 2 7 3 0 5 3 2 1 0 0 1 1 8 2 2 0 3 5 0
Hannasina	0 0
	0 0
Indalermind	0 0 0 0 0 0 0 3 0
	0 0
Indalerminda's	0 0 0 0 0 0 0 3 0
	0 0
Taanona	0 0
	0 0

<i>Taonm cf</i>	0 1 0 1 1 0 0 0 0 0 4 0 0 2 0 1 0 0 0 0 1 0 0 2 0 2 0 1 4 1 1 1 0 1 0 0 4 0 4 1 1 1 1 5 0 2 1 2 1 3 6 0 4 1 3 2 0 2 5
	0 0 1 0 0 0 0 1 0 0 0 0 1 1 0 1 0 0 0 2 1 1 0 0 0 1 0 0 1 2 0 2 0 1 0 0 1 0 0 0 0 0 0 2 0 1 3 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
<i>Tantivuhua</i>	0 2 0 0 0 0 0 0 1 0
	0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 1 0 1 1 0 0 0 0 0 0 0 0 3 2 0 0 0 1 0 0 3 0 0 0 1 0 0 0 1 1 0 1 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0
<i>Taonm cf</i>	0 0
	0 0
<i>Taonm</i>	0 0
	0 0
<i>Taonm</i>	0 0
	3 2 7 1 3 3 7 7 1 1 3 3 2 1 3 2 1 1 1 1 2 0 3 2 1 1 1 4 0 4 0 0 4 1 0 2 0 3 0 2 0 3 3 3 3 8 2 4 3 3 2 0 2 6 1 2 3 1 1 1
<i>Malanic</i>	7 0 0 2 2 0 6 6 5 5 1 2 3 8 5 1 3 1 9 8 3 0









*Tuorina*  
 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 8 4 4 1 5 7 1 1 4 3 5 0 1 2 0 7 4 0 6 2 1 1 1 1 2 3 0 4 0 5 3 1 0 2 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0

*Tuorina en*  
 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 4 1 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 2 0 0 1 0

*Tuorina*  
 0 0 0 0 0 0 0 0 2 1 3 7 2 4 4 4 1 1 0 1 1 1 8 0 1 0 0 0 1 2 0 2 0

*Tuorina an*  
 0 0 0 0 0 1 0

*Vaoninansic*  
 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0

*Paramnts*  
 0

*Ruhinin*  
 4 0 0 0 0 1 4 1 3 1 1 5 7 3 0 6 7 0 0 0 0 0 0 3 0

*Thichidoo*  
 0











Total indicatives Total	1 1 1 1 2 5 8 1 1 1 4 3 3 2 3 3 2 3 3 2 4 2 4 3 2 5 3 3 4 4 2 3 2 2 6 2 3 # 2 4 3 3 3 2 3 3 4 3 3 4 4 5 2 4 3 3 3 3 3 3
	5 5 4 1 5 1 6 6 2 2 2 5 1 3 2 2 6 7 5 8 9 7 4 5 6 1 6 2 1 2 5 2 9 4 5 3 7 # 8 4 4 1 7 3 0 4 5 1 3 2 1 2 9 4 5 3 9 7 5 4
	6 5 6 0 6 0 8 4 6 5 3 6 5 9 2 9 3 3 0 2 8 6 5 1 5 0 7 3 6 7 5 6 4 8 # 2 3 1 5 0 5 3 9 3 5 2 9 5 7 2 6 8 0 5 3 6 3
Total indicatives Total	1 1 1 5 5 6 1 1 2 1 8 5 2 3 2 3 3 3 0 4 1 0 2 4 0 5 0 1 4 1 0 8 0 6 1 3 0 0 0 5 0 1 3 4 0 1 3 1 1 1 5 0 2 1 4 3 5 0 1 0
	9 6 1 5 5 6 1 5 4 0 8 7 1 1 7 6 3 1 8 8 8 7 4 5 6 0 6 1 1 2 5 2 9 4 4 3 7 # 8 3 3 1 6 2 9 3 3 0 2 2 1 1 8 3 5 0 9 5 5 4
	5 3 5 8 4 9 8 4 3 3 2 6 5 7 2 8 2 2 8 0 2 5 3 8 5 8 5 2 2 1 4 3 2 6 # 2 2 9 0 6 7 6 5 7 9 4 5 5 9 6 7 0 9 0 9 3 0
Total indicatives Total	1 1 0 2 2 0 0 1 0 0 3 2 0 0 0 1 0 1 1 1 2 2 2 0 1 1 0 1 0 1 2 2 1 3 1 2 2 4 0 1 1 5 4 4 7 1 1 5 7 2 0 6 6 9 6 2 5 9 3 3
	0 1 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0 1 0 0 0 0 0 0 4 1 1 2 0 1 2 0 2 4 0 0 0 0 0 0 1 1 0 0 4 0 2 0 1 1 2 0 2 0 0 2 0 0 5 0 0
	0 1 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0 1 0 0 0 0 0 4 1 1 2 0 1 2 0 2 4 0 0 0 0 0 1 1 0 0 4 0 2 0 1 1 2 0 2 0 0 2 0 0 5 0 0

**Tableau A.III.4** Comptages des foraminifères planctoniques de la carotte MD07-3100. G.I signifie Gülay Isguder











220	.I 2,5	14	252	6	5	0510
1230	G.I 2	100000000000	0153	100031	1070	010970000000000000000000000000001000000144
1240	G.I 2,8	100000000000	0150	100028	1340	0010101530000010000000000000200000000017425
1250	G.I 5,6	000000000000	0100	200039	1320	0010041100010000000000003000000000714
1260	G.I 7,5	000000000000	086	000033	1400	0000338000000000000000000000500000000814
1270	G.I 5	000000000000	057	000015	1280	00006720000100000000000040000000914
1280	G.I 8	000000000000	049	000019	1320	0000121100010000000000002000000000134
1290	G.I 3,1	000000000000	088	000011	1240	000012211000001000000000300000000124
1300	G.I 4	000000000000	077	000022	2505	000052210001000000000000400000000154
1310	G.I 6	000000000000	010	000021	1397	000011110000001000000000500000000214
1320	G.I 9	000000000000	089	000021	1397	000021180000000000000000400000000134
1330	G.I 2,7	000000000000	055	000034	2295	000111100000000000000000400000000144
1340	G.I 4,5	000000000000	021	000027	1310	000062200000000000000000400000000724
1350	G.I 2,8	100000000000	0107	100017	1360	001091100010000000000000300000000614
1360	G.I 4	000000000000	016	000022	1430	000091800000001000000000400000000114
1370	G.I 8	000000000000	015	000062	1290	0010653000000000000000008000000074
1380	G.I 7,5	000000000000	014	000021	1290	00101380000000000000000050000000714
1390	G.I 2,5	000000000000	11	200012	1244	0020310000000000000000400000000144
1400	G.I 5	000000000000	015	100024	206	000023900000000000000000500000000134
1410	G.I 1	000000000000	011	200012	1330	0010810000010000000000400000000374
1420	G.I 2,8	000000000000	015	100063	1330	0010210000010000000000400000000374
1430	G.I 1	000000000000	011	100022	10	0000210000010000000000500000000154





100	3.36	0.46	987	19-mars-14	100	3.40	0.40	KORO	F30	1.34E-08	16.35	IsoPrime	N/A
105	3.74	0.31	1952	13/02/2018	105	3.64	0.39	BALOO2	F25	6.78E-09	17.06	Optima	N/A
110	3.89	0.44	1953	13/02/2018	110	3.79	0.52	BALOO2	F25	3.92E-09	20.49	Optima	N/A
115	3.62	0.20	1954	13/02/2018	115	3.52	0.28	BALOO2	F25	6.00E-09	15.18	Optima	N/A
120	3.68	0.44	988	19-mars-14	120	3.74	0.36	KORO	F30	4.68E-09	18.55	IsoPrime	N/A
125	3.82	0.38	1955	13/02/2018	125	3.72	0.46	BALOO2	F25	6.28E-09	16.12	Optima	N/A
130	3.78	0.45	1956	13/02/2018	130	3.68	0.53	BALOO2	F25	4.02E-09	21.11	Optima	N/A
135	3.52	0.34	1961	13/02/2018	135	3.42	0.42	BALOO2	F25	5.23E-09	13.10	Optima	N/A
145	3.51	0.18	1962	13/02/2018	145	3.41	0.26	BALOO2	F25	6.69E-09	16.74	Optima	N/A
145	3.52	0.76	989	19-mars-14	145	3.56	0.70	KORO	F30	1.32E-08	16.54	IsoPrime	N/A
150	3.70	0.24	1963	13/02/2018	150	3.60	0.32	BALOO2	F25	6.46E-09	16.12	Optima	N/A
155	3.63	0.26	1964	13/02/2018	155	3.53	0.34	BALOO2	F25	5.84E-09	14.46	Optima	N/A
165	3.60	0.39	1965	13/02/2018	165	3.50	0.47	BALOO2	F25	5.17E-09	13.52	Optima	N/A
170	2.92	0.10	1966	13/02/2018	170	2.82	0.18	BALOO2	F25	4.91E-09	12.69	Optima	N/A
170	3.51	0.52	990	19-mars-14	170	3.57	0.44	KORO	F30	4.93E-09	19.89	IsoPrime	N/A
175	3.56	0.27	1967	13/02/2018	175	3.46	0.35	BALOO2	F25	6.19E-09	14.98	Optima	N/A
185	3.26	0.22	679	04-mars-14	185	3.36	0.28	KORO	F25	8.75E-09	11.92	IsoPrime	N/A
190	3.66	0.24	680	04-mars-14	190	3.76	0.30	KORO	F25	4.16E-09	14.55	IsoPrime	N/A
195	3.22	-0.15	681	04-mars-14	195	3.32	-0.09	KORO	F25	7.00E-09	9.22	IsoPrime	N/A
200	3.73	0.66	991	19-mars-14	200	3.79	0.58	KORO	F30	5.26E-09	20.72	IsoPrime	N/A
205	3.55	0.43	682	04-mars-14	205	3.65	0.49	KORO	F25	3.60E-09	12.37	IsoPrime	N/A
210	3.40	0.27	683	04-mars-14	210	3.50	0.33	KORO	F25	8.12E-09	9.32	IsoPrime	N/A
215	3.33	0.25	684	04-mars-14	215	3.43	0.31	KORO	F25	6.72E-09	9.22	IsoPrime	N/A
225	3.46	0.09	685	04-mars-14	225	3.56	0.15	KORO	F25	7.92E-09	10.62	IsoPrime	N/A
230	3.74	0.35	686	04-mars-14	230	3.84	0.41	KORO	F25	4.33E-09	15.17	IsoPrime	N/A
235	3.71	0.63	992	19-mars-14	235	3.75	0.57	KORO	F30	1.06E-08	13.23	IsoPrime	N/A
245	3.59	0.49	993	19-mars-14	245	3.63	0.43	KORO	F30	1.13E-08	14.45	IsoPrime	N/A
250	3.66	0.62	994	19-mars-14	250	3.72	0.54	KORO	F30	5.30E-09	20.84	IsoPrime	N/A
255	3.53	0.57	996	19-mars-14	255	3.59	0.49	KORO	F31	3.91E-09	16.67	IsoPrime	N/A
260	3.61	0.39	997	19-mars-14	260	3.53	0.32	KORO	F9	8.65E-09	4.75	IsoPrime	N/A
265	3.58	0.55	998	19-mars-14	265	3.62	0.49	KORO	F31	1.36E-08	17.09	IsoPrime	N/A
270	3.61	0.51	999	19-mars-14	270	3.67	0.43	KORO	F30	3.88E-09	16.94	IsoPrime	N/A
275	3.70	0.61	1000	19-mars-14	275	3.74	0.55	KORO	F27	1.16E-08	15.23	IsoPrime	N/A
285	3.49	0.41	1001	19-mars-14	285	3.53	0.35	KORO	F30	1.25E-08	15.69	IsoPrime	N/A
290	3.70	0.55	1002	19-mars-14	290	3.76	0.47	KORO	F30	3.56E-09	16.33	IsoPrime	N/A
295	3.76	0.51	1003	19-mars-14	295	3.80	0.45	KORO	F30	1.25E-08	15.92	IsoPrime	N/A
300	3.71	0.65	1164	01-avr-14	300	3.64	0.55	KORO	F3	5.93E-09	2.10	IsoPrime	N/A
305	3.51	0.49	1004	19-mars-14	305	3.55	0.43	KORO	F30	9.53E-09	12.58	IsoPrime	N/A
310	3.63	0.39	1005	19-mars-14	310	3.67	0.33	KORO	F30	6.30E-09	9.81	IsoPrime	N/A
315	3.78	0.58	1006	19-mars-14	315	3.84	0.50	KORO	F30	3.71E-09	17.06	IsoPrime	N/A
325	3.99	0.68	1011	20-mars-14	325	4.05	0.60	KORO	F30	4.14E-09	17.24	IsoPrime	N/A
330	3.74	0.62	1012	20-mars-14	330	3.80	0.54	KORO	F33	4.66E-09	19.67	IsoPrime	N/A
335	3.72	0.49	1013	20-mars-14	335	3.76	0.43	KORO	F30	1.33E-08	16.42	IsoPrime	N/A
345	3.38	0.47	1014	20-mars-14	345	3.42	0.41	KORO	F28	1.30E-08	16.21	IsoPrime	N/A
350	3.43	0.23	1165	01-avr-14	350	3.36	0.13	KORO	F4	6.38E-09	1.82	IsoPrime	N/A
355	3.89	0.77	1015	20-mars-14	355	3.93	0.71	KORO	F30	1.15E-08	15.29	IsoPrime	N/A
360	3.78	0.68	1016	20-mars-14	360	3.82	0.62	KORO	F15	6.47E-09	10.53	IsoPrime	N/A
365	3.62	0.37	1017	20-mars-14	365	3.66	0.31	KORO	F30	1.02E-08	14.14	IsoPrime	N/A
370	3.88	0.61	1018	20-mars-14	370	3.94	0.53	KORO	F29	5.01E-09	20.87	IsoPrime	N/A
375	3.95	0.71	1019	20-mars-14	375	3.99	0.65	KORO	F30	1.31E-08	16.53	IsoPrime	N/A

385	3.96	0.85	1020	20-mars-14	385	4.00	0.79	KORO	F29	1.39E-08	18.32	IsoPrime	N/A
390	3.89	0.78	1021	20-mars-14	390	3.93	0.72	KORO	F20	9.93E-09	13.74	IsoPrime	N/A
395	3.98	0.69	1022	20-mars-14	395	4.04	0.61	KORO	F30	4.13E-09	18.56	IsoPrime	N/A
405	3.73	0.63	1023	20-mars-14	405	3.77	0.57	KORO	F28	1.35E-08	17.15	IsoPrime	N/A
410	3.80	0.65	1024	20-mars-14	410	3.84	0.59	KORO	F20	8.66E-09	12.00	IsoPrime	N/A
415	3.60	0.60	1026	20-mars-14	415	3.64	0.54	KORO	F30	1.38E-08	17.31	IsoPrime	N/A
420	3.67	0.61	1027	20-mars-14	420	3.71	0.55	KORO	F20	7.82E-09	12.25	IsoPrime	N/A
425	3.42	0.30	1028	20-mars-14	425	3.46	0.24	KORO	F30	9.01E-09	13.84	IsoPrime	N/A
430	3.76	0.61	1029	20-mars-14	430	3.80	0.55	KORO	F26	1.36E-08	17.00	IsoPrime	N/A
435	3.78	0.72	1030	20-mars-14	435	3.82	0.66	KORO	F30	1.39E-08	16.80	IsoPrime	N/A
440	3.85	0.73	1031	20-mars-14	440	3.89	0.67	KORO	F17	6.70E-09	10.55	IsoPrime	N/A
445	3.90	0.76	1032	20-mars-14	445	3.94	0.70	KORO	F30	1.38E-08	17.46	IsoPrime	N/A
450	3.91	0.69	1033	20-mars-14	450	3.97	0.61	KORO	F30	5.25E-09	22.48	IsoPrime	N/A
455	4.13	0.96	1034	20-mars-14	455	4.17	0.90	KORO	F30	1.37E-08	17.43	IsoPrime	N/A
460	4.01	0.83	1166	01-avr-14	460	3.93	0.73	KORO	F2	4.06E-09	0.70	IsoPrime	N/A
465	3.97	0.89	1035	20-mars-14	465	4.01	0.83	KORO	F30	1.46E-08	18.27	IsoPrime	N/A
470	3.93	0.84	1036	20-mars-14	470	3.99	0.76	KORO	F31	5.08E-09	24.12	IsoPrime	N/A
475	3.89	0.76	1037	20-mars-14	475	3.93	0.70	KORO	F30	1.28E-08	16.46	IsoPrime	N/A
485	3.81	0.58	1038	20-mars-14	485	3.85	0.52	KORO	F30	1.43E-08	18.39	IsoPrime	N/A
490	3.92	0.78	1044	21-mars-14	490	3.96	0.72	KORO	F17	5.58E-09	10.14	IsoPrime	N/A
495	3.67	0.88	1045	21-mars-14	495	3.71	0.82	KORO	F30	1.39E-08	17.02	IsoPrime	N/A
505	3.74	0.66	1046	21-mars-14	505	3.80	0.58	KORO	F30	3.97E-09	19.51	IsoPrime	N/A
510	3.76	0.79	1047	21-mars-14	510	3.82	0.71	KORO	F30	5.46E-09	23.43	IsoPrime	N/A
515	3.68	0.76	1048	21-mars-14	515	3.72	0.70	KORO	F30	1.34E-08	17.83	IsoPrime	N/A
525	3.69	0.76	1049	21-mars-14	525	3.73	0.70	KORO	F23	6.72E-09	11.36	IsoPrime	N/A
530	3.75	0.89	1167	01-avr-14	530	3.67	0.79	KORO	F3	6.48E-09	1.47	IsoPrime	N/A
535	3.61	0.69	1050	21-mars-14	535	3.65	0.63	KORO	F30	1.32E-08	16.87	IsoPrime	N/A
535	3.46	0.37	1059	21-mars-14	535	3.50	0.31	KORO	F28	9.81E-09	15.00	IsoPrime	N/A
545	3.60	0.65	1051	21-mars-14	545	3.64	0.59	KORO	F30	1.08E-08	14.05	IsoPrime	N/A
550	3.74	0.47	1052	21-mars-14	550	3.65	0.40	KORO	F9	1.04E-08	5.12	IsoPrime	N/A
555	3.73	0.78	1053	21-mars-14	555	3.77	0.72	KORO	F30	1.31E-08	16.81	IsoPrime	N/A
560	3.65	0.61	1060	21-mars-14	560	3.69	0.55	KORO	F25	1.28E-08	17.08	IsoPrime	N/A
565	3.84	0.78	1054	21-mars-14	565	3.90	0.70	KORO	F30	3.75E-09	18.94	IsoPrime	N/A
570	3.65	0.81	1055	21-mars-14	570	3.71	0.73	KORO	F29	5.11E-09	23.21	IsoPrime	N/A
575	3.78	0.60	1056	21-mars-14	575	3.82	0.54	KORO	F30	1.41E-08	18.17	IsoPrime	N/A
585	3.51	0.45	1058	21-mars-14	585	3.55	0.39	KORO	F30	1.39E-08	17.59	IsoPrime	N/A
590	3.86	0.79	1062	21-mars-14	590	3.92	0.71	KORO	F31	5.37E-09	23.92	IsoPrime	N/A
595	3.22	0.01	1063	21-mars-14	595	3.26	-0.05	KORO	F30	1.06E-08	15.23	IsoPrime	N/A
605	3.49	0.38	1064	21-mars-14	605	3.53	0.32	KORO	F29	1.10E-08	14.86	IsoPrime	N/A
610	3.54	0.46	1065	21-mars-14	610	3.46	0.39	KORO	F12	1.14E-08	6.60	IsoPrime	N/A
615	3.80	0.52	1066	21-mars-14	615	3.84	0.46	KORO	F29	1.31E-08	17.10	IsoPrime	N/A
625	3.51	0.45	1061	21-mars-14	625	3.55	0.39	KORO	F30	1.20E-08	16.11	IsoPrime	N/A
625	3.50	0.60	1067	21-mars-14	625	3.56	0.52	KORO	F30	3.56E-09	19.27	IsoPrime	N/A
630	3.45	0.11	1168	01-avr-14	630	3.37	0.04	KORO	F5	4.73E-09	3.42	IsoPrime	N/A
635	3.53	0.60	1068	21-mars-14	635	3.57	0.54	KORO	F28	1.07E-08	15.27	IsoPrime	N/A
645	3.74	0.93	1069	21-mars-14	645	3.78	0.87	KORO	F25	9.71E-09	14.94	IsoPrime	N/A
650	3.65	0.92	1169	01-avr-14	650	3.57	0.85	KORO	F5	4.48E-09	2.49	IsoPrime	N/A
655	3.27	0.50	1070	21-mars-14	655	3.31	0.44	KORO	F16	3.42E-09	7.42	IsoPrime	N/A
665	3.43	0.32	1071	21-mars-14	665	3.35	0.25	KORO	F15	1.34E-08	7.10	IsoPrime	N/A
670	3.58	1.03	1170	01-avr-14	670	3.50	0.93	KORO	F4	7.11E-09	2.26	IsoPrime	N/A

675	3.50	0.66	1072	21-mars-14	675	3.54	0.60	KORO	F30	1.47E-08	18.70	IsoPrime	N/A
685	3.00	0.22	1079	24-mars-14	685	3.04	0.16	KORO	F15	3.79E-09	8.15	IsoPrime	N/A
690	3.28	0.03	1171	01-avr-14	690	3.21	-0.07	KORO	F4	2.78E-09	-0.49	IsoPrime	150-250µm
695	3.37	0.53	1080	24-mars-14	695	3.29	0.46	KORO	F8	4.48E-09	3.15	IsoPrime	N/A
705	3.89	0.71	1172	01-avr-14	705	3.82	0.61	KORO	F3	3.65E-09	0.03	IsoPrime	N/A
715	3.43	0.61	1173	01-avr-14	715	3.36	0.51	KORO	F4	5.43E-09	1.30	IsoPrime	N/A
725	3.20	0.86	1081	24-mars-14	725	3.24	0.80	KORO	F30	1.25E-08	16.45	IsoPrime	N/A
730	3.60	0.97	1174	01-avr-14	730	3.53	0.87	KORO	F2	2.52E-09	0.28	IsoPrime	N/A
735	3.21	0.62	1082	24-mars-14	735	3.14	0.55	KORO	F15	1.10E-08	6.46	IsoPrime	N/A
745	3.33	0.70	1083	24-mars-14	745	3.37	0.64	KORO	F26	9.26E-09	13.88	IsoPrime	N/A
750	3.26	0.33	1084	24-mars-14	750	3.18	0.26	KORO	F9	9.58E-09	5.83	IsoPrime	N/A
755	3.28	0.49	1085	24-mars-14	755	3.32	0.43	KORO	F30	1.11E-08	15.72	IsoPrime	N/A
755	3.29	0.32	1109	25-mars-14	755	3.33	0.26	KORO	F32	1.10E-08	16.46	IsoPrime	N/A
765	3.42	0.74	1086	24-mars-14	765	3.46	0.68	KORO	F30	1.29E-08	16.94	IsoPrime	N/A
770	3.10	0.51	1087	24-mars-14	770	3.14	0.45	KORO	F30	5.01E-09	X	IsoPrime	N/A
775	3.37	0.59	1100	25-mars-14	775	3.41	0.53	KORO	F21	6.65E-09	9.84	IsoPrime	N/A
785	3.14	-0.01	1101	25-mars-14	785	3.18	-0.07	KORO	F30	1.02E-08	15.37	IsoPrime	N/A
790	3.22	0.17	1175	01-avr-14	790	3.15	0.07	KORO	F5	9.85E-09	2.01	IsoPrime	N/A
795	3.18	0.24	1102	25-mars-14	795	3.22	0.18	KORO	F23	7.38E-09	10.80	IsoPrime	N/A
805	3.02	0.22	1103	25-mars-14	805	3.06	0.16	KORO	F30	8.75E-09	13.40	IsoPrime	N/A
810	2.97	0.06	1105	25-mars-14	810	3.01	0.00	KORO	F30	9.32E-09	14.31	IsoPrime	N/A
815	3.45	0.79	1106	25-mars-14	815	3.38	0.69	KORO	F8	1.19E-08	3.28	IsoPrime	N/A
825	3.20	0.32	1107	25-mars-14	825	3.24	0.26	KORO	F30	1.02E-08	15.35	IsoPrime	N/A
825	3.41	0.02	1110	25-mars-14	825	3.45	-0.04	KORO	F29	7.93E-09	12.27	IsoPrime	N/A
825	3.30	0.31	1111	25-mars-14	825	3.34	0.25	KORO	F30	1.08E-08	16.93	IsoPrime	N/A
830	3.45	0.31	1108	25-mars-14	830	3.49	0.25	KORO	F20	7.34E-09	11.05	IsoPrime	N/A
835	2.95	-0.26	1113	25-mars-14	835	2.99	-0.32	KORO	F30	7.70E-09	11.96	IsoPrime	N/A
845	3.07	0.25	1114	25-mars-14	845	3.11	0.19	KORO	F31	8.41E-09	12.71	IsoPrime	N/A
850	3.26	0.33	1115	25-mars-14	850	3.30	0.27	KORO	F31	1.08E-08	16.25	IsoPrime	N/A
855	3.44	0.18	1116	25-mars-14	855	3.36	0.11	KORO	F9	7.01E-09	4.29	IsoPrime	N/A
860	3.13	0.26	1112	25-mars-14	860	3.17	0.20	KORO	F30	1.21E-08	18.25	IsoPrime	N/A
865	3.05	0.02	1117	25-mars-14	865	3.09	-0.04	KORO	F30	7.48E-09	11.49	IsoPrime	N/A
870	3.45	0.51	1118	25-mars-14	870	3.37	0.44	KORO	F10	7.60E-09	4.57	IsoPrime	N/A
875	2.66	0.27	1119	25-mars-14	875	2.70	0.21	KORO	F30	6.88E-09	10.79	IsoPrime	N/A
885	3.13	0.60	1093	25-mars-14	885	3.17	0.54	KORO	F28	8.17E-09	12.72	IsoPrime	N/A
890	3.10	0.36	1094	25-mars-14	890	3.03	0.26	KORO	F6	9.37E-09	2.04	IsoPrime	N/A
895	3.43	0.75	1095	25-mars-14	895	3.47	0.69	KORO	F25	8.53E-09	13.26	IsoPrime	N/A
905	3.25	0.45	1096	25-mars-14	905	3.17	0.38	KORO	F20	1.50E-08	9.18	IsoPrime	N/A
910	3.05	0.05	1176	01-avr-14	910	2.99	-0.05	KORO	F5	6.92E-09	1.19	IsoPrime	N/A
915	2.96	-0.11	1097	25-mars-14	915	2.89	-0.18	KORO	F22	1.40E-08	8.54	IsoPrime	N/A
925	3.18	0.24	1098	25-mars-14	925	3.12	0.14	KORO	F8	1.09E-08	2.58	IsoPrime	N/A
935	3.34	0.54	1099	25-mars-14	935	3.38	0.48	KORO	F20	6.06E-09	9.59	IsoPrime	N/A
945	3.19	0.44	1131	26-mars-14	945	3.13	0.34	KORO	F14	6.02E-09	1.13	IsoPrime	N/A
950	3.18	0.15	1132	26-mars-14	950	3.22	0.09	KORO	F19	7.59E-09	11.68	IsoPrime	N/A
955	2.75	-0.26	1133	26-mars-14	955	2.79	-0.32	KORO	F19	5.41E-09	7.56	IsoPrime	N/A
965	3.08	-0.07	1134	26-mars-14	965	3.00	-0.14	KORO	F14	9.68E-09	6.16	IsoPrime	N/A
970	2.95	0.02	1135	26-mars-14	970	2.88	-0.05	KORO	F15	9.30E-09	5.56	IsoPrime	N/A
975	2.93	-0.45	1136	26-mars-14	975	2.97	-0.51	KORO	F30	9.05E-09	13.19	IsoPrime	N/A
985	2.96	-0.80	1137	26-mars-14	985	3.00	-0.86	KORO	F30	8.57E-09	12.59	IsoPrime	N/A
990	2.98	-0.76	1138	26-mars-14	990	3.02	-0.82	KORO	F30	1.13E-08	16.78	IsoPrime	N/A

995	3.08	-0.35	1090	25-mars-14	995	3.12	-0.41	KORO	F30	9.37E-09	14.43	IsoPrime	N/A
995	3.02	-0.22	1139	26-mars-14	995	3.06	-0.28	KORO	F30	1.01E-08	15.35	IsoPrime	N/A
1005	2.92	0.22	1140	26-mars-14	1005	2.96	0.16	KORO	F27	7.41E-09	11.35	IsoPrime	N/A
1010	2.90	-0.02	1141	26-mars-14	1010	2.94	-0.08	KORO	F18	5.94E-09	9.59	IsoPrime	N/A
1015	2.88	0.00	1142	26-mars-14	1015	2.92	-0.06	KORO	F30	9.43E-09	14.35	IsoPrime	N/A
1025	2.95	-0.11	1146	26-mars-14	1025	2.99	-0.17	KORO	F25	8.04E-09	12.16	IsoPrime	N/A
1030	3.07	0.44	1147	26-mars-14	1030	3.00	0.37	KORO	F11	9.97E-09	5.96	IsoPrime	N/A
1035	2.96	0.32	1148	26-mars-14	1035	3.00	0.26	KORO	F30	8.98E-09	13.56	IsoPrime	N/A
1045	3.00	0.15	1149	26-mars-14	1045	3.04	0.09	KORO	F29	8.87E-09	13.02	IsoPrime	N/A
1050	2.98	0.44	1150	26-mars-14	1050	2.91	0.37	KORO	F6	4.55E-09	2.82	IsoPrime	N/A
1070	2.81	0.29	1151	26-mars-14	1070	2.74	0.22	KORO	F9	5.83E-09	3.33	IsoPrime	N/A
1090	2.83	-0.26	1152	26-mars-14	1090	2.89	-0.34	KORO	F30	4.93E-09	19.31	IsoPrime	N/A
1110	3.07	0.34	1153	26-mars-14	1110	3.13	0.26	KORO	F30	4.51E-09	17.38	IsoPrime	N/A
1120	2.76	0.16	1091	25-mars-14	1120	2.70	0.06	KORO	F6	1.02E-08	2.30	IsoPrime	N/A
1130	2.96	0.07	1154	26-mars-14	1130	3.02	-0.01	KORO	F27	4.17E-09	15.96	IsoPrime	N/A
1150	2.91	-0.02	1155	26-mars-14	1150	2.95	-0.08	KORO	F19	7.08E-09	10.93	IsoPrime	N/A
1170	2.91	0.09	1156	26-mars-14	1170	2.95	0.03	KORO	F18	5.53E-09	8.71	IsoPrime	N/A
1200	3.22	-0.01	1092	25-mars-14	1200	3.26	-0.07	KORO	F30	1.22E-08	18.86	IsoPrime	N/A

**Cibicides wuellerstorfi >150 µm**

depth	δ18O PDB	δ13C PDB	RunIndex	Acquisition Date	depth	δ18O GIF	δ13C GIF	Gaz Ref	Sample Weight	StartingBeam Sample	Transducer Pressure	Spectro	
0	2.78	0.72	707	07-mars-14	0	2.70	0.74	KORO	F1=91	4.55E-09	1.66	IsoPrime	N/A
5	2.66	0.62	708	07-mars-14	5	2.61	0.58	KORO	F1	8.18E-09	2.10	IsoPrime	N/A
10	2.74	0.70	709	07-mars-14	10	2.66	0.72	KORO	F1=126	6.38E-09	2.66	IsoPrime	N/A
15	2.69	0.48	710	07-mars-14	15	2.64	0.44	KORO	F1	6.01E-09	1.26	IsoPrime	N/A
20	2.63	0.53	711	07-mars-14	20	2.55	0.55	KORO	F1	8.70E-09	1.04	IsoPrime	N/A
25	2.62	0.60	712	07-mars-14	25	2.56	0.56	KORO	F1	8.37E-09	0.96	IsoPrime	N/A
30	2.87	0.61	713	07-mars-14	30	2.81	0.57	KORO	F1	4.05E-09	-0.38	IsoPrime	N/A
35	2.88	0.41	714	07-mars-14	35	2.89	0.43	KORO	F1	4.98E-09	6.25	IsoPrime	N/A
40	2.87	0.31	715	07-mars-14	40	2.81	0.27	KORO	F1	7.72E-09	1.65	IsoPrime	N/A
45	3.11	0.64	716	07-mars-14	45	3.05	0.60	KORO	F1	4.06E-09	1.12	IsoPrime	N/A
45	3.16	0.33	879	14-mars-14	45	3.08	0.35	KORO	F1	4.73E-09	1.77	IsoPrime	N/A
55	3.12	0.35	880	14-mars-14	55	3.05	0.31	KORO	F1	5.10E-09	0.58	IsoPrime	N/A
55	3.17	0.12	718	07-mars-14	55	3.08	0.14	KORO	F1	5.76E-09	3.35	IsoPrime	N/A
60	3.17	0.43	719	07-mars-14	60	3.08	0.45	KORO	F1=138	6.72E-09	2.94	IsoPrime	N/A
65	3.68	0.21	721	07-mars-14	65	3.59	0.23	KORO	F1	4.26E-09	1.48	IsoPrime	N/A
70	3.64	0.14	722	07-mars-14	70	3.55	0.16	KORO	F1	8.82E-09	1.50	IsoPrime	N/A
75	3.92	0.12	723	07-mars-14	75	3.84	0.08	KORO	F2	4.20E-09	1.02	IsoPrime	N/A
80	4.07	0.27	724	07-mars-14	80	3.99	0.23	KORO	F2	3.13E-09	0.50	IsoPrime	N/A
85	3.96	0.41	725	07-mars-14	85	3.88	0.37	KORO	F2	5.02E-09	1.27	IsoPrime	N/A
90	3.73	0.27	726	07-mars-14	90	3.66	0.23	KORO	F2	3.06E-09	-0.03	IsoPrime	N/A
95	3.79	0.35	727	07-mars-14	95	3.70	0.37	KORO	F1	7.18E-09	2.87	IsoPrime	N/A
100	4.30	0.15	728	07-mars-14	100	4.21	0.11	KORO	F1	4.55E-09	1.70	IsoPrime	N/A
105	4.55	-0.04	729	07-mars-14	105	4.44	-0.02	KORO	F1	8.02E-09	4.48	IsoPrime	N/A
110	4.34	-0.06	730	07-mars-14	110	4.25	-0.10	KORO	F1	5.27E-09	1.62	IsoPrime	N/A
115	4.42	-0.07	881	14-mars-14	115	4.33	-0.11	KORO	F1	4.92E-09	1.06	IsoPrime	N/A
115	4.40	-0.01	731	07-mars-14	115	4.31	-0.05	KORO	F1	5.96E-09	1.31	IsoPrime	N/A
120	3.88	0.31	732	07-mars-14	120	3.78	0.33	KORO	F1	6.70E-09	4.48	IsoPrime	N/A
125	4.21	0.27	882	14-mars-14	125	4.13	0.23	KORO	F1	5.06E-09	0.24	IsoPrime	N/A
125	4.32	0.02	733	07-mars-14	125	4.22	0.04	KORO	F1	5.38E-09	2.03	IsoPrime	N/A

130	4.13	-0.18	734	07-mars-14	130	4.05	-0.22	KORO	F1	2.52E-09	0.53	IsoPrime	N/A
135	4.25	-0.26	735	07-mars-14	135	4.17	-0.30	KORO	F1	5.18E-09	1.24	IsoPrime	N/A
140	4.50	-0.12	736	07-mars-14	140	4.39	-0.10	KORO	F1	7.10E-09	3.60	IsoPrime	N/A
145	4.31	-0.25	741	10-mars-14	145	4.23	-0.40	KORO	F1	1.51E-09	0.03	IsoPrime	N/A
150	4.39	0.04	742	10-mars-14	150	4.30	0.00	KORO	F1	3.51E-09	-0.53	IsoPrime	N/A
160	4.24	-0.13	743	10-mars-14	160	4.15	-0.17	KORO	F1	4.80E-09	0.14	IsoPrime	N/A
165	4.23	-0.01	744	10-mars-14	165	4.15	-0.05	KORO	F1	3.14E-09	0.88	IsoPrime	N/A
170	4.11	0.13	745	10-mars-14	170	4.03	0.03	KORO	F1=28	2.23E-09	-0.79	IsoPrime	N/A
180	4.39	0.09	746	10-mars-14	180	4.31	0.05	KORO	F1	6.13E-09	1.87	IsoPrime	N/A
185	4.27	-0.05	747	10-mars-14	185	4.18	-0.09	KORO	F1	3.31E-09	0.38	IsoPrime	N/A
190	4.30	0.03	748	10-mars-14	190	4.22	-0.12	KORO	F1=20	1.89E-09	0.10	IsoPrime	N/A
200	4.35	-0.14	883	14-mars-14	200	4.26	-0.18	KORO	F1	2.59E-09	0.03	IsoPrime	N/A
200	4.31	-0.07	750	10-mars-14	200	4.22	-0.11	KORO	F1	4.12E-09	0.94	IsoPrime	N/A
205	4.19	-0.13	751	10-mars-14	205	4.11	-0.17	KORO	F1	3.77E-09	0.90	IsoPrime	N/A
210	4.12	0.07	752	10-mars-14	210	4.04	0.03	KORO	F1	2.80E-09	0.44	IsoPrime	N/A
215	4.31	-0.12	753	10-mars-14	215	4.22	-0.16	KORO	F1	2.49E-09	-0.02	IsoPrime	N/A
220	4.20	-0.10	755	10-mars-14	220	4.10	-0.08	KORO	F1	6.80E-09	3.55	IsoPrime	N/A
225	4.33	-0.11	756	10-mars-14	225	4.26	-0.26	KORO	F1	1.72E-09	-0.54	IsoPrime	N/A
230	4.58	-0.01	757	10-mars-14	230	4.47	0.01	KORO	F1	7.35E-09	4.00	IsoPrime	N/A
235	4.23	-0.16	758	10-mars-14	235	4.15	-0.20	KORO	F1	4.19E-09	0.50	IsoPrime	N/A
235	4.41	-0.24	884	14-mars-14	235	4.31	-0.22	KORO	F1	4.79E-09	2.86	IsoPrime	N/A
240	4.40	-0.32	759	10-mars-14	240	4.30	-0.30	KORO	F1	5.88E-09	2.78	IsoPrime	N/A
245	4.20	-0.04	760	10-mars-14	245	4.13	-0.19	KORO	F1=21	2.00E-09	-0.17	IsoPrime	N/A
250	4.17	-0.03	761	10-mars-14	250	4.09	-0.07	KORO	F1	8.17E-09	1.66	IsoPrime	N/A
255	4.30	0.01	762	10-mars-14	255	4.21	-0.03	KORO	F1	3.18E-09	0.92	IsoPrime	N/A
260	4.44	-0.16	763	10-mars-14	260	4.34	-0.14	KORO	F1	5.27E-09	2.80	IsoPrime	N/A
265	4.31	-0.06	764	10-mars-14	265	4.23	-0.10	KORO	F1	6.29E-09	0.31	IsoPrime	N/A
270	4.15	-0.15	765	10-mars-14	270	4.07	-0.19	KORO	F1	4.46E-09	0.67	IsoPrime	N/A
280	4.28	-0.34	766	10-mars-14	280	4.20	-0.38	KORO	F1	4.28E-09	-0.37	IsoPrime	N/A
285	4.24	-0.37	767	10-mars-14	285	4.16	-0.41	KORO	F1	4.79E-09	1.02	IsoPrime	N/A
290	4.37	-0.28	768	10-mars-14	290	4.29	-0.32	KORO	F1	4.76E-09	0.64	IsoPrime	N/A
295	4.24	-0.07	769	10-mars-14	295	4.16	-0.11	KORO	F1	2.42E-09	-0.19	IsoPrime	N/A
300	4.28	-0.10	774	11-mars-14	300	4.18	-0.08	KORO	F1	4.26E-09	3.07	IsoPrime	N/A
305	4.36	-0.26	775	11-mars-14	305	4.26	-0.24	KORO	F1	4.50E-09	2.78	IsoPrime	N/A
310	4.49	-0.15	776	11-mars-14	310	4.38	-0.13	KORO	F1	5.06E-09	2.45	IsoPrime	N/A
315	4.32	-0.15	777	11-mars-14	315	4.24	-0.19	KORO	F1	7.00E-09	0.26	IsoPrime	N/A
325	4.37	-0.33	778	11-mars-14	325	4.28	-0.37	KORO	F1	2.67E-09	-0.24	IsoPrime	N/A
330	4.23	-0.18	779	11-mars-14	330	4.13	-0.16	KORO	F1	5.14E-09	2.24	IsoPrime	N/A
345	4.32	0.09	780	11-mars-14	345	4.22	0.11	KORO	F1	6.23E-09	2.38	IsoPrime	N/A
350	4.29	-0.14	781	11-mars-14	350	4.19	-0.12	KORO	F1	5.85E-09	2.76	IsoPrime	N/A
355	4.12	-0.28	782	11-mars-14	355	4.04	-0.32	KORO	F1	2.54E-09	0.10	IsoPrime	N/A
360	4.18	-0.36	783	11-mars-14	360	4.09	-0.40	KORO	F2=32	3.09E-09	0.29	IsoPrime	N/A
365	4.37	-0.12	784	11-mars-14	365	4.28	-0.16	KORO	F1	2.33E-09	-0.43	IsoPrime	N/A
370	4.18	0.02	785	11-mars-14	370	4.07	0.04	KORO	F1	5.58E-09	3.04	IsoPrime	N/A
375	4.49	-0.08	786	11-mars-14	375	4.39	-0.06	KORO	F1	7.34E-09	3.37	IsoPrime	N/A
385	4.34	-0.31	787	11-mars-14	385	4.24	-0.29	KORO	F1	6.04E-09	2.82	IsoPrime	N/A
390	4.25	-0.13	789	11-mars-14	390	4.15	-0.11	KORO	F1	6.88E-09	3.81	IsoPrime	N/A
395	4.14	-0.38	790	11-mars-14	395	4.06	-0.42	KORO	F1	7.67E-09	1.63	IsoPrime	N/A
400	4.16	-0.43	791	11-mars-14	400	4.08	-0.47	KORO	F1	8.53E-09	1.64	IsoPrime	N/A
405	4.15	-0.43	792	11-mars-14	405	4.07	-0.47	KORO	F1	7.59E-09	1.05	IsoPrime	N/A

415	4.00	-0.34	793	11-mars-14	415	3.93	-0.49	KORO	F1	1.58E-09	-0.24	IsoPrime	N/A
420	4.25	-0.17	794	11-mars-14	420	4.17	-0.21	KORO	F1	6.07E-09	1.20	IsoPrime	N/A
425	4.09	-0.20	795	11-mars-14	425	4.02	-0.35	KORO	F1=17	1.37E-09	-0.80	IsoPrime	N/A
440	4.26	-0.32	796	11-mars-14	440	4.18	-0.36	KORO	F1	4.51E-09	0.43	IsoPrime	N/A
445	4.11	-0.62	797	11-mars-14	445	4.04	-0.77	KORO	F1	1.14E-09	-0.20	IsoPrime	N/A
450	4.07	-0.31	798	11-mars-14	450	3.99	-0.35	KORO	F1	4.31E-09	0.81	IsoPrime	N/A
455	4.22	-0.14	799	11-mars-14	455	4.14	-0.18	KORO	F1	2.34E-09	0.16	IsoPrime	N/A
460	4.05	-0.34	800	11-mars-14	460	3.98	-0.49	KORO	F1=13	1.34E-09	-0.85	IsoPrime	N/A
465	4.06	-0.45	801	11-mars-14	465	3.99	-0.60	KORO	F1	1.13E-09	-0.70	IsoPrime	N/A
470	3.86	-0.49	802	11-mars-14	470	3.78	-0.53	KORO	F1	2.31E-09	-0.30	IsoPrime	N/A
470	4.02	-0.02	885	14-mars-14	470	3.94	-0.06	KORO	F1	4.91E-09	0.63	IsoPrime	N/A
490	4.02	0.00	803	11-mars-14	490	3.94	-0.04	KORO	F2=26	2.39E-09	0.11	IsoPrime	N/A
505	4.05	-0.16	804	11-mars-14	505	3.97	-0.20	KORO	F1	4.31E-09	0.54	IsoPrime	N/A
515	2.98	0.41	809	12-mars-14	515	2.91	0.37	KORO	F2=38	4.01E-09	1.37	IsoPrime	N/A
530	4.03	-0.52	810	12-mars-14	530	3.96	-0.67	KORO	F1	2.00E-09	-0.09	IsoPrime	N/A
535	4.08	-0.23	811	12-mars-14	535	4.00	-0.27	KORO	F1	2.64E-09	-0.04	IsoPrime	N/A
540	3.98	-0.59	812	12-mars-14	540	3.91	-0.63	KORO	F1	2.73E-09	0.04	IsoPrime	N/A
545	4.01	-0.06	813	12-mars-14	545	3.93	-0.10	KORO	F1	5.24E-09	1.07	IsoPrime	N/A
550	3.96	-0.48	814	12-mars-14	550	3.88	-0.52	KORO	F1	6.38E-09	1.26	IsoPrime	N/A
555	3.83	-0.53	815	12-mars-14	555	3.77	-0.68	KORO	F1	1.21E-09	-1.05	IsoPrime	N/A
565	3.87	-0.47	816	12-mars-14	565	3.80	-0.62	KORO	F2=11	1.10E-09	-0.43	IsoPrime	N/A
570	4.05	-0.20	817	12-mars-14	570	3.97	-0.24	KORO	F1	4.61E-09	0.50	IsoPrime	N/A
575	3.81	-0.55	818	12-mars-14	575	3.74	-0.59	KORO	F2	2.37E-09	-0.84	IsoPrime	N/A
590	3.85	-0.72	819	12-mars-14	590	3.78	-0.76	KORO	F1	2.95E-09	0.79	IsoPrime	N/A
605	3.68	-0.61	820	12-mars-14	605	3.61	-0.65	KORO	F1	2.62E-09	-0.08	IsoPrime	N/A
610	3.92	-0.65	821	12-mars-14	610	3.84	-0.69	KORO	F1	2.74E-09	0.20	IsoPrime	N/A
625	3.75	0.00	845	13-mars-14	625	3.69	-0.15	KORO	F1	1.20E-09	-0.48	IsoPrime	N/A
625	3.93	0.00	822	12-mars-14	625	3.86	-0.15	KORO	F1	1.35E-09	-0.12	IsoPrime	N/A
635	3.72	-0.26	824	12-mars-14	635	3.66	-0.41	KORO	F2	1.19E-09	-0.15	IsoPrime	N/A
645	3.86	0.09	825	12-mars-14	645	3.78	0.05	KORO	F1	4.28E-09	0.64	IsoPrime	N/A
665	3.78	-0.08	826	12-mars-14	665	3.71	-0.23	KORO	F1	1.39E-09	0.05	IsoPrime	N/A
685	3.73	-0.06	828	12-mars-14	685	3.66	-0.10	KORO	F1	4.00E-09	0.58	IsoPrime	N/A
700	3.80	0.04	829	12-mars-14	700	3.72	0.00	KORO	F1	2.70E-09	0.45	IsoPrime	N/A
710	3.88	0.03	830	12-mars-14	710	3.80	-0.01	KORO	F1	3.58E-09	0.63	IsoPrime	N/A
725	3.63	-0.18	831	12-mars-14	725	3.56	-0.22	KORO	F2	2.50E-09	-0.54	IsoPrime	N/A
735	3.72	-0.26	832	12-mars-14	735	3.65	-0.30	KORO	F1	4.62E-09	1.29	IsoPrime	N/A
745	3.73	-0.23	913	17-mars-14	745	3.66	-0.27	KORO	F1	2.68E-09	0.95	IsoPrime	N/A
745	3.74	-0.17	833	12-mars-14	745	3.67	-0.21	KORO	F1	3.16E-09	0.35	IsoPrime	N/A
755	3.82	0.04	834	12-mars-14	755	3.75	0.00	KORO	F1	3.90E-09	0.19	IsoPrime	N/A
755	4.07	-1.88	886	14-mars-14	755	3.99	-1.92	KORO	F1	5.82E-09	1.08	IsoPrime	N/A
760	3.85	0.05	835	12-mars-14	760	3.77	0.01	KORO	F1	5.10E-09	0.49	IsoPrime	N/A
765	4.00	0.13	836	12-mars-14	765	3.93	0.09	KORO	F1	6.39E-09	0.66	IsoPrime	N/A
770	2.71	0.29	837	12-mars-14	770	2.63	0.31	KORO	F1	4.55E-09	2.38	IsoPrime	N/A
785	3.78	-0.62	887	14-mars-14	785	3.71	-0.66	KORO	F1	2.38E-09	0.47	IsoPrime	N/A
785	3.76	-0.48	838	12-mars-14	785	3.68	-0.52	KORO	F1	2.74E-09	0.23	IsoPrime	N/A
795	3.68	-0.91	839	12-mars-14	795	3.62	-1.06	KORO	F1	1.10E-09	-0.52	IsoPrime	N/A
795	3.85	-0.88	846	13-mars-14	795	3.79	-1.03	KORO	F1	1.64E-09	-1.07	IsoPrime	N/A
810	3.88	-1.89	847	13-mars-14	810	3.82	-2.04	KORO	F1	1.24E-09	-0.49	IsoPrime	N/A
820	3.65	-1.26	848	13-mars-14	820	3.58	-1.41	KORO	F1	1.08E-09	0.17	IsoPrime	N/A
825	4.00	-0.66	849	13-mars-14	825	3.93	-0.70	KORO	F1	7.00E-09	1.49	IsoPrime	N/A

830	4.00	-1.19	850	13-mars-14	830	3.93	-1.28	KORO	F1	2.23E-09	0.13	IsoPrime	N/A
835	3.87	-0.40	888	14-mars-14	835	3.79	-0.44	KORO	F1	2.46E-09	-0.77	IsoPrime	N/A
835	3.82	-0.37	851	13-mars-14	835	3.74	-0.41	KORO	F1	5.82E-09	0.51	IsoPrime	N/A
840	3.86	-0.30	852	13-mars-14	840	3.79	-0.34	KORO	F1	2.71E-09	-0.19	IsoPrime	N/A
845	3.80	-0.42	853	13-mars-14	845	3.74	-0.57	KORO	F2	1.71E-09	-0.63	IsoPrime	N/A
850	3.91	-0.20	854	13-mars-14	850	3.84	-0.24	KORO	F2	3.66E-09	0.13	IsoPrime	N/A
860	3.80	-0.12	855	13-mars-14	860	3.74	-0.27	KORO	F1	1.58E-09	0.02	IsoPrime	N/A
865	3.86	-0.13	856	13-mars-14	865	3.78	-0.17	KORO	F1	2.64E-09	-0.09	IsoPrime	N/A
880	3.83	0.11	857	13-mars-14	880	3.76	-0.04	KORO	F1	1.91E-09	0.18	IsoPrime	N/A
885	3.57	-0.07	859	13-mars-14	885	3.51	-0.22	KORO	F1	1.11E-09	0.15	IsoPrime	N/A
890	3.90	0.00	860	13-mars-14	890	3.82	-0.04	KORO	F1	2.85E-09	-0.14	IsoPrime	N/A
895	4.05	-0.66	861	13-mars-14	895	3.97	-0.70	KORO	F1	3.59E-09	-0.26	IsoPrime	N/A
905	3.96	-0.27	862	13-mars-14	905	3.86	-0.25	KORO	F1	8.69E-09	1.48	IsoPrime	N/A
905	4.03	-0.82	889	14-mars-14	905	3.93	-0.80	KORO	F1	4.17E-09	2.11	IsoPrime	N/A
910	3.93	-0.42	863	13-mars-14	910	3.85	-0.46	KORO	F1	4.25E-09	0.18	IsoPrime	N/A
910	3.92	-0.18	890	14-mars-14	910	3.84	-0.22	KORO	F1	7.42E-09	1.32	IsoPrime	N/A
915	3.91	-0.72	864	13-mars-14	915	3.84	-0.76	KORO	F1	2.56E-09	0.21	IsoPrime	N/A
925	3.81	-0.42	865	13-mars-14	925	3.75	-0.57	KORO	F1	1.04E-09	-0.71	IsoPrime	N/A
930	3.98	-0.41	866	13-mars-14	930	3.90	-0.45	KORO	F1	4.80E-09	0.52	IsoPrime	N/A
935	3.90	-0.17	867	13-mars-14	935	3.84	-0.32	KORO	F1	1.83E-09	-0.05	IsoPrime	N/A
945	3.94	-0.52	869	13-mars-14	945	3.86	-0.56	KORO	F1	3.77E-09	0.51	IsoPrime	N/A
955	3.63	0.00	870	13-mars-14	955	3.56	-0.15	KORO	F1	1.89E-09	-0.06	IsoPrime	N/A
965	3.64	-0.94	871	13-mars-14	965	3.58	-1.09	KORO	F1	1.13E-09	0.07	IsoPrime	N/A
975	3.88	-1.73	872	13-mars-14	975	3.81	-1.88	KORO	F1	2.12E-09	0.24	IsoPrime	N/A
980	3.63	-0.46	868	13-mars-14	980	3.56	-0.50	KORO	F1	4.62E-09	0.96	IsoPrime	N/A
985	3.85	-2.70	891	14-mars-14	985	3.77	-2.74	KORO	F2	2.30E-09	0.66	IsoPrime	N/A
990	3.77	-0.84	892	14-mars-14	990	3.67	-0.82	KORO	F1	8.14E-09	3.84	IsoPrime	N/A
1000	3.76	-0.80	895	14-mars-14	1000	3.68	-0.84	KORO	F1	5.89E-09	1.21	IsoPrime	N/A
1005	3.74	-0.84	896	14-mars-14	1005	3.68	-0.99	KORO	F1	1.10E-09	-0.13	IsoPrime	N/A
1030	3.98	-0.60	898	14-mars-14	1030	3.90	-0.64	KORO	F1	3.32E-09	0.45	IsoPrime	N/A
1035	3.88	-0.65	899	14-mars-14	1035	3.82	-0.80	KORO	F1	1.97E-09	0.25	IsoPrime	N/A
1045	3.88	-0.56	900	14-mars-14	1045	3.81	-0.71	KORO	F1	2.16E-09	0.15	IsoPrime	N/A
1050	4.03	-0.53	901	14-mars-14	1050	3.95	-0.57	KORO	F1	2.28E-09	-0.29	IsoPrime	N/A
1070	3.93	-0.24	902	14-mars-14	1070	3.85	-0.28	KORO	F1	3.54E-09	0.65	IsoPrime	N/A
1080	3.90	-1.35	903	14-mars-14	1080	3.83	-1.50	KORO	F1	2.17E-09	0.32	IsoPrime	N/A
1080	3.92	-0.90	914	17-mars-14	1080	3.84	-0.94	KORO	F1	5.33E-09	0.69	IsoPrime	N/A
1090	4.05	-1.59	904	14-mars-14	1090	3.97	-1.63	KORO	F1	3.72E-09	0.48	IsoPrime	N/A
1090	3.70	-0.47	915	17-mars-14	1090	3.62	-0.51	KORO	F1	4.24E-09	0.53	IsoPrime	N/A
1110	3.79	-0.75	905	14-mars-14	1110	3.73	-0.90	KORO	F1	1.95E-09	0.16	IsoPrime	N/A
1130	3.85	-0.06	906	14-mars-14	1130	3.78	-0.10	KORO	F1	8.03E-09	1.24	IsoPrime	N/A
1130	3.88	-0.45	916	17-mars-14	1130	3.78	-0.43	KORO	F1	5.69E-09	3.09	IsoPrime	N/A
1150	3.81	-0.19	907	14-mars-14	1150	3.71	-0.17	KORO	F1	3.47E-09	1.59	IsoPrime	N/A
Sample fractionated???													
50	2.02	-0.11	717	07-mars-14	50	1.97	-0.15	KORO	F1=64	6.73E-09	0.82	IsoPrime	
195	3.75	-0.43	749	10-mars-14	195	3.68	-0.47	KORO	F1	6.75E-09	0.89	IsoPrime	
Cibicides kullenbergi ou pseudoungerianus >150 µm													
depth	δ18O	δ13C	RunIndex	Acquisition	depth	δ18O	δ13C	Gaz Ref	Sample	StartingBeam	Transducer	Spectro	Species
	PDB	PDB		Date		GIF	GIF		Weight	Sample	Pressure		
495	4.16	-0.49	917	17-mars-14	495	4.06	-0.47	KORO	F1	9.09E-09	4.64	IsoPrime	cib-k
510	4.17	-0.56	918	17-mars-14	510	4.07	-0.54	KORO	F1	7.80E-09	4.31	IsoPrime	cib-k

660	3.94	-0.80	919	17-mars-14	660	3.88	-0.95	KORO	F1	1.09E-09	0.21	IsoPrime	cib-k
725	3.89	-0.58	920	17-mars-14	725	3.80	-0.56	KORO	F1	4.13E-09	2.16	IsoPrime	cib-k
745	3.88	-0.10	921	17-mars-14	745	3.78	-0.08	KORO	F1	8.74E-09	4.23	IsoPrime	cib-k?
790	3.89	-0.37	922	17-mars-14	790	3.81	-0.41	KORO	F1	3.29E-09	-0.36	IsoPrime	cib-k?
795	3.63	-0.94	923	17-mars-14	795	3.64	-0.92	KORO	F1	4.72E-09	7.17	IsoPrime	cib-k
805	4.07	-2.20	924	17-mars-14	805	4.00	-2.35	KORO	F1	1.61E-09	-0.41	IsoPrime	cib-k
810	3.95	-0.91	925	17-mars-14	810	3.88	-0.95	KORO	F1	2.37E-09	-0.36	IsoPrime	cib-k?
830	4.02	-1.24	926	17-mars-14	830	3.94	-1.28	KORO	F2	3.74E-09	0.71	IsoPrime	cib-k?
835	3.93	-0.88	928	17-mars-14	835	3.83	-0.86	KORO	F1	8.34E-09	4.02	IsoPrime	cib-k
840	4.03	-0.49	929	17-mars-14	840	3.95	-0.53	KORO	F1	3.37E-09	-0.36	IsoPrime	cib-k?
875	3.89	-0.62	930	17-mars-14	875	3.79	-0.60	KORO	F1	1.00E-08	1.89	IsoPrime	cib-k?
915	4.03	-0.30	931	17-mars-14	915	3.93	-0.28	KORO	F1	1.08E-08	5.29	IsoPrime	cib-k?
915	3.86	-0.32	948	18-mars-14	915	3.87	-0.30	KORO	F1	5.63E-09	7.72	IsoPrime	cib-k?
950	4.08	-1.00	932	17-mars-14	950	4.09	-0.98	KORO	F1	5.52E-09	7.84	IsoPrime	cib-k?
970	3.91	-0.78	933	17-mars-14	970	3.92	-0.76	KORO	F1	5.18E-09	7.32	IsoPrime	cib-k?
990	3.98	-1.73	934	17-mars-14	990	3.88	-1.71	KORO	F1	5.53E-09	3.11	IsoPrime	cib-k?
990	3.92	-1.74	949	18-mars-14	990	3.82	-1.72	KORO	F1	9.74E-09	4.84	IsoPrime	cib-k?
995	3.96	-1.17	935	17-mars-14	995	3.86	-1.15	KORO	F1	5.85E-09	2.79	IsoPrime	cib-k?
1010	3.91	-0.81	950	18-mars-14	1010	3.85	-0.96	KORO	F1	1.82E-09	-0.30	IsoPrime	cib-sp?
1010	3.89	-1.60	936	17-mars-14	1010	3.82	-1.75	KORO	F1	2.08E-09	0.25	IsoPrime	cib-k?
1020	3.80	-0.80	937	17-mars-14	1020	3.72	-0.84	KORO	F1=33	3.43E-09	0.49	IsoPrime	cib-k?
1040	4.00	-1.42	938	17-mars-14	1040	4.01	-1.40	KORO	F1	4.80E-09	7.62	IsoPrime	cib-k?
1060	4.05	-0.76	939	17-mars-14	1060	3.95	-0.74	KORO	F1	6.06E-09	3.43	IsoPrime	cib-k?
1070	4.03	-1.04	940	17-mars-14	1070	3.93	-1.02	KORO	F1	9.06E-09	2.05	IsoPrime	cib-k?
1080	4.04	-1.64	941	17-mars-14	1080	3.94	-1.62	KORO	F1	8.00E-09	4.58	IsoPrime	cib-k?
1090	4.01	-1.50	942	17-mars-14	1090	3.91	-1.48	KORO	F1	5.82E-09	3.27	IsoPrime	cib-k?
1090	3.77	-0.85	951	18-mars-14	1090	3.78	-0.83	KORO	F1	5.19E-09	7.30	IsoPrime	cib-k?
1100	3.89	-0.24	943	17-mars-14	1100	3.81	-0.28	KORO	F1	3.35E-09	0.32	IsoPrime	cib-k?
1120	3.76	-0.52	952	18-mars-14	1120	3.69	-0.56	KORO	F1	3.68E-09	0.42	IsoPrime	cib-k?
1140	3.85	-1.00	953	18-mars-14	1140	3.78	-1.04	KORO	F1	4.49E-09	0.90	IsoPrime	cib-k?
1140	3.93	-1.37	954	18-mars-14	1140	3.85	-1.41	KORO	F1	5.81E-09	0.68	IsoPrime	cib-k?
1160	3.82	-1.18	955	18-mars-14	1160	3.83	-1.16	KORO	F1	5.31E-09	8.01	IsoPrime	cib-k
1180	3.77	-0.84	956	18-mars-14	1180	3.71	-0.99	KORO	F1	1.85E-09	-0.36	IsoPrime	cib-k?
1190	3.70	-0.46	957	18-mars-14	1190	3.62	-0.50	KORO	F1	7.31E-09	1.54	IsoPrime	cib-k?

## 2- MD07-3088

MD07-3088,  
Data 46°072S  
75°687W  
1536m  
18.91m

Dernière mise à jour : 12  
Juillet 2016

Globobulimina  
sp.

Cumulated depth (cm)	$\delta 18O$ PDB	$\delta 13C$ PDB	RunIndex	Acquisition Date	depth	$\delta 18O$ GIF	$\delta 13C$ GIF	Working Gas	Nb of forams and weight	StartingBeam Sample	Transducer Pressure	Spectro	Fraction Size ( $\mu m$ )
----------------------	------------------	------------------	----------	------------------	-------	------------------	------------------	-------------	-------------------------	---------------------	---------------------	---------	---------------------------



													(µg)
0	3.23	-0.61	9744	11-janv-12	0	3.40	-0.75	KORO	F1=22	2.22E-09	-0.02	IsoPrime	250-315µm
10	3.39	-1.30	9745	11-janv-12	10	3.56	-1.44	KORO	F2=18	1.88E-09	0.15	IsoPrime	>315µm
20	3.58	-0.66	9793	13-janv-12	20	3.70	-0.62	KORO	F1=58	3.44E-09	1.53	IsoPrime	>315µm
50	3.34	-1.11	9746	11-janv-12	50	3.51	-1.25	KORO	F2=18	2.29E-09	0.32	IsoPrime	250-315µm
50	3.47	-0.94	9794	13-janv-12	50	3.60	-0.90	KORO	F1=57	3.51E-09	1.13	IsoPrime	>315µm
60	3.35	-1.08	9747	11-janv-12	60	3.52	-1.22	KORO	F1=14	1.56E-09	-0.31	IsoPrime	250-315µm
80	3.52	-1.14	9796	13-janv-12	80	3.64	-1.10	KORO	F2=42	2.52E-09	1.18	IsoPrime	>315µm
80	3.43	-0.89	9795	13-janv-12	80	3.55	-0.85	KORO	F1=48	3.04E-09	1.13	IsoPrime	>315µm
110	3.44	-0.88	9797	13-janv-12	110	3.58	-0.94	KORO	F1=33	3.60E-09	-0.01	IsoPrime	>315µm
120	3.47	-1.17	9798	13-janv-12	120	3.61	-1.23	KORO	F2=30	3.02E-09	0.10	IsoPrime	>250µm
130	3.42	-0.88	9800	13-janv-12	130	3.57	-0.94	KORO	F2=32	2.56E-09	0.15	IsoPrime	>250µm
130	3.44	-0.72	9799	13-janv-12	130	3.58	-0.78	KORO	F1=29	2.62E-09	0.00	IsoPrime	>315µm
140	3.56	-0.56	9801	13-janv-12	140	3.68	-0.52	KORO	F1=54	5.10E-09	0.32	IsoPrime	>315µm
150	3.47	-0.67	9803	13-janv-12	150	3.59	-0.63	KORO	F2=55	2.75E-09	1.05	IsoPrime	>315µm
180	3.41	-0.52	9804	13-janv-12	180	3.54	-0.48	KORO	F1=70	3.59E-09	1.18	IsoPrime	>315µm
180	3.48	-0.78	9805	13-janv-12	180	3.60	-0.74	KORO	F2=80	3.84E-09	1.58	IsoPrime	>250µm
190	3.48	-1.08	9806	13-janv-12	190	3.62	-1.14	KORO	F1=30	2.53E-09	-0.40	IsoPrime	>315µm
220	3.44	-0.73	9826	13-janv-12	220	3.59	-0.79	KORO	F1=46	1.79E-09	-0.15	IsoPrime	>315µm
220	3.35	-0.98	9807	13-janv-12	220	3.50	-1.04	KORO	F2=28	2.57E-09	-0.46	IsoPrime	>315µm
230	3.38	-0.86	9749	11-janv-12	230	3.55	-1.00	KORO	F2=21	1.58E-09	-0.39	IsoPrime	>150µm
260	3.67	-0.68	9809	13-janv-12	260	3.80	-0.64	KORO	F1=76	3.82E-09	1.39	IsoPrime	>315µm
270	3.37	-0.78	9810	13-janv-12	270	3.52	-0.84	KORO	F2=37	3.66E-09	0.48	IsoPrime	>250µm
280	3.36	-1.39	9811	13-janv-12	280	3.51	-1.45	KORO	F3=27	1.97E-09	0.01	IsoPrime	250-315µm
310	3.35	-0.98	9812	13-janv-12	310	3.50	-1.04	KORO	F2=32	2.96E-09	-0.05	IsoPrime	>250µm
330	3.35	-0.79	9814	13-janv-12	330	3.49	-0.85	KORO	F2=65	4.08E-09	0.40	IsoPrime	>250µm
330	3.49	-1.02	9813	13-janv-12	330	3.61	-0.98	KORO	F1=53	2.98E-09	1.24	IsoPrime	>315µm
360	3.55	-0.64	9815	13-janv-12	360	3.68	-0.60	KORO	F1=76	4.34E-09	1.80	IsoPrime	>315µm
370	3.35	-0.99	9816	13-janv-12	370	3.49	-1.05	KORO	F1=33	3.67E-09	0.26	IsoPrime	>315µm
380	3.50	-0.54	9817	13-janv-12	380	3.63	-0.50	KORO	F1=72	2.26E-09	0.40	IsoPrime	>315µm
380	3.51	-0.36	9818	13-janv-12	380	3.64	-0.32	KORO	F1=137	2.31E-09	2.18	IsoPrime	>315µm
390	3.58	-1.13	9819	13-janv-12	390	3.70	-1.09	KORO	F1=57	2.41E-09	1.02	IsoPrime	>315µm
400	3.47	-0.86	9820	13-janv-12	400	3.61	-0.92	KORO	F1=30	3.39E-09	0.32	IsoPrime	>315µm
400	3.62	-1.05	9821	13-janv-12	400	3.74	-1.01	KORO	F2=38	2.12E-09	0.45	IsoPrime	>250µm
410	3.48	-1.02	9822	13-janv-12	410	3.60	-0.98	KORO	F3=36	2.12E-09	0.42	IsoPrime	>315µm
420	3.41	-1.45	9755	12-janv-12	420	3.58	-1.59	KORO	F3=16	1.67E-09	-0.17	IsoPrime	150-250µm
430	3.49	-1.06	9756	12-janv-12	430	3.66	-1.12	KORO	F2=26	1.24E-09	0.02	IsoPrime	>315µm
430	3.56	-0.60	9823	13-janv-12	430	3.70	-0.66	KORO	F1=112	3.53E-09	0.03	IsoPrime	>315µm
440	3.49	-0.53	9824	13-janv-12	440	3.61	-0.49	KORO	F1=95	2.53E-09	2.58	IsoPrime	>315µm
450	3.41	-1.13	9757	12-janv-12	450	3.58	-1.27	KORO	F1=18	1.97E-09	0.53	IsoPrime	>315µm
470	3.41	-0.80	9758	12-janv-12	470	3.57	-0.94	KORO	F1=14	1.67E-09	-1.13	IsoPrime	>315µm
480	3.67	-0.54	9832	17-janv-12	480	3.78	-0.56	KORO	F1=43	4.72E-09	0.54	IsoPrime	>315µm
480	3.69	-0.90	9825	13-janv-12	480	3.82	-0.86	KORO	F1=43	2.41E-09	0.63	IsoPrime	>315µm
490	3.53	-1.11	9833	17-janv-12	490	3.68	-1.17	KORO	F3=38	4.15E-09	0.17	IsoPrime	>315µm
501	3.54	-1.09	9834	17-janv-12	501	3.69	-1.15	KORO	F2=27	3.14E-09	0.09	IsoPrime	>250µm



1060	5.14	-1.18	9883	18-janv-12	1060	5.25	-1.14	KORO	F3=78	2.64E-09	0.83	IsoPrime	>315µm
1070	5.04	-0.65	9886	18-janv-12	1070	5.15	-0.61	KORO	F1=121	2.89E-09	2.84	IsoPrime	>315µm
1080	5.09	-0.88	9887	18-janv-12	1080	5.20	-0.84	KORO	F1=142	3.72E-09	4.18	IsoPrime	>315µm
1100	5.00	-0.99	9884	18-janv-12	1100	5.13	-1.05	KORO	F1=42	3.30E-09	0.46	IsoPrime	>315µm
1100	5.12	-1.04	9885	18-janv-12	1100	5.22	-1.06	KORO	F2=60	4.59E-09	0.11	IsoPrime	>315µm
<i>éliminé</i>													
110	3.02	-1.80	9748	11-janv-12	110	3.19	-2.12	KORO	F2=11	9.56E-10	-0.50	IsoPrime	150-250µm
140	2.60	-1.33	9802	13-janv-12	140	2.75	-1.39	KORO	F2=32	2.75E-09	-0.03	IsoPrime	>250µm
<b>Globobulimina affinis</b>													
<b>Cumulated depth (cm)</b>	<b>∂18O PDB</b>	<b>∂13C PDB</b>	<b>RunIndex</b>	<b>Acquisition Date</b>	<b>depth</b>	<b>∂18O GIF</b>	<b>∂13C GIF</b>	<b>Working Gas</b>	<b>Nb of forams and weight (µg)</b>	<b>StartingBeam Sample</b>	<b>Transducer Pressure</b>	<b>Spectro</b>	<b>Fraction Size (µm)</b>
240	3.53	-0.86	11600	26-mai-12	240	3.66	-0.81	KORO	F2=55	2.09E-09	1.02	IsoPrime	>250µm
250	3.65	-0.79	11601	26-mai-12	250	3.76	-0.79	KORO	F2=39	3.38E-09	0.46	IsoPrime	>315µm
290	3.40	-0.85	11844	14-juin-12	290	3.48	-0.77	KORO	F2=24	4.61E-09	0.69	IsoPrime	>250µm
320	3.47	-1.04	11602	26-mai-12	320	3.59	-1.02	KORO	F4=44	3.97E-09	1.46	IsoPrime	>250µm
350	3.40	-0.64	11570	25-mai-12	350	3.56	-0.54	KORO	F3=155	3.00E-09	3.54	IsoPrime	>315µm
510	3.65	-0.77	11603	26-mai-12	510	3.76	-0.77	KORO	F3	3.73E-09	0.18	IsoPrime	>250µm
530	3.67	-1.36	11604	26-mai-12	530	3.80	-1.31	KORO	F4=65	2.81E-09	1.07	IsoPrime	>250µm
710	4.52	-0.97	11606	26-mai-12	710	4.63	-0.92	KORO	F3=91	3.22E-09	2.06	IsoPrime	>250µm
710	4.33	-0.88	11605	26-mai-12	710	4.45	-0.83	KORO	F2=112	2.28E-09	3.31	IsoPrime	>315µm
760	4.19	-1.26	11607	26-mai-12	760	4.31	-1.21	KORO	F5=59	2.43E-09	0.66	IsoPrime	>315µm
1010	5.06	-0.97	11608	26-mai-12	1010	5.16	-0.92	KORO	F1=73	3.32E-09	2.12	IsoPrime	>355µm
1010	5.12	-0.94	11609	26-mai-12	1010	5.22	-0.89	KORO	F1=114	2.47E-09	3.25	IsoPrime	>355µm
1110	5.01	-1.01	11572	25-mai-12	1110	5.15	-0.91	KORO	F3=155	6.15E-09	3.66	IsoPrime	>355µm
1110	4.97	-1.17	11571	25-mai-12	1110	5.11	-1.07	KORO	F3=145	2.75E-09	3.90	IsoPrime	>355µm
1180	5.17	-1.13	11610	26-mai-12	1180	5.27	-1.08	KORO	F2=76	3.20E-09	1.16	IsoPrime	>355µm
1180	5.11	-0.97	11573	25-mai-12	1180	5.25	-0.87	KORO	F1=226	4.88E-09	6.06	IsoPrime	>450µm
1230	5.02	-1.40	11574	25-mai-12	1230	5.17	-1.30	KORO	F1=154	3.09E-09	3.67	IsoPrime	>450µm

1290	5.08	-0.74	11575	25-mai-12	1290	5.22	-0.64	KORO	F2=241	5.09E-09	7.22	IsoPrime	>450µm
1340	5.21	-0.87	11612	26-mai-12	1340	5.31	-0.82	KORO	F1=122	2.56E-09	4.05	IsoPrime	>355µm
1370	5.07	-0.89	11576	25-mai-12	1370	5.21	-0.79	KORO	F2=175	3.91E-09	5.53	IsoPrime	>355µm
1450	5.18	-0.64	11613	26-mai-12	1450	5.28	-0.59	KORO	F1=111	2.38E-09	3.47	IsoPrime	>355µm
1470	5.03	-0.90	11577	25-mai-12	1470	5.17	-0.80	KORO	F2=187	4.17E-09	5.49	IsoPrime	>355µm
1470	5.05	-0.90	11578	25-mai-12	1470	5.19	-0.80	KORO	F2=212	4.73E-09	6.73	IsoPrime	>355µm
1630	5.01	-1.04	11579	25-mai-12	1630	5.15	-0.94	KORO	F2=166	3.48E-09	4.92	IsoPrime	>355µm
1630	5.11	-0.69	11617	26-mai-12	1630	5.21	-0.64	KORO	F1=125	2.68E-09	3.65	IsoPrime	>355µm
1710	5.05	-0.91	11618	26-mai-12	1710	5.15	-0.86	KORO	F3=96	1.84E-09	2.90	IsoPrime	>355µm
1710	4.89	-1.66	11580	25-mai-12	1710	5.03	-1.56	KORO	F1=138	2.59E-09	3.39	IsoPrime	>450µm
1770	5.07	-0.95	11619	26-mai-12	1770	5.17	-0.90	KORO	F1=86	4.07E-09	1.51	IsoPrime	>355µm
1770	5.07	-1.51	11620	26-mai-12	1770	5.17	-1.46	KORO	F3=101	2.03E-09	2.76	IsoPrime	>355µm
1830	5.08	-1.42	11621	26-mai-12	1830	5.19	-1.37	KORO	F1=105	2.05E-09	2.91	IsoPrime	>315µm
1880	5.19	-1.01	11622	26-mai-12	1880	5.29	-0.96	KORO	F3=89	4.13E-09	1.54	IsoPrime	>315µm
1880	5.04	-1.62	11623	26-mai-12	1880	5.14	-1.57	KORO	F1=49	1.99E-09	0.73	IsoPrime	>315µm

### 3- MD07-3100

MD07-3100, 41°36.13S  
Data 74°57.40W  
1609m

Dernière mise à jour : 2 Mai 2013  
Elisabeth

G. bulloides  
250-315µm

niv.	$\delta^{18O}$ PDB	$\delta^{13C}$ PDB	n° LL	date	niv.	$\delta^{18O}$ GIF	$\delta^{13C}$ GIF	gaz ref	µg	volt SA	pression CO2	Spectro
20	0.62	1.04	19198	09/10/2008	20	0.86	0.84	KORO	F2	2.13E-09	-0.33	IsoPrime
30	1.51	1.28	19199	09/10/2008	30	1.61	1.27	KORO	F4	5.57E-09	2.04	IsoPrime
40	1.58	1.53	19200	09/10/2008	40	1.68	1.52	KORO	F4	5.06E-09	1.60	IsoPrime

50	<b>1.92</b>	<b>1.22</b>	19201	09/10/2008	50	2.14	1.02	KORO	F1	1.93E-09	0.00	IsoPrime
60	<b>1.86</b>	<b>1.17</b>	19202	09/10/2008	60	2.08	0.97	KORO	F1	1.93E-09	-0.49	IsoPrime
80	<b>1.19</b>	<b>0.80</b>	19203	09/10/2008	80	1.29	0.66	KORO	F2	3.79E-09	0.28	IsoPrime
90	<b>1.85</b>	<b>1.24</b>	19204	09/10/2008	90	2.07	1.04	KORO	F1	2.04E-09	-0.11	IsoPrime
100	<b>-0.32</b>	<b>0.23</b>	19205	09/10/2008	100	-0.06	0.03	KORO	F1	1.31E-09	0.06	IsoPrime
100	<b>-0.04</b>	<b>0.74</b>	69364	29/10/2008	100	-0.04	0.76	MONGA-2	F4	2.70	600	Δ+
110	<b>1.54</b>	<b>1.28</b>	69102	10/09/2008	110	1.31	1.22	MONGA-2	F4	3.25	796	Δ+
110	<b>1.36</b>	<b>1.23</b>	19206	09/10/2008	110	1.47	1.09	KORO	F2	3.92E-09	-0.08	IsoPrime
110	<b>1.84</b>	<b>1.25</b>	69365	29/10/2008	110	1.84	1.27	MONGA-2	F4	3.22	797	Δ+
120	<b>1.82</b>	<b>1.21</b>	69122	02/10/2008	120	1.68	1.20	MONGA-2	F4	2.36	796	Δ+
120	<b>0.88</b>	<b>0.83</b>	19207	09/10/2008	120	1.12	0.63	KORO	F1	2.36E-09	0.08	IsoPrime
120	<b>1.73</b>	<b>1.12</b>	19208	09/10/2008	120	1.96	0.92	KORO	F1	2.25E-09	-0.09	IsoPrime
120	<b>1.46</b>	<b>1.32</b>	69366	29/10/2008	120	1.46	1.34	MONGA-2	F3	2.65	746	Δ+
130	<b>1.74</b>	<b>1.11</b>	69103	10/09/2008	130	1.51	1.05	MONGA-2	F4	2.48	838	Δ+
130	<b>1.43</b>	<b>1.18</b>	69367	29/10/2008	130	1.43	1.20	MONGA-2	F4	3.70	735	Δ+
150	<b>1.37</b>	<b>0.95</b>	69104	10/09/2008	150	1.14	0.89	MONGA-2	F4	3.21	775	Δ+
150	<b>1.78</b>	<b>1.20</b>	69370	29/10/2008	150	1.78	1.22	MONGA-2	F4	2.60	794	Δ+
160	<b>1.32</b>	<b>0.93</b>	69101	10/09/2008	160	1.09	0.87	MONGA-2	F4	2.25	781	Δ+
160	<b>1.85</b>	<b>1.21</b>	69400	04/11/2008	160	1.85	1.23	MONGA-2	F4	3.30	769	Δ+
170	<b>1.01</b>	<b>0.98</b>	69057	09/09/2008	170	0.78	0.92	MONGA-2	F4	2.27	766	Δ+
170	<b>1.49</b>	<b>1.31</b>	69372	29/10/2008	170	1.49	1.33	MONGA-2	F4	4.42	780	Δ+
180	<b>1.78</b>	<b>1.35</b>	69083	10/09/2008	180	1.55	1.29	MONGA-2	F4	2.45	851	Δ+
190	<b>1.57</b>	<b>1.14</b>	69071	10/09/2008	190	1.34	1.08	MONGA-2	F4	3.02	739	Δ+
200	<b>1.78</b>	<b>1.29</b>	69061	09/09/2008	200	1.55	1.23	MONGA-2	F4	4.14	824	Δ+
210	<b>1.53</b>	<b>1.45</b>	69063	09/09/2008	210	1.30	1.39	MONGA-2	F4	2.75	758	Δ+
220	<b>1.73</b>	<b>1.23</b>	69082	10/09/2008	220	1.50	1.17	MONGA-2	F4	3.27	820	Δ+
230	<b>1.62</b>	<b>1.16</b>	69077	10/09/2008	230	1.39	1.10	MONGA-2	F4	0.82	742	Δ+
240	<b>1.85</b>	<b>1.20</b>	69084	10/09/2008	240	1.62	1.14	MONGA-2	F4	3.27	857	Δ+
250	<b>1.93</b>	<b>1.33</b>	69085	10/09/2008	250	1.70	1.27	MONGA-2	F4	2.68	984	Δ+

260	2.05	1.44	69050	06/09/2008	260	1.82	1.38	MONGA-2	F4	2.34	820	Δ+
270	1.41	1.37	69051	06/09/2008	270	1.18	1.31	MONGA-2	F4	1.93	789	Δ+
280	1.14	0.92	69052	06/09/2008	280	0.91	0.86	MONGA-2	F4	3.66	755	Δ+
300	1.80	1.29	69037	05/09/2008	300	1.57	1.23	MONGA-2	F4	2.18	799	Δ+
310	1.99	1.45	69058	09/09/2008	310	1.76	1.39	MONGA-2	F4	4.17	857	Δ+
320	1.95	1.10	69038	05/09/2008	320	1.72	1.04	MONGA-2	F4	1.64	947	Δ+
330	1.78	1.28	69059	09/09/2008	330	1.55	1.22	MONGA-2	F4	3.15	790	Δ+
340	1.85	1.45	69039	05/09/2008	340	1.62	1.39	MONGA-2	F4	1.22	896	Δ+
350	1.69	1.44	69060	09/09/2008	350	1.46	1.38	MONGA-2	F4	1.08	312	Δ+
360	1.41	1.18	69040	05/09/2008	360	1.18	1.12	MONGA-2	F4	4.10	783	Δ+
370	1.59	1.39	69062	09/09/2008	370	1.36	1.33	MONGA-2	F4	3.39	771	Δ+
380	1.70	1.13	69041	05/09/2008	380	1.47	1.07	MONGA-2	F4	3.08	733	Δ+
390	0.56	0.34	69044	05/09/2008	390	0.33	0.28	MONGA-2	F4	2.79	642	Δ+
390	0.95	0.32	69373	29/10/2008	390	0.95	0.34	MONGA-2	F4	3.33	663	Δ+
400	1.90	1.02	69078	10/09/2008	400	1.67	0.96	MONGA-2	F4	0.68	753	Δ+
400	1.62	1.21	69388	29/10/2008	400	1.62	1.23	MONGA-2	F4	4.04	785	Δ+
410	1.66	1.24	69045	05/09/2008	410	1.43	1.18	MONGA-2	F4	2.82	869	Δ+
410	1.62	0.96	69374	29/10/2008	410	1.62	0.98	MONGA-2	F3	3.12	657	Δ+
420	1.38	0.67	19239	10/10/2008	420	1.48	0.53	KORO	F3	3.03E-09	0.03	IsoPrime
430	1.33	0.93	69375	29/10/2008	430	1.33	0.95	MONGA-2	F3	2.54	715	Δ+
440	1.98	1.34	69086	10/09/2008	440	1.75	1.28	MONGA-2	F4	2.22	1064	Δ+
440	1.75	1.14	69376	29/10/2008	440	1.75	1.16	MONGA-2	F4	4.69	791	Δ+
450	1.88	1.26	69087	10/09/2008	450	1.65	1.20	MONGA-2	F4	3.27	840	Δ+
450	1.80	1.24	69389	29/10/2008	450	1.80	1.26	MONGA-2	F3	3.31	688	Δ+
460	1.69	1.10	69377	29/10/2008	460	1.69	1.12	MONGA-2	F4	3.66	792	Δ+
470	1.80	1.05	69121	02/10/2008	470	1.66	1.04	MONGA-	F4	1.81	900	Δ+

								2					
470	<b>1.90</b>	<b>1.06</b>	69390	29/10/2008	470	1.90	1.08	MONGA-2	F4	2.72	884	Δ+	
480	<b>1.75</b>	<b>1.06</b>	69088	10/09/2008	480	1.52	1.00	MONGA-2	F4	2.48	939	Δ+	
480	<b>2.34</b>	<b>1.10</b>	69379	29/10/2008	480	2.34	1.12	MONGA-2	F4	2.06	755	Δ+	
480	<b>1.99</b>	<b>1.16</b>	69401	04/11/2008	480	1.99	1.18	MONGA-2	F3	2.68	749	Δ+	
490	<b>1.85</b>	<b>1.00</b>	69089	10/09/2008	490	1.62	0.94	MONGA-2	F4	3.29	847	Δ+	
500	<b>2.10</b>	<b>0.94</b>	69090	10/09/2008	500	1.87	0.88	MONGA-2	F4	2.71	910	Δ+	
520	<b>1.95</b>	<b>0.83</b>	69093	10/09/2008	520	1.72	0.77	MONGA-2	F4	3.13	974	Δ+	
530	<b>1.36</b>	<b>0.55</b>	69094	10/09/2008	530	1.13	0.49	MONGA-2	F4	2.57	750	Δ+	
540	<b>1.06</b>	<b>0.38</b>	69095	10/09/2008	540	0.83	0.32	MONGA-2	F4	2.12	739	Δ+	
540	<b>1.22</b>	<b>0.49</b>	21005	19/03/2009	540	1.33	0.70	KORO	F30	1.08E-08	11.38	IsoPrime	
550	<b>0.73</b>	<b>-0.03</b>	69096	10/09/2008	550	0.50	-0.09	MONGA-2	F4	3.20	692	Δ+	
560	<b>1.63</b>	<b>0.70</b>	21006	19/03/2009	560	1.74	0.91	KORO	F25	1.10E-08	11.56	IsoPrime	
560	<b>1.54</b>	<b>0.65</b>	69097	10/09/2008	560	1.31	0.59	MONGA-2	F4	2.67	786	Δ+	
570	<b>1.32</b>	<b>0.46</b>	69098	10/09/2008	570	1.09	0.40	MONGA-2	F4	2.20	701	Δ+	
580	<b>0.69</b>	<b>0.09</b>	69099	10/09/2008	580	0.46	0.03	MONGA-2	F4	3.10	699	Δ+	
590	<b>0.28</b>	<b>-0.03</b>	69100	10/09/2008	590	0.05	-0.09	MONGA-2	F4	2.42	606	Δ+	
600	<b>0.76</b>	<b>0.08</b>	21007	19/03/2009	600	0.87	0.29	KORO	F30	8.18E-09	8.55	IsoPrime	
600	<b>1.00</b>	<b>0.40</b>	69352	28/10/2008	600	1.00	0.42	MONGA-2	F4	2.46	740	Δ+	
610	<b>0.87</b>	<b>-0.30</b>	69353	28/10/2008	610	0.87	-0.28	MONGA-2	F4	2.72	651	Δ+	
620	<b>0.66</b>	<b>0.12</b>	21008	19/03/2009	620	0.77	0.33	KORO	F30	1.01E-08	10.44	IsoPrime	
620	<b>0.34</b>	<b>-0.04</b>	69354	28/10/2008	620	0.34	-0.02	MONGA-2	F4	2.97	645	Δ+	
630	<b>0.29</b>	<b>-0.05</b>	69355	28/10/2008	630	0.29	-0.03	MONGA-2	F4	2.23	578	Δ+	
640	<b>0.87</b>	<b>-0.10</b>	21009	19/03/2009	640	0.98	0.11	KORO	F30	8.46E-09	8.60	IsoPrime	
640	<b>0.75</b>	<b>-0.18</b>	69356	28/10/2008	640	0.75	-0.16	MONGA-2	F4	3.16	712	Δ+	
650	<b>0.50</b>	<b>-0.21</b>	69402	04/11/2008	650	0.50	-0.19	MONGA-2	F4	2.64	614	Δ+	
650	<b>0.44</b>	<b>-0.40</b>	69405	04/11/2008	650	0.44	-0.38	MONGA-2	F4	3.52	683	Δ+	
650	<b>0.04</b>	<b>-0.57</b>	69357	28/10/2008	650	0.04	-0.55	MONGA-2	F4	2.58	631	Δ+	

660	<b>0.61</b>	<b>-0.13</b>	21010	19/03/2009	660	0.72	0.08	KORO	F27	7.96E-09	8.38	IsoPrime
660	<b>0.86</b>	<b>-0.10</b>	69358	28/10/2008	660	0.86	-0.08	MONGA-2	F4	2.30	598	Δ+
670	<b>1.04</b>	<b>0.06</b>	69359	28/10/2008	670	1.04	0.08	MONGA-2	F4	3.48	707	Δ+
680	<b>0.82</b>	<b>-0.03</b>	21011	19/03/2009	680	0.93	0.18	KORO	F30	7.75E-09	7.81	IsoPrime
680	<b>1.05</b>	<b>-0.44</b>	69277	21/10/2008	680	1.05	-0.42	MONGA-2	F4	2.93	613	Δ+
690	<b>0.81</b>	<b>-0.33</b>	69393	29/10/2008	690	0.81	-0.31	MONGA-2	F4	3.50	755	Δ+
690	<b>0.13</b>	<b>-0.33</b>	69299	22/10/2008	690	0.13	-0.31	MONGA-2	F4	2.18	613	Δ+
700	<b>0.47</b>	<b>-0.19</b>	21012	19/03/2009	700	0.58	0.02	KORO	F27	7.81E-09	8.26	IsoPrime
700	<b>0.87</b>	<b>-0.13</b>	69403	04/11/2008	700	0.87	-0.11	MONGA-2	F4	3.38	653	Δ+
700	<b>1.73</b>	<b>0.15</b>	69404	04/11/2008	700	1.73	0.17	MONGA-2	F4	3.68	732	Δ+
700	<b>0.75</b>	<b>-0.32</b>	69406	04/11/2008	700	0.75	-0.30	MONGA-2	F4	2.52	583	Δ+
700	<b>2.41</b>	<b>0.17</b>	69383	29/10/2008	700	2.41	0.19	MONGA-2	F4	3.07	716	Δ+
700	<b>1.64</b>	<b>0.00</b>	69301	22/10/2008	700	1.64	0.02	MONGA-2	F4	1.27	706	Δ+
730	<b>0.32</b>	<b>-0.10</b>	21013	19/03/2009	730	0.43	0.11	KORO	F21	5.94E-09	7.30	IsoPrime
730	<b>-0.31</b>	<b>-0.42</b>	69394	29/10/2008	730	-0.31	-0.40	MONGA-2	F4	2.86	661	Δ+
730	<b>-0.31</b>	<b>-0.35</b>	69300	22/10/2008	730	-0.31	-0.33	MONGA-2	F4	1.67	671	Δ+
740	<b>0.96</b>	<b>-0.06</b>	21014	19/03/2009	740	1.07	0.15	KORO	F30	9.36E-09	9.68	IsoPrime
740	<b>0.61</b>	<b>-0.20</b>	69302	22/10/2008	740	0.61	-0.18	MONGA-2	F4	2.66	617	Δ+
750	<b>1.06</b>	<b>-0.14</b>	69303	22/10/2008	750	1.06	-0.12	MONGA-2	F4	3.00	635	Δ+
760	<b>0.88</b>	<b>-0.29</b>	21015	19/03/2009	760	0.99	-0.08	KORO	F30	8.03E-09	8.40	IsoPrime
760	<b>0.75</b>	<b>-0.23</b>	69304	22/10/2008	760	0.75	-0.21	MONGA-2	F4	2.99	636	Δ+
770	<b>1.08</b>	<b>-0.11</b>	69305	22/10/2008	770	1.08	-0.09	MONGA-2	F4	3.76	745	Δ+
780	<b>0.59</b>	<b>-0.28</b>	21016	19/03/2009	780	0.70	-0.07	KORO	F30	7.63E-09	7.67	IsoPrime
780	<b>0.83</b>	<b>-0.25</b>	69306	22/10/2008	780	0.83	-0.23	MONGA-2	F4	2.88	620	Δ+
790	<b>0.84</b>	<b>-0.74</b>	69308	22/10/2008	790	0.84	-0.72	MONGA-2	F4	2.62	619	Δ+
800	<b>1.07</b>	<b>-0.40</b>	21017	19/03/2009	800	1.18	-0.19	KORO	F30	9.40E-09	9.69	IsoPrime
800	<b>0.61</b>	<b>-0.40</b>	69309	22/10/2008	800	0.61	-0.38	MONGA-2	F4	2.88	646	Δ+
810	<b>1.06</b>	<b>-0.50</b>	69310	22/10/2008	810	1.06	-0.48	MONGA-2	F4	3.46	681	Δ+
820	<b>1.03</b>	<b>-0.39</b>	21018	19/03/2009	820	1.14	-0.18	KORO	F30	9.55E-09	9.70	IsoPrime
820	<b>0.55</b>	<b>-0.41</b>	69311	22/10/2008	820	0.55	-0.39	MONGA-2	F4	2.79	618	Δ+



								2					
830	<b>0.91</b>	<b>-0.37</b>	69312	22/10/2008	830	0.91	-0.35	MONGA-2	F4	2.57	603	Δ+	
840	<b>1.52</b>	<b>-0.22</b>	21019	19/03/2009	840	1.63	-0.01	KORO	F30	1.07E-08	11.29	IsoPrime	
840	<b>2.35</b>	<b>0.46</b>	69407	04/11/2008	840	2.35	0.48	MONGA-2	F4	2.91	855	Δ+	
840	<b>1.19</b>	<b>-0.98</b>	69408	04/11/2008	840	1.19	-0.96	MONGA-2	F5	2.40	689	Δ+	
840	<b>1.33</b>	<b>-0.62</b>	69391	29/10/2008	840	1.33	-0.60	MONGA-2	F4	2.84	640	Δ+	
840	<b>2.25</b>	<b>0.24</b>	69313	22/10/2008	840	2.25	0.26	MONGA-2	F4	2.50	733	Δ+	
850	<b>0.56</b>	<b>-0.89</b>	69314	22/10/2008	850	0.56	-0.87	MONGA-2	F4	3.14	666	Δ+	
860	<b>0.88</b>	<b>-0.45</b>	21020	19/03/2009	860	0.99	-0.24	KORO	F30	9.06E-09	9.30	IsoPrime	
860	<b>1.07</b>	<b>-0.72</b>	69315	22/10/2008	860	1.07	-0.70	MONGA-2	F4	3.30	668	Δ+	
870	<b>1.71</b>	<b>0.04</b>	69316	22/10/2008	870	1.71	0.06	MONGA-2	F4	3.49	738	Δ+	
880	<b>1.24</b>	<b>-0.29</b>	21021	19/03/2009	880	1.35	-0.08	KORO	F30	8.85E-09	8.88	IsoPrime	
880	<b>0.86</b>	<b>-0.33</b>	69380	29/10/2008	880	0.86	-0.31	MONGA-2	F4	1.56	687	Δ+	
880	<b>0.91</b>	<b>-0.37</b>	69317	22/10/2008	880	0.91	-0.35	MONGA-2	F4	2.84	660	Δ+	
890	<b>2.04</b>	<b>0.40</b>	69318	22/10/2008	890	2.04	0.42	MONGA-2	F4	2.32	699	Δ+	
900	<b>1.33</b>	<b>-0.06</b>	21022	19/03/2009	900	1.44	0.15	KORO	F27	5.68E-09	5.72	IsoPrime	
900	<b>1.62</b>	<b>0.07</b>	69297	22/10/2008	900	1.62	0.09	MONGA-2	F4	3.27	654	Δ+	
910	<b>1.11</b>	<b>-0.20</b>	69298	22/10/2008	910	1.11	-0.18	MONGA-2	F4	2.66	630	Δ+	
920	<b>1.06</b>	<b>-0.64</b>	21023	19/03/2009	920	1.17	-0.43	KORO	F30	7.51E-09	7.75	IsoPrime	
920	<b>0.87</b>	<b>-0.43</b>	69319	22/10/2008	920	0.87	-0.41	MONGA-2	F4	2.73	639	Δ+	
930	<b>1.46</b>	<b>-0.20</b>	69320	22/10/2008	930	1.46	-0.18	MONGA-2	F4	3.74	705	Δ+	
940	<b>1.25</b>	<b>-0.32</b>	21024	19/03/2009	940	1.36	-0.11	KORO	F30	8.47E-09	8.69	IsoPrime	
940	<b>0.99</b>	<b>-0.48</b>	69321	22/10/2008	940	0.99	-0.46	MONGA-2	F4	3.00	634	Δ+	
950	<b>1.29</b>	<b>-0.75</b>	69322	22/10/2008	950	1.29	-0.73	MONGA-2	F4	2.77	624	Δ+	
960	<b>1.17</b>	<b>-0.50</b>	21025	19/03/2009	960	1.28	-0.29	KORO	F30	8.90E-09	8.81	IsoPrime	
960	<b>1.89</b>	<b>-0.32</b>	69323	22/10/2008	960	1.89	-0.30	MONGA-2	F4	2.45	660	Δ+	
970	<b>1.73</b>	<b>-0.40</b>	69327	28/10/2008	970	1.73	-0.38	MONGA-2	F4	2.64	616	Δ+	
980	<b>1.38</b>	<b>-0.42</b>	21064	26/03/2009	980	1.33	-0.26	KORO	F30	8.59E-09	8.10	IsoPrime	
980	<b>1.41</b>	<b>-0.79</b>	69395	29/10/2008	980	1.41	-0.77	MONGA-2	F4	2.23	698	Δ+	
990	<b>0.89</b>	<b>-0.36</b>	69409	04/11/2008	990	0.89	-0.34	MONGA-2	F4	1.98	594	Δ+	

								2					
990	<b>1.01</b>	<b>-0.22</b>	69410	04/11/2008	990	1.01	-0.20	MONGA-2	F4	1.66	596	Δ+	
990	<b>1.16</b>	<b>-0.34</b>	69330	28/10/2008	990	1.16	-0.32	MONGA-2	F4	2.81	671	Δ+	
1000	<b>1.25</b>	<b>-0.27</b>	21260	14/04/2009	1000	1.24	-0.19	KORO	F30	1.02E-08	10.53	IsoPrime	
1000	<b>1.93</b>	<b>-0.03</b>	21065	26/03/2009	1000	1.88	0.13	KORO	F30	4.80E-09	12.33	IsoPrime	
1000	<b>1.21</b>	<b>-0.41</b>	69369	29/10/2008	1000	1.21	-0.39	MONGA-2	F4	3.22	679	Δ+	
1010	<b>1.22</b>	<b>-0.62</b>	69331	28/10/2008	1010	1.22	-0.60	MONGA-2	F4	2.74	625	Δ+	
1020	<b>1.30</b>	<b>-0.53</b>	21066	26/03/2009	1020	1.25	-0.37	KORO	F30	7.89E-09	8.66	IsoPrime	
1020	<b>1.58</b>	<b>-0.14</b>	69332	28/10/2008	1020	1.58	-0.12	MONGA-2	F4	2.49	599	Δ+	
1030	<b>0.85</b>	<b>-0.77</b>	69333	28/10/2008	1030	0.85	-0.75	MONGA-2	F4	2.69	636	Δ+	
1040	<b>1.16</b>	<b>-0.78</b>	21067	26/03/2009	1040	1.11	-0.62	KORO	F25	6.22E-09	6.99	IsoPrime	
1040	<b>1.76</b>	<b>-0.24</b>	69334	28/10/2008	1040	1.76	-0.22	MONGA-2	F4	3.05	659	Δ+	
1050	<b>1.65</b>	<b>-0.39</b>	21068	26/03/2009	1050	1.60	-0.23	KORO	F30	8.88E-09	9.78	IsoPrime	
1050	<b>0.91</b>	<b>-0.86</b>	69335	28/10/2008	1050	0.91	-0.84	MONGA-2	F4	2.66	621	Δ+	
1060	<b>2.32</b>	<b>-0.14</b>	21069	26/03/2009	1060	2.27	0.02	KORO	F30	4.50E-09	0.07	IsoPrime	
1060	<b>2.28</b>	<b>-0.39</b>	69336	28/10/2008	1060	2.28	-0.37	MONGA-2	F4	3.13	715	Δ+	
1070	<b>1.80</b>	<b>-0.38</b>	69337	28/10/2008	1070	1.80	-0.36	MONGA-2	F4	2.59	655	Δ+	
1081	<b>2.07</b>	<b>-0.46</b>	21070	26/03/2009	1081	2.02	-0.30	KORO	F30	4.20E-09	10.62	IsoPrime	
1081	<b>1.36</b>	<b>-0.60</b>	69338	28/10/2008	1081	1.36	-0.58	MONGA-2	F4	2.58	626	Δ+	
1090	<b>1.37</b>	<b>-0.74</b>	69411	04/11/2008	1090	1.37	-0.72	MONGA-2	F4	3.20	667	Δ+	
1090	<b>2.29</b>	<b>-0.59</b>	69412	04/11/2008	1090	2.29	-0.57	MONGA-2	F4	3.72	697	Δ+	
1090	<b>2.55</b>	<b>-0.11</b>	69413	04/11/2008	1090	2.55	-0.09	MONGA-2	F4	3.36	710	Δ+	
1090	<b>2.99</b>	<b>-0.28</b>	69339	28/10/2008	1090	2.99	-0.26	MONGA-2	F4	4.24	792	Δ+	
1100	<b>1.95</b>	<b>-0.61</b>	21071	26/03/2009	1100	1.90	-0.45	KORO	F30	9.15E-09	10.76	IsoPrime	
1100	<b>2.53</b>	<b>0.08</b>	69340	28/10/2008	1100	2.53	0.10	MONGA-2	F4	3.41	773	Δ+	
1110	<b>1.89</b>	<b>-0.31</b>	69381	29/10/2008	1110	1.89	-0.29	MONGA-2	F4	3.53	710	Δ+	
1110	<b>1.42</b>	<b>-0.89</b>	69343	28/10/2008	1110	1.42	-0.87	MONGA-2	F4	3.07	695	Δ+	
1120	<b>1.90</b>	<b>-0.21</b>	21261	14/04/2009	1120	1.89	-0.13	KORO	F30	1.15E-08	13.42	IsoPrime	
1120	<b>2.09</b>	<b>-0.10</b>	21265	14/04/2009	1120	2.08	-0.02	KORO	F30	1.08E-08	11.13	IsoPrime	
1120	<b>2.52</b>	<b>0.06</b>	69414	04/11/2008	1120	2.52	0.08	MONGA-2	F4	2.75	707	Δ+	
1120	<b>2.29</b>	<b>-0.02</b>	69415	04/11/2008	1120	2.29	0.00	MONGA-2	F4	2.25	710	Δ+	

								2					
1120	2.53	0.04	69416	04/11/2008	1120	2.53	0.06	MONGA-2	F4	1.86	774	Δ+	
1120	1.65	-0.67	69392	29/10/2008	1120	1.65	-0.65	MONGA-2	F4	3.66	688	Δ+	
1120	2.86	-0.12	69344	28/10/2008	1120	2.86	-0.10	MONGA-2	F4	4.05	900	Δ+	
1130	1.81	-0.80	69345	28/10/2008	1130	1.81	-0.78	MONGA-2	F4	2.83	644	Δ+	
1140	1.73	-1.00	69346	28/10/2008	1140	1.73	-0.98	MONGA-2	F4	2.77	705	Δ+	
1150	1.34	-1.11	69382	29/10/2008	1150	1.34	-1.09	MONGA-2	F3	2.49	562	Δ+	
1150	2.88	0.20	69328	28/10/2008	1150	2.88	0.22	MONGA-2	F3	2.17	747	Δ+	
1160	1.77	-0.43	69348	28/10/2008	1160	1.77	-0.41	MONGA-2	F4	3.05	684	Δ+	
1170	2.31	-0.18	21166	03/04/2009	1170	2.47	0.06	KORO	F13	4.30E-09	5.83	IsoPrime	
1170	1.92	-0.18	69349	28/10/2008	1170	1.92	-0.16	MONGA-2	F4	2.90	650	Δ+	
1180	2.21	-0.33	21167	03/04/2009	1180	2.19	-0.15	KORO	F11	8.87E-09	1.71	IsoPrime	
1180	2.58	0.10	21112	27/03/2009	1180	2.50	0.25	KORO	F10	8.50E-09	4.99	IsoPrime	
1180	1.98	-0.26	69350	28/10/2008	1180	1.98	-0.24	MONGA-2	F4	3.20	670	Δ+	
1190	2.51	0.09	21168	03/04/2009	1190	2.48	0.27	KORO	F11	4.65E-09	4.79	IsoPrime	
1190	2.14	-0.13	69351	28/10/2008	1190	2.14	-0.11	MONGA-2	F4	2.97	692	Δ+	
1200	2.16	-0.29	21073	26/03/2009	1200	2.11	-0.13	KORO	F30	8.62E-09	7.96	IsoPrime	
1210	2.78	0.01	21074	26/03/2009	1210	2.73	0.17	KORO	F30	4.30E-09	9.34	IsoPrime	
1220	3.06	0.21	21075	26/03/2009	1220	3.01	0.37	KORO	F30	4.98E-09	12.62	IsoPrime	
1230	2.79	0.07	21076	26/03/2009	1230	2.74	0.23	KORO	F30	4.81E-09	10.92	IsoPrime	
1240	2.75	0.03	21077	26/03/2009	1240	2.70	0.19	KORO	F30	9.94E-09	9.85	IsoPrime	
1250	2.83	-0.07	21080	26/03/2009	1250	2.78	0.09	KORO	F30	5.02E-09	13.69	IsoPrime	
1260	2.85	0.06	21081	26/03/2009	1260	2.80	0.22	KORO	F30	1.00E-08	10.60	IsoPrime	
1270	2.99	-0.13	21082	26/03/2009	1270	2.94	0.03	KORO	F30	4.62E-09	11.96	IsoPrime	
1280	3.00	0.19	21083	26/03/2009	1280	2.95	0.35	KORO	F30	4.39E-09	9.63	IsoPrime	
1290	2.81	0.19	21084	26/03/2009	1290	2.76	0.35	KORO	F30	9.61E-09	8.29	IsoPrime	
1300	2.65	-0.14	21085	26/03/2009	1300	2.60	0.02	KORO	F30	8.65E-09	10.90	IsoPrime	
1310	2.70	-0.08	21086	26/03/2009	1310	2.65	0.08	KORO	F30	7.77E-09	8.12	IsoPrime	
1320	2.54	-0.17	21087	26/03/2009	1320	2.49	-0.01	KORO	F25	7.70E-09	6.61	IsoPrime	
1330	2.65	-0.10	21088	26/03/2009	1330	2.60	0.06	KORO	F30	4.55E-09	10.19	IsoPrime	
1340	2.89	0.04	21089	26/03/2009	1340	2.84	0.20	KORO	F30	3.82E-09	9.72	IsoPrime	
1350	2.94	0.13	21090	26/03/2009	1350	2.89	0.29	KORO	F30	4.54E-09	10.08	IsoPrime	
1360	2.89	0.20	21098	27/03/2009	1360	3.00	0.41	KORO	F30	1.03E-08	10.26	IsoPrime	
1370	2.86	0.43	21099	27/03/2009	1370	2.97	0.64	KORO	F25	9.91E-09	9.97	IsoPrime	
1380	2.76	0.05	21100	27/03/2009	1380	2.87	0.26	KORO	F30	9.86E-09	10.44	IsoPrime	
1390	2.61	0.13	21101	27/03/2009	1390	2.72	0.34	KORO	F30	1.05E-08	11.10	IsoPrime	
1400	2.51	0.01	21102	27/03/2009	1400	2.62	0.22	KORO	F30	9.61E-09	9.95	IsoPrime	
1410	2.72	0.28	21103	27/03/2009	1410	2.83	0.49	KORO	F30	1.04E-08	10.95	IsoPrime	
1420	2.54	0.35	21104	27/03/2009	1420	2.65	0.56	KORO	F30	9.65E-09	10.00	IsoPrime	

1430	<b>2.77</b>	<b>0.29</b>	21105	27/03/2009	1430	2.88	0.50	KORO	F30	4.66E-09	12.29	IsoPrime
1440	<b>2.89</b>	<b>0.18</b>	21106	27/03/2009	1440	3.00	0.39	KORO	F30	1.00E-08	10.36	IsoPrime
1450	<b>3.00</b>	<b>0.29</b>	21107	27/03/2009	1450	3.11	0.50	KORO	F30	4.48E-09	11.56	IsoPrime
1460	<b>2.61</b>	<b>-0.01</b>	21108	27/03/2009	1460	2.72	0.20	KORO	F30	4.42E-09	11.37	IsoPrime
1470	<b>2.59</b>	<b>0.41</b>	21109	27/03/2009	1470	2.70	0.62	KORO	F30	4.99E-09	5.37	IsoPrime
1480	<b>2.62</b>	<b>0.25</b>	21110	27/03/2009	1480	2.73	0.46	KORO	F30	1.00E-08	10.54	IsoPrime
1490	<b>3.21</b>	<b>0.32</b>	21111	27/03/2009	1490	3.32	0.53	KORO	F26	9.77E-09	10.13	IsoPrime
Valeurs écartées (fractionnées?):												
160	<b>-0.46</b>	<b>0.08</b>	69371	29/10/2008	160	-0.46	0.10	MONGA-2	F4	2.13	532	Δ+
990	<b>1.66</b>	<b>0.85</b>	69368	29/10/2008	990	1.66	0.87	MONGA-2	F4	3.99	752	Δ+
Echantillons Sophie Lesellier												
540	<b>1.22</b>	<b>0.49</b>	21005	19/03/2009	540	1.33	0.70	KORO	F30	1.08E-08	11.38	IsoPrime
560	<b>1.63</b>	<b>0.70</b>	21006	19/03/2009	560	1.74	0.91	KORO	F25	1.10E-08	11.56	IsoPrime
600	<b>0.76</b>	<b>0.08</b>	21007	19/03/2009	600	0.87	0.29	KORO	F30	8.18E-09	8.55	IsoPrime
620	<b>0.66</b>	<b>0.12</b>	21008	19/03/2009	620	0.77	0.33	KORO	F30	1.01E-08	10.44	IsoPrime
640	<b>0.87</b>	<b>-0.10</b>	21009	19/03/2009	640	0.98	0.11	KORO	F30	8.46E-09	8.60	IsoPrime
660	<b>0.61</b>	<b>-0.13</b>	21010	19/03/2009	660	0.72	0.08	KORO	F27	7.96E-09	8.38	IsoPrime
680	<b>0.82</b>	<b>-0.03</b>	21011	19/03/2009	680	0.93	0.18	KORO	F30	7.75E-09	7.81	IsoPrime
700	<b>0.47</b>	<b>-0.19</b>	21012	19/03/2009	700	0.58	0.02	KORO	F27	7.81E-09	8.26	IsoPrime
730	<b>0.32</b>	<b>-0.10</b>	21013	19/03/2009	730	0.43	0.11	KORO	F21	5.94E-09	7.30	IsoPrime
740	<b>0.96</b>	<b>-0.06</b>	21014	19/03/2009	740	1.07	0.15	KORO	F30	9.36E-09	9.68	IsoPrime
760	<b>0.88</b>	<b>-0.29</b>	21015	19/03/2009	760	0.99	-0.08	KORO	F30	8.03E-09	8.40	IsoPrime
780	<b>0.59</b>	<b>-0.28</b>	21016	19/03/2009	780	0.70	-0.07	KORO	F30	7.63E-09	7.67	IsoPrime
800	<b>1.07</b>	<b>-0.40</b>	21017	19/03/2009	800	1.18	-0.19	KORO	F30	9.40E-09	9.69	IsoPrime
820	<b>1.03</b>	<b>-0.39</b>	21018	19/03/2009	820	1.14	-0.18	KORO	F30	9.55E-09	9.70	IsoPrime
840	<b>1.52</b>	<b>-0.22</b>	21019	19/03/2009	840	1.63	-0.01	KORO	F30	1.07E-08	11.29	IsoPrime
860	<b>0.88</b>	<b>-0.45</b>	21020	19/03/2009	860	0.99	-0.24	KORO	F30	9.06E-09	9.30	IsoPrime
880	<b>1.24</b>	<b>-0.29</b>	21021	19/03/2009	880	1.35	-0.08	KORO	F30	8.85E-09	8.88	IsoPrime
900	<b>1.33</b>	<b>-0.06</b>	21022	19/03/2009	900	1.44	0.15	KORO	F27	5.68E-09	5.72	IsoPrime
920	<b>1.06</b>	<b>-0.64</b>	21023	19/03/2009	920	1.17	-0.43	KORO	F30	7.51E-09	7.75	IsoPrime
940	<b>1.25</b>	<b>-0.32</b>	21024	19/03/2009	940	1.36	-0.11	KORO	F30	8.47E-09	8.69	IsoPrime
960	<b>1.17</b>	<b>-0.50</b>	21025	19/03/2009	960	1.28	-0.29	KORO	F30	8.90E-09	8.81	IsoPrime
980	<b>1.38</b>	<b>-0.42</b>	21064	26/03/2009	980	1.33	-0.26	KORO	F30	8.59E-09	8.10	IsoPrime
1000	<b>1.93</b>	<b>-0.03</b>	21065	26/03/2009	1000	1.88	0.13	KORO	F30	4.80E-09	12.33	IsoPrime
1000	<b>1.25</b>	<b>-0.27</b>	21260	14/04/2009	1000	1.24	-0.19	KORO	F30	1.02E-08	10.53	IsoPrime
1020	<b>1.30</b>	<b>-0.53</b>	21066	26/03/2009	1020	1.25	-0.37	KORO	F30	7.89E-09	8.66	IsoPrime
1040	<b>1.16</b>	<b>-0.78</b>	21067	26/03/2009	1040	1.11	-0.62	KORO	F25	6.22E-09	6.99	IsoPrime
1050	<b>1.65</b>	<b>-0.39</b>	21068	26/03/2009	1050	1.60	-0.23	KORO	F30	8.88E-09	9.78	IsoPrime
1060	<b>2.32</b>	<b>-0.14</b>	21069	26/03/2009	1060	2.27	0.02	KORO	F30	4.50E-09	0.07	IsoPrime
1081	<b>2.07</b>	<b>-0.46</b>	21070	26/03/2009	1081	2.02	-0.30	KORO	F30	4.20E-09	10.62	IsoPrime
1100	<b>1.95</b>	<b>-0.61</b>	21071	26/03/2009	1100	1.90	-0.45	KORO	F30	9.15E-09	10.76	IsoPrime
1120	<b>1.90</b>	<b>-0.21</b>	21261	14/04/2009	1120	1.89	-0.13	KORO	F30	1.15E-08	13.42	IsoPrime
1120	<b>2.09</b>	<b>-0.10</b>	21265	14/04/2009	1120	2.08	-0.02	KORO	F30	1.08E-08	11.13	IsoPrime
1170	<b>2.31</b>	<b>-0.18</b>	21166	03/04/2009	1170	2.47	0.06	KORO	F13	4.30E-09	5.83	IsoPrime

1180	<b>2.58</b>	<b>0.10</b>	21112	27/03/2009	1180	2.50	0.25	KORO	F10	8.50E-09	4.99	IsoPrime	
1180	<b>2.21</b>	<b>-0.33</b>	21167	03/04/2009	1180	2.19	-0.15	KORO	F11	8.87E-09	1.71	IsoPrime	
1190	<b>2.51</b>	<b>0.09</b>	21168	03/04/2009	1190	2.48	0.27	KORO	F11	4.65E-09	4.79	IsoPrime	
1200	<b>2.16</b>	<b>-0.29</b>	21073	26/03/2009	1200	2.11	-0.13	KORO	F30	8.62E-09	7.96	IsoPrime	
1210	<b>2.78</b>	<b>0.01</b>	21074	26/03/2009	1210	2.73	0.17	KORO	F30	4.30E-09	9.34	IsoPrime	
1220	<b>3.06</b>	<b>0.21</b>	21075	26/03/2009	1220	3.01	0.37	KORO	F30	4.98E-09	12.62	IsoPrime	
1230	<b>2.79</b>	<b>0.07</b>	21076	26/03/2009	1230	2.74	0.23	KORO	F30	4.81E-09	10.92	IsoPrime	
1240	<b>2.75</b>	<b>0.03</b>	21077	26/03/2009	1240	2.70	0.19	KORO	F30	9.94E-09	9.85	IsoPrime	
1250	<b>2.83</b>	<b>-0.07</b>	21080	26/03/2009	1250	2.78	0.09	KORO	F30	5.02E-09	13.69	IsoPrime	
1260	<b>2.85</b>	<b>0.06</b>	21081	26/03/2009	1260	2.80	0.22	KORO	F30	1.00E-08	10.60	IsoPrime	
1270	<b>2.99</b>	<b>-0.13</b>	21082	26/03/2009	1270	2.94	0.03	KORO	F30	4.62E-09	11.96	IsoPrime	
1280	<b>3.00</b>	<b>0.19</b>	21083	26/03/2009	1280	2.95	0.35	KORO	F30	4.39E-09	9.63	IsoPrime	
1290	<b>2.81</b>	<b>0.19</b>	21084	26/03/2009	1290	2.76	0.35	KORO	F30	9.61E-09	8.29	IsoPrime	
1300	<b>2.65</b>	<b>-0.14</b>	21085	26/03/2009	1300	2.60	0.02	KORO	F30	8.65E-09	10.90	IsoPrime	
1310	<b>2.70</b>	<b>-0.08</b>	21086	26/03/2009	1310	2.65	0.08	KORO	F30	7.77E-09	8.12	IsoPrime	
1320	<b>2.54</b>	<b>-0.17</b>	21087	26/03/2009	1320	2.49	-0.01	KORO	F25	7.70E-09	6.61	IsoPrime	
1330	<b>2.65</b>	<b>-0.10</b>	21088	26/03/2009	1330	2.60	0.06	KORO	F30	4.55E-09	10.19	IsoPrime	
1340	<b>2.89</b>	<b>0.04</b>	21089	26/03/2009	1340	2.84	0.20	KORO	F30	3.82E-09	9.72	IsoPrime	
1350	<b>2.94</b>	<b>0.13</b>	21090	26/03/2009	1350	2.89	0.29	KORO	F30	4.54E-09	10.08	IsoPrime	
1360	<b>2.89</b>	<b>0.20</b>	21098	27/03/2009	1360	3.00	0.41	KORO	F30	1.03E-08	10.26	IsoPrime	
1370	<b>2.86</b>	<b>0.43</b>	21099	27/03/2009	1370	2.97	0.64	KORO	F25	9.91E-09	9.97	IsoPrime	
1380	<b>2.76</b>	<b>0.05</b>	21100	27/03/2009	1380	2.87	0.26	KORO	F30	9.86E-09	10.44	IsoPrime	
1390	<b>2.61</b>	<b>0.13</b>	21101	27/03/2009	1390	2.72	0.34	KORO	F30	1.05E-08	11.10	IsoPrime	
1400	<b>2.51</b>	<b>0.01</b>	21102	27/03/2009	1400	2.62	0.22	KORO	F30	9.61E-09	9.95	IsoPrime	
1410	<b>2.72</b>	<b>0.28</b>	21103	27/03/2009	1410	2.83	0.49	KORO	F30	1.04E-08	10.95	IsoPrime	
1420	<b>2.54</b>	<b>0.35</b>	21104	27/03/2009	1420	2.65	0.56	KORO	F30	9.65E-09	10.00	IsoPrime	
1430	<b>2.77</b>	<b>0.29</b>	21105	27/03/2009	1430	2.88	0.50	KORO	F30	4.66E-09	12.29	IsoPrime	
1440	<b>2.89</b>	<b>0.18</b>	21106	27/03/2009	1440	3.00	0.39	KORO	F30	1.00E-08	10.36	IsoPrime	
1450	<b>3.00</b>	<b>0.29</b>	21107	27/03/2009	1450	3.11	0.50	KORO	F30	4.48E-09	11.56	IsoPrime	
1460	<b>2.61</b>	<b>-0.01</b>	21108	27/03/2009	1460	2.72	0.20	KORO	F30	4.42E-09	11.37	IsoPrime	
1470	<b>2.59</b>	<b>0.41</b>	21109	27/03/2009	1470	2.70	0.62	KORO	F30	4.99E-09	5.37	IsoPrime	
1480	<b>2.62</b>	<b>0.25</b>	21110	27/03/2009	1480	2.73	0.46	KORO	F30	1.00E-08	10.54	IsoPrime	
1490	<b>3.21</b>	<b>0.32</b>	21111	27/03/2009	1490	3.32	0.53	KORO	F26	9.77E-09	10.13	IsoPrime	
Cibicides brady > 150 µm													
depth	<b>δ18O</b>	<b>δ13C</b>	n° LL	date	depth	δ18O	δ13C	gaz ref	µg	volt	pression	spectro	specias
	<b>PDB</b>	<b>PDB</b>				<b>GIF</b>	<b>GIF</b>			<b>SA</b>	<b>CO2</b>		
190	<b>2.53</b>	<b>-0.33</b>	69776	20/11/2008	190	2.48	-0.35	MONGA-2	F2	1.16	315	Δ+	Cib bradyi
220	<b>2.63</b>	<b>-0.42</b>	69781	20/11/2008	220	2.58	-0.44	MONGA-2	F2	3.45	714	Δ+	Cib bradyi
230	<b>2.69</b>	<b>-0.70</b>	69788	26/11/2008	230	2.64	-0.72	MONGA-2	F2	2.09	598	Δ+	Cib bradyi
240	<b>2.59</b>	<b>-0.72</b>	69790	26/11/2008	240	2.54	-0.74	MONGA-2	F3	1.35	526	Δ+	Cib bradyi
250	<b>2.58</b>	<b>-0.62</b>	69793	26/11/2008	250	2.53	-0.64	MONGA-2	F3	2.23	527	Δ+	Cib bradyi
260	<b>2.48</b>	<b>-0.61</b>	69797	26/11/2008	260	2.43	-0.63	MONGA-2	F3	1.77	485	Δ+	Cib bradyi

270	2.64	-0.45	69800	26/11/2008	270	2.59	-0.47	MONGA-2	F5	1.02	646	Δ+	Cib bradyi
280	2.64	-0.65	69803	26/11/2008	280	2.59	-0.67	MONGA-2	F2	2.94	652	Δ+	Cib bradyi
290	2.68	-0.54	69821	27/11/2008	290	2.63	-0.56	MONGA-2	F5	2.00	690	Δ+	Cib bradyi
300	2.65	-0.46	69809	26/11/2008	300	2.60	-0.48	MONGA-2	F4	2.01	696	Δ+	Cib bradyi
310	2.58	-0.64	69812	26/11/2008	310	2.53	-0.66	MONGA-2	F3	3.33	651	Δ+	Cib bradyi
320	2.64	-0.67	69813	26/11/2008	320	2.69	-0.63	MONGA-2	F4	2.71	745	Δ+	Cib bradyi
330	2.62	-0.56	69815	26/11/2008	330	2.57	-0.58	MONGA-2	F3	3.44	646	Δ+	Cib bradyi
340	2.58	-0.43	69825	27/11/2008	340	2.53	-0.45	MONGA-2	F3	2.06	522	Δ+	Cib bradyi
400	2.68	-0.49	69834	27/11/2008	400	2.63	-0.51	MONGA-2	F4	1.88	602	Δ+	Cib bradyi
590	2.75	-0.79	69868	28/11/2008	590	2.70	-0.81	MONGA-2	F4	3.39	694	Δ+	Cib bradyi
730	3.04	-0.98	69890	02/12/2008	730	2.99	-1.00	MONGA-2	F2=24	1.79	462	Δ+	Cib bradyi
1180	4.03	-0.19	21164	03/04/2009	1180	3.98	-0.01	KORO	F1	8.42E-09	-0.38	IsoPrime	CIB-P
1190	4.13	-0.09	21165	03/04/2009	1190	4.08	0.09	KORO	F1	4.13E-09	0.27	IsoPrime	CIB-P
1200	4.21	-0.17	21120	27/03/2009	1200	4.11	-0.02	KORO	F2	7.84E-09	3.05	IsoPrime	CIB-P
1200	3.99	-0.08	21160	03/04/2009	1200	3.94	0.10	KORO	F2	6.68E-09	3.68	IsoPrime	CIB-P
1210	4.20	-0.13	21272	14/04/2009	1210	4.09	-0.17	KORO	F1	1.05E-08	1.55	IsoPrime	CIB-P
1210	4.34	-0.15	21121	27/03/2009	1210	4.24	0.00	KORO	F2	6.92E-09	2.77	IsoPrime	CIB-P
1210	4.30	-0.07	21294	15/04/2009	1210	4.18	-0.11	KORO	F2	1.17E-08	1.87	IsoPrime	CIB-P
1220	4.27	-0.14	21122	27/03/2009	1220	4.17	0.01	KORO	F2	5.53E-09	2.21	IsoPrime	CIB-P
1230	4.37	-0.30	21123	27/03/2009	1230	4.27	-0.15	KORO	F2	5.60E-09	2.30	IsoPrime	CIB-P
1240	4.40	0.03	21124	27/03/2009	1240	4.30	0.18	KORO	F2	4.41E-09	1.68	IsoPrime	CIB-P
1250	4.36	-0.01	21125	27/03/2009	1250	4.26	0.14	KORO	F2	7.42E-09	3.08	IsoPrime	CIB-P
1260	4.37	-0.27	21132	02/04/2009	1260	4.31	-0.09	KORO	F1	4.45E-09	0.24	IsoPrime	CIB-P
1270	4.41	-0.16	21126	27/03/2009	1270	4.31	-0.01	KORO	F2	5.61E-09	2.22	IsoPrime	CIB-P
1280	4.44	0.27	21273	14/04/2009	1280	4.27	0.17	KORO	F1	4.84E-09	0.57	IsoPrime	CIB-W
1280	4.32	0.17	21295	15/04/2009	1280	4.21	0.13	KORO	F1	5.46E-09	2.04	IsoPrime	CIB-W
1280	4.41	0.10	21133	02/04/2009	1280	4.36	0.28	KORO	F1	4.90E-09	2.05	IsoPrime	CIB-W
1280	4.20	0.01	21161	03/04/2009	1280	4.15	0.19	KORO	F1	4.97E-09	2.42	IsoPrime	CIB-W
1290	4.25	0.18	21162	03/04/2009	1290	4.20	0.36	KORO	F1	8.68E-09	0.37	IsoPrime	CIB-W
1300	4.43	-0.19	21134	02/04/2009	1300	4.38	-0.01	KORO	F1	7.60E-09	4.33	IsoPrime	CIB-P
1310	4.47	-0.22	21135	02/04/2009	1310	4.42	-0.04	KORO	F2	6.79E-09	1.39	IsoPrime	CIB-P
1320	4.42	-0.04	21136	02/04/2009	1320	4.37	0.14	KORO	F2	6.85E-09	2.45	IsoPrime	CIB-P
1330	4.40	-0.22	21137	02/04/2009	1330	4.34	-0.04	KORO	F2	6.35E-09	3.84	IsoPrime	CIB-P
1340	4.46	-0.26	21138	02/04/2009	1340	4.40	-0.08	KORO	F2	6.45E-09	2.13	IsoPrime	CIB-P
1350	4.53	-0.28	21139	02/04/2009	1350	4.48	-0.10	KORO	F2	6.62E-09	1.02	IsoPrime	CIB-P
1360	4.46	-0.14	21140	02/04/2009	1360	4.41	0.04	KORO	F2	8.59E-09	3.44	IsoPrime	CIB-P
1370	4.43	-0.17	21141	02/04/2009	1370	4.37	0.01	KORO	F2	8.31E-09	2.50	IsoPrime	CIB-P
1380	4.37	-0.33	21142	02/04/2009	1380	4.32	-0.15	KORO	F2	6.56E-09	3.12	IsoPrime	CIB-P
1390	4.37	-0.28	21143	02/04/2009	1390	4.31	-0.10	KORO	F2	8.08E-09	3.39	IsoPrime	CIB-P

1400	<b>4.38</b>	<b>-0.28</b>	21146	02/04/2009	1400	4.33	-0.10	KORO	F2	6.83E-09	2.81	IsoPrime	CIB-P
1410	<b>4.24</b>	<b>-0.41</b>	21147	02/04/2009	1410	4.19	-0.23	KORO	F2	8.12E-09	3.41	IsoPrime	CIB-P
1420	<b>4.36</b>	<b>-0.35</b>	21148	02/04/2009	1420	4.30	-0.17	KORO	F2	7.58E-09	4.01	IsoPrime	CIB-P
1430	<b>4.30</b>	<b>-0.22</b>	21163	03/04/2009	1430	4.24	-0.04	KORO	F2	4.63E-09	0.40	IsoPrime	CIB-P
1440	<b>4.33</b>	<b>-0.48</b>	21150	02/04/2009	1440	4.28	-0.30	KORO	F2	8.07E-09	1.74	IsoPrime	CIB-P
1450	<b>4.38</b>	<b>-0.39</b>	21151	02/04/2009	1450	4.33	-0.21	KORO	F2	7.57E-09	3.04	IsoPrime	CIB-P
1460	<b>4.44</b>	<b>-0.15</b>	21152	02/04/2009	1460	4.39	0.03	KORO	F2	6.50E-09	1.33	IsoPrime	CIB-P
1470	<b>4.32</b>	<b>-0.14</b>	21153	02/04/2009	1470	4.27	0.04	KORO	F2	6.34E-09	2.48	IsoPrime	CIB-P
1480	<b>4.32</b>	<b>-0.15</b>	21154	02/04/2009	1480	4.26	0.03	KORO	F2	6.00E-09	2.41	IsoPrime	CIB-P
1490	<b>4.35</b>	<b>-0.31</b>	21155	02/04/2009	1490	4.29	-0.13	KORO	F2	6.94E-09	2.75	IsoPrime	CIB-P

Cibicides  
kullenbergi >  
150 µm

depth	$\delta^{18}O$ PDB	$\delta^{13}C$ PDB	n° LL	date	depth	$\delta^{18}O$ GIF	$\delta^{13}C$ GIF	gaz ref	µg	volt SA	pression CO2	spectro
0	<b>2.62</b>	<b>-0.22</b>	69745	20/11/2008	0	2.57	-0.24	MONGA- 2	F1=33	2.49	570	Δ+
10	<b>2.59</b>	<b>-0.12</b>	69747	20/11/2008	10	2.54	-0.14	MONGA- 2	F1=17	0.88	287	Δ+
20	<b>2.66</b>	<b>-0.50</b>	69748	20/11/2008	20	2.61	-0.52	MONGA- 2	F2	1.52	422	Δ+
40	<b>2.67</b>	<b>-0.31</b>	69751	20/11/2008	40	2.62	-0.33	MONGA- 2	F3	2.94	667	Δ+
50	<b>2.63</b>	<b>-0.17</b>	69753	20/11/2008	50	2.58	-0.19	MONGA- 2	F2=17	1.08	316	Δ+
60	<b>2.81</b>	<b>-0.34</b>	69756	20/11/2008	60	2.76	-0.36	MONGA- 2	F2=33	2.14	534	Δ+
70	<b>2.53</b>	<b>0.13</b>	69757	20/11/2008	70	2.48	0.11	MONGA- 2	F1	3.07	668	Δ+
80	<b>2.69</b>	<b>-0.20</b>	69758	20/11/2008	80	2.64	-0.22	MONGA- 2	F2	1.99	520	Δ+
90	<b>2.65</b>	<b>-0.81</b>	69759	20/11/2008	90	2.60	-0.83	MONGA- 2	F2	1.00	290	Δ+
100	<b>2.47</b>	<b>-0.13</b>	69760	20/11/2008	100	2.42	-0.15	MONGA- 2	F2	1.86	480	Δ+
110	<b>2.81</b>	<b>-0.01</b>	69761	20/11/2008	110	2.76	-0.03	MONGA- 2	F2	2.58	604	Δ+
120	<b>2.70</b>	<b>-0.12</b>	69763	20/11/2008	120	2.75	-0.08	MONGA- 2	F2	3.05	749	Δ+
130	<b>2.69</b>	<b>-0.23</b>	69764	20/11/2008	130	2.64	-0.25	MONGA- 2	F1=15	0.91	296	Δ+
140	<b>2.58</b>	<b>-0.35</b>	69765	20/11/2008	140	2.63	-0.31	MONGA- 2	F3	3.82	739	Δ+
150	<b>2.68</b>	<b>-0.11</b>	69767	20/11/2008	150	2.63	-0.13	MONGA- 2	F2	1.78	471	Δ+
160	<b>2.75</b>	<b>0.00</b>	69770	20/11/2008	160	2.70	-0.02	MONGA- 2	F2	2.12	539	Δ+
170	<b>2.67</b>	<b>-0.01</b>	69772	20/11/2008	170	2.62	-0.03	MONGA- 2	F3	1.51	420	Δ+
180	<b>2.71</b>	<b>-0.46</b>	69774	20/11/2008	180	2.66	-0.48	MONGA- 2	F3	1.91	491	Δ+

190	<b>2.68</b>	<b>-0.44</b>	69775	20/11/2008	190	2.63	-0.46	MONGA-2	F2	2.18	536	Δ+
200	<b>2.56</b>	<b>0.04</b>	69777	20/11/2008	200	2.51	0.02	MONGA-2	F2	1.99	522	Δ+
210	<b>2.73</b>	<b>-0.50</b>	69778	20/11/2008	210	2.68	-0.52	MONGA-2	F2=28	2.11	524	Δ+
340	<b>2.62</b>	<b>-0.31</b>	69822	27/11/2008	340	2.57	-0.33	MONGA-2	F3	2.32	559	Δ+
360	<b>2.66</b>	<b>-0.39</b>	69827	27/11/2008	360	2.61	-0.41	MONGA-2	F2	2.98	631	Δ+
370	<b>2.76</b>	<b>-0.24</b>	69831	27/11/2008	370	2.71	-0.26	MONGA-2	F2	3.33	676	Δ+
380	<b>2.71</b>	<b>-0.31</b>	69832	27/11/2008	380	2.66	-0.33	MONGA-2	F2	2.76	622	Δ+
400	<b>2.77</b>	<b>-0.48</b>	69833	27/11/2008	400	2.72	-0.50	MONGA-2	F1=17	1.38	373	Δ+
440	<b>2.81</b>	<b>-0.25</b>	69856	28/11/2008	440	2.76	-0.27	MONGA-2	F2	2.46	549	Δ+
Cibicides pachyderma > 150 μm												
depth	$\delta^{18}O$ PDB	$\delta^{13}C$ PDB	n° LL	date	depth	$\delta^{18}O$ GIF	$\delta^{13}C$ GIF	gaz ref	μg	volt SA	pression CO2	spectro
140	<b>2.70</b>	<b>-0.09</b>	69766	20/11/2008	140	2.75	-0.05	MONGA-2	F1=80	3.31	836	Δ+
160	<b>2.53</b>	<b>0.40</b>	69771	20/11/2008	160	2.58	0.44	MONGA-2	F2	3.82	740	Δ+
180	<b>2.57</b>	<b>0.38</b>	69773	20/11/2008	180	2.52	0.36	MONGA-2	F1	2.37	578	Δ+
200	<b>2.42</b>	<b>0.05</b>	69779	20/11/2008	200	2.47	0.09	MONGA-2	F1	3.45	763	Δ+
210	<b>2.68</b>	<b>0.07</b>	69780	20/11/2008	210	2.63	0.05	MONGA-2	F1	2.81	718	Δ+
240	<b>2.63</b>	<b>0.04</b>	69789	26/11/2008	240	2.58	0.02	MONGA-2	F1	1.61	632	Δ+
250	<b>2.57</b>	<b>0.15</b>	69792	26/11/2008	250	2.52	0.13	MONGA-2	F1	2.88	635	Δ+
260	<b>2.59</b>	<b>0.07</b>	69796	26/11/2008	260	2.64	0.11	MONGA-2	F1	2.14	742	Δ+
270	<b>2.52</b>	<b>0.01</b>	69799	26/11/2008	270	2.57	0.05	MONGA-2	F1	1.23	746	Δ+
280	<b>2.57</b>	<b>-0.07</b>	69802	26/11/2008	280	2.52	-0.09	MONGA-2	F1	2.86	613	Δ+
290	<b>2.64</b>	<b>-0.08</b>	69805	26/11/2008	290	2.59	-0.10	MONGA-2	F1	3.75	720	Δ+
300	<b>2.53</b>	<b>0.10</b>	69820	27/11/2008	300	2.58	0.14	MONGA-2	F2	2.43	947	Δ+
310	<b>2.48</b>	<b>-0.03</b>	69811	26/11/2008	310	2.43	-0.05	MONGA-2	F1	3.04	628	Δ+



320	2.55	0.04	69823	27/11/2008	320	2.50	0.02	MONGA-2	F1	3.68	700	Δ+
330	2.56	0.08	69814	26/11/2008	330	2.51	0.06	MONGA-2	F1	3.72	721	Δ+
350	2.57	0.03	69824	27/11/2008	350	2.62	0.07	MONGA-2	F2	3.08	769	Δ+
360	2.62	0.10	69826	27/11/2008	360	2.57	0.08	MONGA-2	F1	2.07	521	Δ+
370	2.66	-0.13	69828	27/11/2008	370	2.71	-0.09	MONGA-2	F2	3.24	937	Δ+
380	2.57	0.00	69852	28/11/2008	380	2.62	0.04	MONGA-2	F1	2.80	937	Δ+
390	2.57	-0.11	69853	28/11/2008	390	2.52	-0.13	MONGA-2	F1	2.29	624	Δ+
410	2.65	0.06	69836	27/11/2008	410	2.60	0.04	MONGA-2	F1=40	3.05	640	Δ+
450	2.59	-0.11	69837	27/11/2008	450	2.54	-0.13	MONGA-2	F2	3.82	729	Δ+
470	2.61	-0.08	69843	27/11/2008	470	2.66	-0.04	MONGA-2	F2	4.16	1027	Δ+
480	2.64	-0.09	69844	27/11/2008	480	2.59	-0.11	MONGA-2	F2	3.41	717	Δ+
490	2.85	-0.10	69846	27/11/2008	490	2.80	-0.12	MONGA-2	F1	2.26	688	Δ+
500	2.94	-0.41	69848	27/11/2008	500	2.89	-0.43	MONGA-2	F1	0.71	256	Δ+
510	2.71	-0.23	69849	27/11/2008	510	2.76	-0.19	MONGA-2	F2	3.35	1011	Δ+
520	2.83	-0.16	69872	29/11/2008	520	2.78	-0.18	MONGA-2	F1	2.83	703	Δ+
530	2.53	-0.06	69858	28/11/2008	530	2.58	-0.02	MONGA-2	F1	4.10	780	Δ+
540	2.75	-0.24	69860	28/11/2008	540	2.80	-0.20	MONGA-2	F2	2.67	1025	Δ+
560	2.91	-0.23	69865	28/11/2008	560	2.86	-0.25	MONGA-2	F2	2.27	717	Δ+
570	2.78	-0.10	69864	28/11/2008	570	2.83	-0.06	MONGA-2	F1	2.76	777	Δ+
580	2.73	-0.23	69866	28/11/2008	580	2.78	-0.19	MONGA-2	F2	1.87	902	Δ+
600	2.82	-0.32	69869	28/11/2008	600	2.77	-0.34	MONGA-2	F2	3.38	711	Δ+
610	2.78	-0.38	69871	29/11/2008	610	2.83	-0.34	MONGA-2	F1	3.46	1101	Δ+
620	2.95	-0.17	69873	29/11/2008	620	2.90	-0.19	MONGA-2	F1	2.34	690	Δ+
630	2.96	-0.16	69876	29/11/2008	630	2.91	-0.18	MONGA-2	F1=36	3.00	617	Δ+
640	2.85	-0.18	69875	29/11/2008	640	2.90	-0.14	MONGA-2	F2	4.14	830	Δ+

650	<b>2.79</b>	<b>0.03</b>	69878	29/11/2008	650	2.74	0.01	MONGA-2	F1	2.35	612	Δ+
660	<b>2.99</b>	<b>-0.48</b>	69879	29/11/2008	660	2.94	-0.50	MONGA-2	F1	2.73	582	Δ+
670	<b>2.86</b>	<b>-0.04</b>	69880	29/11/2008	670	2.81	-0.06	MONGA-2	F1	3.23	629	Δ+
680	<b>2.89</b>	<b>-0.06</b>	69885	02/12/2008	680	2.84	-0.08	MONGA-2	F1	2.20	543	Δ+
690	<b>4.26</b>	<b>-0.42</b>	69886	02/12/2008	690	4.21	-0.44	MONGA-2	F1=40	1.82	572	Δ+
700	<b>4.13</b>	<b>-0.16</b>	69887	02/12/2008	700	4.08	-0.18	MONGA-2	F1	2.01	497	Δ+
740	<b>3.59</b>	<b>-0.68</b>	69891	02/12/2008	740	3.54	-0.70	MONGA-2	F1	0.99	304	Δ+
750	<b>2.99</b>	<b>-0.04</b>	69892	02/12/2008	750	2.94	-0.06	MONGA-2	F1	3.15	633	Δ+
770	<b>3.01</b>	<b>-0.30</b>	69893	02/12/2008	770	3.06	-0.26	MONGA-2	F2	3.20	798	Δ+
780	<b>3.00</b>	<b>-0.34</b>	69896	02/12/2008	780	3.05	-0.30	MONGA-2	F1	3.22	1041	Δ+
790	<b>2.96</b>	<b>-0.17</b>	69897	02/12/2008	790	2.91	-0.19	MONGA-2	F2	2.64	628	Δ+
800	<b>2.98</b>	<b>-0.12</b>	69898	02/12/2008	800	3.03	-0.08	MONGA-2	F1	2.15	764	Δ+
810	<b>4.12</b>	<b>-0.37</b>	69899	02/12/2008	810	4.17	-0.33	MONGA-2	F1	1.77	855	Δ+
820	<b>4.22</b>	<b>-0.12</b>	69900	02/12/2008	820	4.17	-0.14	MONGA-2	F1	1.45	683	Δ+
830	<b>3.28</b>	<b>-0.34</b>	69901	02/12/2008	830	3.33	-0.30	MONGA-2	F1	4.03	764	Δ+
840	<b>4.23</b>	<b>-0.06</b>	69902	02/12/2008	840	4.18	-0.08	MONGA-2	F1	3.28	653	Δ+
850	<b>3.41</b>	<b>-0.27</b>	69903	02/12/2008	850	3.46	-0.23	MONGA-2	F1	2.66	996	Δ+
860	<b>3.40</b>	<b>-0.16</b>	69904	02/12/2008	860	3.45	-0.12	MONGA-2	F2	4.05	786	Δ+
870	<b>3.25</b>	<b>-0.21</b>	69938	03/12/2008	870	3.20	-0.23	MONGA-2	F1	2.69	604	Δ+
880	<b>3.47</b>	<b>-0.15</b>	69906	02/12/2008	880	3.42	-0.17	MONGA-2	F1	2.94	633	Δ+
890	<b>3.44</b>	<b>-0.12</b>	69907	02/12/2008	890	3.49	-0.08	MONGA-2	F1	4.02	791	Δ+
900	<b>3.47</b>	<b>-0.20</b>	69910	02/12/2008	900	3.42	-0.22	MONGA-2	F1=23	1.78	467	Δ+
910	<b>3.46</b>	<b>-0.19</b>	69911	02/12/2008	910	3.41	-0.21	MONGA-2	F2	2.61	577	Δ+
920	<b>3.47</b>	<b>-0.64</b>	69913	02/12/2008	920	3.52	-0.60	MONGA-2	F2	3.96	804	Δ+
930	<b>4.28</b>	<b>-0.49</b>	69912	02/12/2008	930	4.23	-0.51	MONGA-2	F1	3.19	721	Δ+

940	<b>3.55</b>	<b>-0.29</b>	69915	02/12/2008	940	3.50	-0.31	MONGA-2	F1	2.60	643	Δ+
950	<b>3.48</b>	<b>-0.16</b>	69914	02/12/2008	950	3.53	-0.12	MONGA-2	F2	3.21	1295	Δ+
960	<b>3.58</b>	<b>-0.37</b>	69916	02/12/2008	960	3.53	-0.39	MONGA-2	F1	2.14	730	Δ+
970	<b>3.04</b>	<b>0.05</b>	69917	02/12/2008	970	3.09	0.09	MONGA-2	F2	3.94	832	Δ+
980	<b>3.59</b>	<b>-0.47</b>	69918	02/12/2008	980	3.54	-0.49	MONGA-2	F1	3.20	732	Δ+
990	<b>3.47</b>	<b>-0.39</b>	69919	02/12/2008	990	3.52	-0.35	MONGA-2	F1	2.62	741	Δ+
1000	<b>4.15</b>	<b>-0.50</b>	69920	02/12/2008	1000	4.20	-0.46	MONGA-2	F1	4.04	758	Δ+
1010	<b>4.19</b>	<b>-0.37</b>	69941	03/12/2008	1010	4.24	-0.33	MONGA-2	F1	1.43	775	Δ+
1020	<b>3.43</b>	<b>-0.12</b>	69942	03/12/2008	1020	3.38	-0.14	MONGA-2	F1	3.36	656	Δ+
1030	<b>3.76</b>	<b>-0.13</b>	69943	03/12/2008	1030	3.71	-0.15	MONGA-2	F2	2.07	498	Δ+
1040	<b>3.55</b>	<b>-0.19</b>	69944	03/12/2008	1040	3.50	-0.21	MONGA-2	F1	2.92	619	Δ+
1050	<b>3.63</b>	<b>0.38</b>	69947	03/12/2008	1050	3.58	0.36	MONGA-2	F1	2.60	573	Δ+
1060	<b>3.56</b>	<b>0.42</b>	69950	03/12/2008	1060	3.61	0.46	MONGA-2	F1	3.97	799	Δ+
1070	<b>3.92</b>	<b>0.28</b>	69952	03/12/2008	1070	3.87	0.26	MONGA-2	F1	2.47	552	Δ+
1080	<b>3.99</b>	<b>-0.14</b>	69954	03/12/2008	1080	3.94	-0.16	MONGA-2	F1	3.56	704	Δ+
1090	<b>4.02</b>	<b>0.00</b>	69956	03/12/2008	1090	4.07	0.04	MONGA-2	F1	2.36	767	Δ+
1100	<b>3.82</b>	<b>0.04</b>	69958	03/12/2008	1100	3.77	0.02	MONGA-2	F1	3.22	674	Δ+
1110	<b>3.99</b>	<b>0.27</b>	69964	04/12/2008	1110	3.94	0.25	MONGA-2	F1	2.15	584	Δ+
1120	<b>3.89</b>	<b>-0.11</b>	69966	04/12/2008	1120	3.84	-0.13	MONGA-2	F1	3.55	706	Δ+
1130	<b>4.01</b>	<b>0.22</b>	69967	04/12/2008	1130	3.96	0.20	MONGA-2	F1	3.26	629	Δ+
1140	<b>4.06</b>	<b>-0.04</b>	69969	04/12/2008	1140	4.01	-0.06	MONGA-2	F1	2.08	637	Δ+
1150	<b>4.27</b>	<b>0.07</b>	69971	04/12/2008	1150	4.22	0.05	MONGA-2	F1	3.03	713	Δ+
1160	<b>4.02</b>	<b>-0.33</b>	69972	04/12/2008	1160	4.07	-0.29	MONGA-2	F1	2.29	845	Δ+
1170	<b>2.79</b>	<b>-0.58</b>	69973	04/12/2008	1170	2.84	-0.54	MONGA-2	F1	3.92	941	Δ+
1170	<b>3.90</b>	<b>0.14</b>	69997	05/12/2008	1170	3.95	0.18	MONGA-2	F1	3.14	737	Δ+

1170	<b>3.92</b>	<b>-0.09</b>	70054	09/12/2008	1170	3.87	-0.11	MONGA-2	F1	3.33	670	Δ+
1170	<b>4.04</b>	<b>-0.22</b>	70055	09/12/2008	1170	4.09	-0.18	MONGA-2	F1	2.76	784	Δ+
1180	<b>4.03</b>	<b>-0.19</b>	21164	03/04/2009	1180	3.98	-0.01	KORO	F1	8.42E-09	-0.38	IsoPrime
1180	<b>4.02</b>	<b>-0.19</b>	69975	04/12/2008	1180	3.97	-0.21	MONGA-2	F1	2.59	638	Δ+
1190	<b>4.13</b>	<b>-0.09</b>	21165	03/04/2009	1190	4.08	0.09	KORO	F1	4.13E-09	0.27	IsoPrime
1190	<b>4.05</b>	<b>-0.20</b>	69977	04/12/2008	1190	4.10	-0.16	MONGA-2	F1	1.75	863	Δ+
1200	<b>4.21</b>	<b>-0.17</b>	21120	27/03/2009	1200	4.11	-0.02	KORO	F2	7.84E-09	3.05	IsoPrime
1200	<b>3.99</b>	<b>-0.08</b>	21160	03/04/2009	1200	3.94	0.10	KORO	F2	6.68E-09	3.68	IsoPrime
1210	<b>4.20</b>	<b>-0.13</b>	21272	14/04/2009	1210	4.09	-0.17	KORO	F1	1.05E-08	1.55	IsoPrime
1210	<b>4.34</b>	<b>-0.15</b>	21121	27/03/2009	1210	4.24	0.00	KORO	F2	6.92E-09	2.77	IsoPrime
1210	<b>4.30</b>	<b>-0.07</b>	21294	15/04/2009	1210	4.18	-0.11	KORO	F2	1.17E-08	1.87	IsoPrime
1220	<b>4.27</b>	<b>-0.14</b>	21122	27/03/2009	1220	4.17	0.01	KORO	F2	5.53E-09	2.21	IsoPrime
1230	<b>4.37</b>	<b>-0.30</b>	21123	27/03/2009	1230	4.27	-0.15	KORO	F2	5.60E-09	2.30	IsoPrime
1240	<b>4.40</b>	<b>0.03</b>	21124	27/03/2009	1240	4.30	0.18	KORO	F2	4.41E-09	1.68	IsoPrime
1250	<b>4.36</b>	<b>-0.01</b>	21125	27/03/2009	1250	4.26	0.14	KORO	F2	7.42E-09	3.08	IsoPrime
1260	<b>4.37</b>	<b>-0.27</b>	21132	02/04/2009	1260	4.31	-0.09	KORO	F1	4.45E-09	0.24	IsoPrime
1270	<b>4.41</b>	<b>-0.16</b>	21126	27/03/2009	1270	4.31	-0.01	KORO	F2	5.61E-09	2.22	IsoPrime
1300	<b>4.43</b>	<b>-0.19</b>	21134	02/04/2009	1300	4.38	-0.01	KORO	F1	7.60E-09	4.33	IsoPrime
1310	<b>4.47</b>	<b>-0.22</b>	21135	02/04/2009	1310	4.42	-0.04	KORO	F2	6.79E-09	1.39	IsoPrime
1320	<b>4.42</b>	<b>-0.04</b>	21136	02/04/2009	1320	4.37	0.14	KORO	F2	6.85E-09	2.45	IsoPrime
1330	<b>4.40</b>	<b>-0.22</b>	21137	02/04/2009	1330	4.34	-0.04	KORO	F2	6.35E-09	3.84	IsoPrime
1340	<b>4.46</b>	<b>-0.26</b>	21138	02/04/2009	1340	4.40	-0.08	KORO	F2	6.45E-09	2.13	IsoPrime
1350	<b>4.53</b>	<b>-0.28</b>	21139	02/04/2009	1350	4.48	-0.10	KORO	F2	6.62E-09	1.02	IsoPrime
1360	<b>4.46</b>	<b>-0.14</b>	21140	02/04/2009	1360	4.41	0.04	KORO	F2	8.59E-09	3.44	IsoPrime
1370	<b>4.43</b>	<b>-0.17</b>	21141	02/04/2009	1370	4.37	0.01	KORO	F2	8.31E-09	2.50	IsoPrime
1380	<b>4.37</b>	<b>-0.33</b>	21142	02/04/2009	1380	4.32	-0.15	KORO	F2	6.56E-09	3.12	IsoPrime
1390	<b>4.37</b>	<b>-0.28</b>	21143	02/04/2009	1390	4.31	-0.10	KORO	F2	8.08E-09	3.39	IsoPrime
1400	<b>4.38</b>	<b>-0.28</b>	21146	02/04/2009	1400	4.33	-0.10	KORO	F2	6.83E-09	2.81	IsoPrime
1410	<b>4.24</b>	<b>-0.41</b>	21147	02/04/2009	1410	4.19	-0.23	KORO	F2	8.12E-09	3.41	IsoPrime
1420	<b>4.36</b>	<b>-0.35</b>	21148	02/04/2009	1420	4.30	-0.17	KORO	F2	7.58E-09	4.01	IsoPrime
1430	<b>4.30</b>	<b>-0.22</b>	21163	03/04/2009	1430	4.24	-0.04	KORO	F2	4.63E-09	0.40	IsoPrime
1440	<b>4.33</b>	<b>-0.48</b>	21150	02/04/2009	1440	4.28	-0.30	KORO	F2	8.07E-09	1.74	IsoPrime
1450	<b>4.38</b>	<b>-0.39</b>	21151	02/04/2009	1450	4.33	-0.21	KORO	F2	7.57E-09	3.04	IsoPrime
1460	<b>4.44</b>	<b>-0.15</b>	21152	02/04/2009	1460	4.39	0.03	KORO	F2	6.50E-09	1.33	IsoPrime
1470	<b>4.32</b>	<b>-0.14</b>	21153	02/04/2009	1470	4.27	0.04	KORO	F2	6.34E-09	2.48	IsoPrime
1480	<b>4.32</b>	<b>-0.15</b>	21154	02/04/2009	1480	4.26	0.03	KORO	F2	6.00E-09	2.41	IsoPrime
1490	<b>4.35</b>	<b>-0.31</b>	21155	02/04/2009	1490	4.29	-0.13	KORO	F2	6.94E-09	2.75	IsoPrime
Cibicides wuellerstorfi> 150 µm												
depth	<b>∂18O</b>	<b>∂13C</b>	n° LL	date	depth	∂18O	∂13C	gaz ref	µg	volt	pression	spectro
	<b>PDB</b>	<b>PDB</b>				GIF	GIF			SA	CO2	
0	<b>2.62</b>	<b>0.40</b>	69744	20/11/2008	0	2.67	0.44	MONGA-2	F2	3.02	757	Δ+
10	<b>2.65</b>	<b>0.41</b>	69746	20/11/2008	10	2.60	0.39	MONGA-2	F1=30	2.05	571	Δ+

30	<b>2.56</b>	<b>-0.05</b>	69749	20/11/2008	30	2.51	-0.07	MONGA-2	F2=32	2.45	575	Δ+
40	<b>2.67</b>	<b>0.45</b>	69750	20/11/2008	40	2.72	0.49	MONGA-2	F1=50	3.38	1449	Δ+
50	<b>2.82</b>	<b>0.42</b>	69752	20/11/2008	50	2.87	0.46	MONGA-2	F1	3.66	1035	Δ+
120	<b>2.53</b>	<b>0.55</b>	69762	20/11/2008	120	2.58	0.59	MONGA-2	F1	3.76	1273	Δ+
240	<b>2.69</b>	<b>0.24</b>	69819	27/11/2008	240	2.74	0.28	MONGA-2	F2	2.98	1037	Δ+
250	<b>2.79</b>	<b>0.12</b>	69791	26/11/2008	250	2.74	0.10	MONGA-2	F1	1.15	614	Δ+
260	<b>2.48</b>	<b>0.14</b>	69794	26/11/2008	260	2.43	0.12	MONGA-2	F1	2.63	572	Δ+
270	<b>2.58</b>	<b>0.72</b>	69798	26/11/2008	270	2.53	0.70	MONGA-2	F1	1.48	714	Δ+
280	<b>2.46</b>	<b>0.24</b>	69801	26/11/2008	280	2.51	0.28	MONGA-2	F2	4.28	947	Δ+
290	<b>2.57</b>	<b>0.22</b>	69804	26/11/2008	290	2.52	0.20	MONGA-2	F1	2.34	552	Δ+
300	<b>2.68</b>	<b>0.39</b>	69806	26/11/2008	300	2.73	0.43	MONGA-2	F1	4.09	1256	Δ+
310	<b>2.61</b>	<b>0.34</b>	69810	26/11/2008	310	2.56	0.32	MONGA-2	F1	1.68	690	Δ+
410	<b>2.39</b>	<b>0.33</b>	69835	27/11/2008	410	2.44	0.37	MONGA-2	F1=75	4.15	961	Δ+
420	<b>2.59</b>	<b>0.48</b>	69840	27/11/2008	420	2.54	0.46	MONGA-2	F1=25	2.05	523	Δ+
430	<b>2.58</b>	<b>-0.06</b>	69854	28/11/2008	430	2.53	-0.08	MONGA-2	F2	1.40	384	Δ+
440	<b>2.61</b>	<b>0.34</b>	69855	28/11/2008	440	2.56	0.32	MONGA-2	F2	3.78	726	Δ+
450	<b>2.50</b>	<b>0.01</b>	69842	27/11/2008	450	2.55	0.05	MONGA-2	F1=55	3.07	755	Δ+
460	<b>2.53</b>	<b>0.02</b>	69841	27/11/2008	460	2.58	0.06	MONGA-2	F1	3.75	933	Δ+
490	<b>2.58</b>	<b>0.35</b>	69845	27/11/2008	490	2.63	0.39	MONGA-2	F2	2.78	776	Δ+
500	<b>2.65</b>	<b>-0.33</b>	69847	27/11/2008	500	2.60	-0.35	MONGA-2	F1	3.19	672	Δ+
520	<b>2.70</b>	<b>0.18</b>	69857	28/11/2008	520	2.75	0.22	MONGA-2	F1	2.90	1115	Δ+
540	<b>2.81</b>	<b>0.20</b>	69859	28/11/2008	540	2.86	0.24	MONGA-2	F1	3.32	1252	Δ+
560	<b>2.79</b>	<b>-0.30</b>	69863	28/11/2008	560	2.74	-0.32	MONGA-2	F1=40	3.38	688	Δ+
600	<b>2.73</b>	<b>0.05</b>	69867	28/11/2008	600	2.78	0.09	MONGA-2	F1=50	1.54	871	Δ+
610	<b>4.13</b>	<b>-0.49</b>	69874	29/11/2008	610	4.08	-0.51	MONGA-2	F1	1.93	558	Δ+

650	4.16	-0.44	69877	29/11/2008	650	4.11	-0.46	MONGA-2	F1	2.85	669	Δ+
650	4.25	-0.46	69888	02/12/2008	650	4.30	-0.42	MONGA-2	F1	3.54	853	Δ+
680	4.21	-0.34	69889	02/12/2008	680	4.26	-0.30	MONGA-2	F1	2.89	888	Δ+
680	4.10	0.54	69881	29/11/2008	680	4.05	0.52	MONGA-2	F1	2.42	544	Δ+
680	3.92	0.06	70051	09/12/2008	680	3.97	0.10	MONGA-2	F2	2.42	1222	Δ+
690	4.19	-0.46	69925	03/12/2008	690	4.14	-0.48	MONGA-2	F1	2.91	663	Δ+
740	4.05	-0.11	69926	03/12/2008	740	4.10	-0.07	MONGA-2	F1	2.37	968	Δ+
750	4.25	-0.31	69927	03/12/2008	750	4.20	-0.33	MONGA-2	F1	1.93	613	Δ+
760	3.31	0.13	69928	03/12/2008	760	3.26	0.11	MONGA-2	F1=33	2.34	550	Δ+
780	4.08	-0.15	69929	03/12/2008	780	4.03	-0.17	MONGA-2	F1	1.31	336	Δ+
800	4.35	0.00	69933	03/12/2008	800	4.30	-0.02	MONGA-2	F1	2.36	728	Δ+
810	4.09	-0.14	69930	03/12/2008	810	4.14	-0.10	MONGA-2	F1	3.24	742	Δ+
820	2.98	0.47	69931	03/12/2008	820	3.03	0.51	MONGA-2	F1	3.92	757	Δ+
820	3.54	-0.26	70052	09/12/2008	820	3.59	-0.22	MONGA-2	F1	1.95	782	Δ+
830	4.22	-0.30	69932	03/12/2008	830	4.17	-0.32	MONGA-2	F1	3.19	691	Δ+
840	4.17	-0.58	69934	03/12/2008	840	4.12	-0.60	MONGA-2	F1	1.94	547	Δ+
850	4.25	-0.72	69937	03/12/2008	850	4.30	-0.68	MONGA-2	F1	3.30	1084	Δ+
870	3.25	-0.10	69905	02/12/2008	870	3.20	-0.12	MONGA-2	F1	1.86	474	Δ+
960	4.33	-0.57	69939	03/12/2008	960	4.28	-0.59	MONGA-2	F1	2.20	649	Δ+
1000	3.35	0.19	69940	03/12/2008	1000	3.40	0.23	MONGA-2	F1	1.82	1435	Δ+
1050	3.97	0.46	69945	03/12/2008	1050	3.92	0.44	MONGA-2	F1	2.19	532	Δ+
1050	4.19	0.02	69946	03/12/2008	1050	4.24	0.06	MONGA-2	F1	3.50	785	Δ+
1060	3.20	1.24	69993	05/12/2008	1060	3.25	1.28	MONGA-2	F1	2.45	796	Δ+
1060	4.14	0.10	70053	09/12/2008	1060	4.09	0.08	MONGA-2	F1	1.86	486	Δ+
1070	4.17	0.61	69951	03/12/2008	1070	4.12	0.59	MONGA-2	F1	2.67	573	Δ+

1080	<b>3.83</b>	<b>1.17</b>	69953	03/12/2008	1080	3.78	1.15	MONGA-2	F1	2.02	491	Δ+
1080	<b>3.97</b>	<b>0.87</b>	69994	05/12/2008	1080	3.92	0.85	MONGA-2	F1	2.02	665	Δ+
1090	<b>3.60</b>	<b>1.15</b>	69955	03/12/2008	1090	3.55	1.13	MONGA-2	F1	2.54	566	Δ+
1090	<b>4.07</b>	<b>0.52</b>	69995	05/12/2008	1090	4.02	0.50	MONGA-2	F1	1.66	571	Δ+
1100	<b>3.99</b>	<b>0.91</b>	69957	03/12/2008	1100	3.94	0.89	MONGA-2	F1	3.79	715	Δ+
1110	<b>3.93</b>	<b>0.67</b>	69963	04/12/2008	1110	3.98	0.71	MONGA-2	F1	2.60	792	Δ+
1120	<b>4.16</b>	<b>0.35</b>	69965	04/12/2008	1120	4.21	0.39	MONGA-2	F1	1.76	745	Δ+
1140	<b>3.92</b>	<b>-0.06</b>	69968	04/12/2008	1140	3.97	-0.02	MONGA-2	F1	2.65	1595	Δ+
1150	<b>3.99</b>	<b>0.37</b>	69970	04/12/2008	1150	4.04	0.41	MONGA-2	F1	3.94	1886	Δ+
1160	<b>3.96</b>	<b>-0.05</b>	69996	05/12/2008	1160	4.01	-0.01	MONGA-2	F1	3.87	1168	Δ+
1180	<b>3.96</b>	<b>-0.04</b>	69974	04/12/2008	1180	4.01	0.00	MONGA-2	F1	3.17	881	Δ+
1190	<b>3.97</b>	<b>0.51</b>	69976	04/12/2008	1190	3.92	0.49	MONGA-2	F1	2.12	648	Δ+
1280	<b>4.44</b>	<b>0.27</b>	21273	14/04/2009	1280	4.27	0.17	KORO	F1	4.84E-09	0.57	IsoPrime
1280	<b>4.32</b>	<b>0.17</b>	21295	15/04/2009	1280	4.21	0.13	KORO	F1	5.46E-09	2.04	IsoPrime
1280	<b>4.41</b>	<b>0.10</b>	21133	02/04/2009	1280	4.36	0.28	KORO	F1	4.90E-09	2.05	IsoPrime
1280	<b>4.20</b>	<b>0.01</b>	21161	03/04/2009	1280	4.15	0.19	KORO	F1	4.97E-09	2.42	IsoPrime
1290	<b>4.25</b>	<b>0.18</b>	21162	03/04/2009	1290	4.20	0.36	KORO	F1	8.68E-09	0.37	IsoPrime

Traitement  
PDB par  
Fabien le 16  
juin 2015

Globobulimina  
affinis

depth	<b>δ18O PDB</b>	<b>δ13C PDB</b>	RunIndex	Acquisition Date	depth	δ18O GIF	δ13C GIF	Gaz Ref	Sample Weight	StartingBeam Sample	Transducer Pressure	Spectro	Size
750	<b>3.73</b>	<b>-1.51</b>	6244	09-avr-11	750	3.75	-1.55	KORO	F3+morceaux	3.20E-09	0.90	IsoPrime	250-315μm
750	<b>3.85</b>	<b>-1.25</b>	6217	09-avr-11	750	3.86	-1.29	KORO	F4	3.88E-09	1.12	IsoPrime	250-315μm
870	<b>4.23</b>	<b>-1.27</b>	6221	09-avr-11	870	4.28	-1.39	KORO	F2=20	1.56E-09	0.13	IsoPrime	250-315μm
1040	<b>4.72</b>	<b>-1.15</b>	6243	09-avr-11	1040	4.73	-1.19	KORO	F5	4.00E-09	1.17	IsoPrime	250-315μm
1040	<b>4.37</b>	<b>-1.21</b>	6222	09-avr-11	1040	4.38	-1.25	KORO	F5	4.25E-09	1.22	IsoPrime	250-315μm
1200	<b>5.06</b>	<b>-0.84</b>	6239	09-avr-11	1200	5.10	-0.96	KORO	F3	2.20E-09	0.43	IsoPrime	250-315μm
1200	<b>4.96</b>	<b>-0.91</b>	6226	09-avr-11	1200	4.96	-0.95	KORO	F4	2.97E-09	0.66	IsoPrime	250-

1200	<b>4.95</b>	<b>-0.87</b>	6225	09-avr-11	1200	4.99	-0.99	KORO	F3	2.14E-09	0.32	IsoPrime	315µm 250- 315µm forme V
1200	<b>5.00</b>	<b>-1.10</b>	6240	09-avr-11	1200	5.04	-1.22	KORO	F3	2.38E-09	0.53	IsoPrime	250- 315µm forme V
1240	<b>5.03</b>	<b>-0.93</b>	6254	12-avr-11	1240	5.03	-0.97	KORO	F5	3.04E-09	1.14	IsoPrime	250- 315µm
1240	<b>5.11</b>	<b>-0.93</b>	6255	12-avr-11	1240	5.11	-0.97	KORO	F4	3.17E-09	1.01	IsoPrime	250- 315µm
1240	<b>5.09</b>	<b>-1.00</b>	6253	12-avr-11	1240	5.09	-1.04	KORO	F5	3.56E-09	1.11	IsoPrime	250- 315µm
1240	<b>5.12</b>	<b>-1.05</b>	6251	12-avr-11	1240	5.12	-1.09	KORO	F6	4.49E-09	1.89	IsoPrime	250- 315µm forme V
1240	<b>5.13</b>	<b>-1.25</b>	6252	12-avr-11	1240	5.13	-1.29	KORO	F5	5.05E-09	2.06	IsoPrime	250- 315µm forme V
1340	<b>5.16</b>	<b>-0.81</b>	6271	12-avr-11	1340	5.20	-0.93	KORO	F4	2.08E-09	0.43	IsoPrime	250- 315µm
1340	<b>5.20</b>	<b>-0.90</b>	6269	12-avr-11	1340	5.24	-1.02	KORO	F4	2.32E-09	0.31	IsoPrime	250- 315µm
1340	<b>5.15</b>	<b>-1.04</b>	6270	12-avr-11	1340	5.15	-1.08	KORO	F4	2.51E-09	0.64	IsoPrime	250- 315µm
620	<b>3.64</b>	<b>-1.47</b>	6215	09-avr-11	620	3.69	-1.59	KORO	F2=22	1.53E-09	0.28	IsoPrime	315-400 µm
750	<b>4.27</b>	<b>-1.01</b>	6218	09-avr-11	750	4.28	-1.05	KORO	F3	4.50E-09	1.29	IsoPrime	315-400 µm
1040	<b>4.98</b>	<b>-0.72</b>	6242	09-avr-11	1040	4.98	-0.76	KORO	F3	3.18E-09	0.91	IsoPrime	315-400 µm
1040	<b>4.47</b>	<b>-1.07</b>	6223	09-avr-11	1040	4.47	-1.11	KORO	F4	5.58E-09	1.87	IsoPrime	315-400 µm
1200	<b>5.03</b>	<b>-0.87</b>	6227	09-avr-11	1200	5.03	-0.91	KORO	F4	5.22E-09	1.67	IsoPrime	315-400 µm
1200	<b>5.03</b>	<b>-0.82</b>	6237	09-avr-11	1200	5.03	-0.86	KORO	F3	5.48E-09	1.78	IsoPrime	315-400 µm
1200	<b>4.98</b>	<b>-0.86</b>	6238	09-avr-11	1200	4.98	-0.90	KORO	F3	5.56E-09	1.90	IsoPrime	315-400 µm
1240	<b>4.99</b>	<b>-0.76</b>	6261	12-avr-11	1240	4.99	-0.80	KORO	F3	4.31E-09	1.40	IsoPrime	315-400 µm
1240	<b>5.12</b>	<b>-0.99</b>	6260	12-avr-11	1240	5.12	-1.03	KORO	F3	5.80E-09	2.10	IsoPrime	315-400 µm
1240	<b>5.08</b>	<b>-0.95</b>	6259	12-avr-11	1240	5.11	-0.94	KORO	F4	6.80E-09	2.45	IsoPrime	315-400 µm
1340	<b>5.15</b>	<b>-1.09</b>	6275	12-avr-11	1340	5.15	-1.13	KORO	F3	3.21E-09	0.74	IsoPrime	315-400 µm
1340	<b>5.12</b>	<b>-1.11</b>	6274	12-avr-11	1340	5.12	-1.15	KORO	F3	3.85E-09	1.16	IsoPrime	315-400 µm
1340	<b>5.15</b>	<b>-1.01</b>	6273	12-avr-11	1340	5.15	-1.05	KORO	F3	4.13E-09	1.20	IsoPrime	315-400



1340	<b>5.12</b>	<b>-0.84</b>	6272	12-avr-11	1340	5.12	-0.88	KORO	F4	4.33E-09	1.13	IsoPrime	315-400 µm
1480	<b>4.90</b>	<b>-0.63</b>	6286	13-avr-11	1480	4.94	-0.75	KORO	F2	2.18E-09	0.50	IsoPrime	315-400 µm
1480	<b>5.02</b>	<b>-1.04</b>	6287	13-avr-11	1480	5.02	-1.08	KORO	F2	3.45E-09	0.94	IsoPrime	315-400 µm
750	<b>3.66</b>	<b>-0.94</b>	6219	09-avr-11	750	3.67	-0.98	KORO	F1	2.54E-09	0.57	IsoPrime	400-450 µm
1040	<b>4.29</b>	<b>-1.29</b>	6241	09-avr-11	1040	4.29	-1.33	KORO	F2	4.13E-09	1.25	IsoPrime	400-450 µm
1040	<b>4.57</b>	<b>-1.08</b>	6224	09-avr-11	1040	4.58	-1.12	KORO	F2	4.29E-09	1.26	IsoPrime	400-450 µm
1200	<b>4.97</b>	<b>-0.90</b>	6236	09-avr-11	1200	4.97	-0.94	KORO	F3	6.04E-09	1.84	IsoPrime	400-450 µm
1200	<b>4.88</b>	<b>-0.74</b>	6235	09-avr-11	1200	4.91	-0.73	KORO	F3	6.65E-09	2.22	IsoPrime	400-450 µm
1200	<b>4.86</b>	<b>-0.66</b>	6229	09-avr-11	1200	4.89	-0.65	KORO	F4	7.73E-09	2.67	IsoPrime	400-450 µm
1240	<b>5.09</b>	<b>-0.73</b>	6258	12-avr-11	1240	5.14	-0.69	KORO	F5	5.45E-09	4.69	IsoPrime	400-450 µm
1240	<b>4.91</b>	<b>-0.80</b>	6257	12-avr-11	1240	4.97	-0.76	KORO	F5	5.69E-09	4.58	IsoPrime	400-450 µm
1240	<b>5.04</b>	<b>-0.84</b>	6256	12-avr-11	1240	5.09	-0.80	KORO	F5	6.73E-09	5.34	IsoPrime	400-450 µm
1340	<b>5.10</b>	<b>-0.85</b>	6276	12-avr-11	1340	5.10	-0.89	KORO	F2	3.17E-09	0.81	IsoPrime	400-450 µm
1340	<b>5.04</b>	<b>-0.97</b>	6278	12-avr-11	1340	5.04	-1.01	KORO	F1	3.22E-09	0.97	IsoPrime	400-450 µm
1340	<b>5.11</b>	<b>-0.73</b>	6277	12-avr-11	1340	5.10	-0.77	KORO	F2	3.97E-09	1.23	IsoPrime	400-450 µm
230	<b>3.48</b>	<b>-0.57</b>	6214	09-avr-11	230	3.50	-0.61	KORO	F1=37	2.93E-09	0.80	IsoPrime	450-560µm
670	<b>3.86</b>	<b>-1.32</b>	6216	09-avr-11	670	3.87	-1.36	KORO	F1	3.38E-09	0.73	IsoPrime	450-560µm
670	<b>3.85</b>	<b>-1.38</b>	6245	09-avr-11	670	3.86	-1.42	KORO	F1	5.79E-09	1.72	IsoPrime	450-560µm
750	<b>3.80</b>	<b>-1.11</b>	6220	09-avr-11	750	3.81	-1.15	KORO	F1	3.21E-09	0.72	IsoPrime	450-560µm
1200	<b>4.85</b>	<b>-1.05</b>	6230	09-avr-11	1200	4.89	-1.17	KORO	F1	2.27E-09	0.31	IsoPrime	450-560µm
1200	<b>4.79</b>	<b>-0.49</b>	6231	09-avr-11	1200	4.79	-0.53	KORO	F1	2.55E-09	0.39	IsoPrime	450-560µm
1200	<b>4.81</b>	<b>-0.99</b>	6232	09-avr-11	1200	4.81	-1.03	KORO	F1	3.82E-09	0.92	IsoPrime	450-560µm
1240	<b>5.11</b>	<b>-0.77</b>	6263	12-avr-11	1240	5.14	-0.76	KORO	F2	4.43E-09	3.42	IsoPrime	450-560µm
1240	<b>5.10</b>	<b>-0.64</b>	6264	12-avr-11	<b>1240</b>	5.13	-0.63	KORO	F3	4.46E-09	3.43	IsoPrime	450-560µm
1240	<b>5.09</b>	<b>-1.11</b>	6262	12-avr-11	1240	5.12	-1.10	KORO	F3	4.60E-09	3.64	IsoPrime	450-560µm

1340	<b>5.06</b>	<b>-1.35</b>	6279	12-avr-11	1340	5.10	-1.47	KORO	F1	1.68E-09	0.22	IsoPrime	560µm 450-560µm
1340	<b>5.25</b>	<b>-0.77</b>	6280	12-avr-11	1340	5.24	-0.81	KORO	F1	4.00E-09	1.18	IsoPrime	450-560µm
1480	<b>5.06</b>	<b>-0.63</b>	6288	13-avr-11	1480	5.06	-0.67	KORO	F1	4.13E-09	1.05	IsoPrime	450-560µm
1200	<b>4.87</b>	<b>-1.12</b>	6233	09-avr-11	1200	4.90	-1.11	KORO	F1	6.68E-09	2.21	IsoPrime	>560µm
1200	<b>4.81</b>	<b>-1.10</b>	6250	12-avr-11	1200	4.84	-1.09	KORO	F1	8.86E-09	3.58	IsoPrime	>560µm
1200	<b>4.94</b>	<b>-0.95</b>	6234	09-avr-11	1200	4.99	-0.91	KORO	F1	6.64E-09	5.11	IsoPrime	>560µm
1240	<b>5.00</b>	<b>-1.23</b>	6267	12-avr-11	1240	5.05	-1.19	KORO	F2	6.70E-09	5.16	IsoPrime	>560µm
1240	<b>4.95</b>	<b>-0.88</b>	6268	12-avr-11	1240	5.00	-0.84	KORO	F2	6.71E-09	5.17	IsoPrime	>560µm
1240	<b>5.00</b>	<b>-0.86</b>	6266	12-avr-11	1240	5.05	-0.82	KORO	F2	9.18E-09	7.17	IsoPrime	>560µm
1340	<b>4.93</b>	<b>-1.31</b>	6285	13-avr-11	1340	4.93	-1.35	KORO	F1	4.93E-09	1.66	IsoPrime	>560µm
1480	<b>4.96</b>	<b>-1.02</b>	6289	13-avr-11	1480	4.97	-1.06	KORO	F1	4.53E-09	1.93	IsoPrime	>560µm
1480	<b>4.92</b>	<b>-0.99</b>	6290	13-avr-11	1480	4.95	-0.98	KORO	F1	6.44E-09	2.58	IsoPrime	>560µm
1480	<b>4.97</b>	<b>-1.05</b>	6291	13-avr-11	1480	5.02	-1.01	KORO	F1	6.07E-09	4.26	IsoPrime	>560µm
Globobulimina pyrulina													
depth	$\delta^{18}O$ PDB	$\delta^{13}C$ PDB	RunIndex	Acquisition Date	depth	$\delta^{18}O$ GIF	$\delta^{13}C$ GIF	Gaz Ref	Sample Weight	StartingBeam Sample	Transducer Pressure	Spectro	Size
870	<b>4.14</b>	<b>-1.31</b>	6296	13-avr-11	870	4.22	-1.50	KORO	F3=18	1.22E-09	0.07	IsoPrime	250-315µm
1040	<b>4.07</b>	<b>-1.09</b>	6299	13-avr-11	1040	4.12	-1.21	KORO	F3	1.53E-09	0.16	IsoPrime	250-315µm
1040	<b>4.05</b>	<b>-0.91</b>	6297	13-avr-11	1040	4.10	-1.03	KORO	F4	1.89E-09	0.31	IsoPrime	250-315µm
1200	<b>4.55</b>	<b>-0.82</b>	6305	13-avr-11	1200	4.60	-0.94	KORO	F4	2.30E-09	0.45	IsoPrime	250-315µm
1240	<b>4.85</b>	<b>-1.26</b>	6318	14-avr-11	1240	4.85	-1.30	KORO	F6	3.95E-09	1.19	IsoPrime	250-315µm
1480	<b>4.87</b>	<b>-0.98</b>	6331	14-avr-11	1480	4.88	-1.34	KORO	F4=15	1.05E-09	-0.05	IsoPrime	250-315µm
1480	<b>4.77</b>	<b>-1.08</b>	6333	14-avr-11	1480	4.77	-1.12	KORO	F4	3.72E-09	1.01	IsoPrime	250-315µm
1040	<b>4.45</b>	<b>-1.16</b>	6301	13-avr-11	1040	4.50	-1.28	KORO	F2	1.36E-09	0.07	IsoPrime	315-400µm
1040	<b>4.67</b>	<b>-1.08</b>	6300	13-avr-11	1040	4.67	-1.12	KORO	F2	2.50E-09	0.70	IsoPrime	315-400µm
1200	<b>4.35</b>	<b>-1.64</b>	6306	13-avr-11	1200	4.36	-1.68	KORO	F3	2.74E-09	0.54	IsoPrime	315-400µm
1200	<b>4.75</b>	<b>-1.11</b>	6307	13-avr-11	1200	4.76	-1.15	KORO	F3	3.55E-09	1.03	IsoPrime	315-400µm
1240	<b>4.54</b>	<b>-1.59</b>	6320	14-avr-11	1240	4.54	-1.63	KORO	F3	2.44E-09	0.57	IsoPrime	315-400µm
1240	<b>4.93</b>	<b>-1.08</b>	6321	14-avr-11	1240	4.93	-1.12	KORO	F3	2.82E-09	0.78	IsoPrime	315-400µm
1240	<b>4.91</b>	<b>-1.14</b>	6319	14-avr-11	1240	4.91	-1.18	KORO	F4	3.17E-09	0.85	IsoPrime	315-400µm
750	<b>3.74</b>	<b>-0.77</b>	6295	13-avr-11	750	3.75	-0.81	KORO	F1	2.42E-09	0.43	IsoPrime	400-450µm

1040	<b>4.82</b>	<b>-1.04</b>	6302	13-avr-11	1040	4.83	-1.08	KORO	F2	4.14E-09	1.33	IsoPrime	400-450 µm
1040	<b>5.04</b>	<b>-1.01</b>	6303	13-avr-11	1040	5.04	-1.05	KORO	F2	5.28E-09	1.76	IsoPrime	400-450 µm
1200	<b>4.63</b>	<b>-1.07</b>	6309	13-avr-11	1200	4.70	-1.26	KORO	F1	1.15E-09	0.06	IsoPrime	400-450 µm
1200	<b>4.82</b>	<b>-1.17</b>	6308	13-avr-11	1200	4.83	-1.21	KORO	F2	2.64E-09	0.74	IsoPrime	400-450 µm
1240	<b>4.91</b>	<b>-1.40</b>	6324	14-avr-11	1240	4.91	-1.44	KORO	F3	3.24E-09	-0.01	IsoPrime	400-450 µm
1240	<b>4.60</b>	<b>-1.19</b>	6323	14-avr-11	1240	4.61	-1.23	KORO	F3	3.66E-09	1.38	IsoPrime	400-450 µm
1240	<b>4.96</b>	<b>-1.20</b>	6322	14-avr-11	1240	4.96	-1.24	KORO	F3	4.58E-09	2.10	IsoPrime	400-450 µm
230	<b>3.58</b>	<b>-0.98</b>	6292	13-avr-11	230	3.59	-1.02	KORO	F1=35	2.54E-09	0.75	IsoPrime	450- 560µm
670	<b>3.86</b>	<b>-1.23</b>	6294	13-avr-11	670	3.87	-1.27	KORO	F1	2.53E-09	0.52	IsoPrime	450- 560µm
670	<b>3.65</b>	<b>-1.30</b>	6293	13-avr-11	670	3.67	-1.34	KORO	F1	4.37E-09	1.37	IsoPrime	450- 560µm
1200	<b>4.91</b>	<b>-0.88</b>	6310	13-avr-11	1200	4.95	-1.00	KORO	F1	1.87E-09	0.39	IsoPrime	450- 560µm
1200	<b>4.60</b>	<b>-1.71</b>	6311	13-avr-11	1200	4.65	-1.83	KORO	F1	2.39E-09	0.28	IsoPrime	450- 560µm
1240	<b>4.95</b>	<b>-1.15</b>	6325	14-avr-11	1240	4.98	-1.14	KORO	F3	7.66E-09	2.65	IsoPrime	450- 560µm
1240	<b>5.07</b>	<b>-0.90</b>	6326	14-avr-11	1240	5.10	-0.89	KORO	F3	3.88E-09	2.24	IsoPrime	450- 560µm
1240	<b>5.02</b>	<b>-1.22</b>	6328	14-avr-11	1240	5.05	-1.21	KORO	F3	4.02E-09	2.95	IsoPrime	450- 560µm
1240	<b>5.07</b>	<b>-1.07</b>	6327	14-avr-11	1240	5.10	-1.06	KORO	F3	4.28E-09	3.26	IsoPrime	450- 560µm
1340	<b>5.35</b>	<b>-0.95</b>	6330	14-avr-11	1340	5.39	-1.07	KORO	F1	1.46E-09	0.14	IsoPrime	450- 560µm
1340	<b>5.14</b>	<b>-0.86</b>	6334	14-avr-11	1340	5.18	-0.98	KORO	F1	2.34E-09	0.50	IsoPrime	450- 560µm
1040	<b>4.97</b>	<b>-1.34</b>	6304	13-avr-11	1040	5.00	-1.33	KORO	F1	7.73E-09	2.56	IsoPrime	>560µm
1200	<b>4.75</b>	<b>-1.00</b>	6313	13-avr-11	1200	4.76	-1.04	KORO	F1	5.29E-09	1.83	IsoPrime	>560µm
1200	<b>4.97</b>	<b>-0.43</b>	6312	13-avr-11	1200	4.97	-0.47	KORO	F1	6.05E-09	2.16	IsoPrime	>560µm
1240	<b>4.77</b>	<b>-0.67</b>	6329	14-avr-11	1240	4.77	-0.71	KORO	F1	4.39E-09	0.48	IsoPrime	>560µm
Globobulimina													
depth	<b>δ18O</b>	<b>δ13C</b>	RunIndex	Acquisition	depth	δ18O	δ13C	Gaz Ref	Sample	StartingBeam	Transducer	Spectro	Size & Species
	<b>PDB</b>	<b>PDB</b>		Date		GIF	GIF		Weight	Sample	Pressure		
120	<b>3.69</b>	<b>-0.86</b>	6890	02-juin-11	120	3.78	-0.87	KORO	F1	1.93E-09	3.76	IsoPrime	affinis 400- 450µm
140	<b>3.61</b>	<b>-1.21</b>	6893	02-juin-11	140	3.72	-1.32	KORO	F2	1.20E-09	0.17	IsoPrime	affinis 250-

150	<b>3.27</b>	<b>-1.18</b>	7009	07-juin-11	150	3.43	-1.40	KORO	F1	9.67E-10	-0.14	IsoPrime	315µm affinis 315- 400µm
160	<b>3.55</b>	<b>-0.89</b>	6894	02-juin-11	160	3.64	-0.90	KORO	F1	1.59E-09	3.11	IsoPrime	affinis 400- 450µm
170	<b>3.60</b>	<b>-0.81</b>	6895	02-juin-11	170	3.75	-1.03	KORO	F1	9.63E-10	-0.06	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
180	<b>3.71</b>	<b>-0.62</b>	6896	02-juin-11	180	3.81	-0.63	KORO	F1	1.89E-09	1.37	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
190	<b>3.62</b>	<b>-0.58</b>	6897	02-juin-11	190	3.71	-0.59	KORO	F1	2.46E-09	1.94	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
210	<b>3.55</b>	<b>-0.70</b>	6898	02-juin-11	210	3.64	-0.71	KORO	F1	1.68E-09	1.22	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
240	<b>3.52</b>	<b>-0.84</b>	6899	02-juin-11	240	3.68	-1.06	KORO	F2	1.10E-09	0.06	IsoPrime	affinis 250- 315µm
250	<b>3.60</b>	<b>-0.90</b>	6900	02-juin-11	250	3.69	-0.91	KORO	F1	2.09E-09	1.58	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
270	<b>3.54</b>	<b>-1.25</b>	6903	02-juin-11	270	3.60	-1.30	KORO	F1=28	1.94E-09	0.31	IsoPrime	affinis 250- 315µm
280	<b>3.58</b>	<b>-1.00</b>	6904	02-juin-11	280	3.64	-1.05	KORO	F1	2.53E-09	0.78	IsoPrime	affinis 400- 450µm
300	<b>3.40</b>	<b>-1.16</b>	6905	02-juin-11	300	3.52	-1.27	KORO	F1	1.48E-09	0.25	IsoPrime	affinis 315- 400µm
320	<b>3.44</b>	<b>-1.01</b>	6906	02-juin-11	320	3.54	-1.02	KORO	F1	1.49E-09	1.00	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
320	<b>3.55</b>	<b>-0.80</b>	7010	07-juin-11	320	3.64	-0.81	KORO	F1	1.01E-09	4.46	IsoPrime	affinis 400- 450µm
330	<b>3.55</b>	<b>-1.21</b>	6907	02-juin-11	330	3.61	-1.26	KORO	F2	1.87E-09	0.42	IsoPrime	affinis 250- 315µm
340	<b>3.28</b>	<b>-0.90</b>	7011	07-juin-11	340	3.44	-1.12	KORO	F1	1.04E-09	0.00	IsoPrime	affinis 315- 400µm
340	<b>3.43</b>	<b>-1.02</b>	6908	02-juin-11	340	3.54	-1.13	KORO	F1	1.62E-09	0.45	IsoPrime	affinis 315- 400µm
350	<b>3.58</b>	<b>-1.60</b>	6909	02-juin-11	350	3.67	-1.61	KORO	F1	1.10E-09	0.60	IsoPrime	affinis

360	<b>3.49</b>	<b>-1.32</b>	6910	02-juin-11	360	3.61	-1.43	KORO	F2	1.60E-09	0.30	IsoPrime	400-450µm affinis 250-315µm
370	<b>3.49</b>	<b>-1.35</b>	7012	07-juin-11	370	3.58	-1.36	KORO	F3	9.50E-10	0.49	IsoPrime	affinis 400-450µm
380	<b>3.38</b>	<b>-1.27</b>	6911	02-juin-11	380	3.54	-1.49	KORO	F2	1.15E-09	0.02	IsoPrime	affinis 250-315µm
390	<b>3.41</b>	<b>-1.14</b>	6912	02-juin-11	390	3.53	-1.25	KORO	F1	1.28E-09	0.13	IsoPrime	affinis 400-450µm
390	<b>3.43</b>	<b>-1.22</b>	7018	08-juin-11	390	3.52	-1.23	KORO	F2	1.23E-09	0.73	IsoPrime	affinis 400-450µm
410	<b>3.48</b>	<b>-0.98</b>	6913	02-juin-11	410	3.59	-1.09	KORO	F1	1.69E-09	0.38	IsoPrime	affinis 400-450µm
430	<b>3.29</b>	<b>-0.99</b>	6914	02-juin-11	430	3.44	-1.21	KORO	F1	1.13E-09	0.15	IsoPrime	affinis 315-400µm
490	<b>3.50</b>	<b>-1.20</b>	6922	03-juin-11	490	3.56	-1.25	KORO	F2	1.79E-09	0.41	IsoPrime	affinis 250-315µm
500	<b>3.44</b>	<b>-1.33</b>	6923	03-juin-11	500	3.55	-1.44	KORO	F1	1.29E-09	0.22	IsoPrime	affinis 315-400µm
520	<b>3.64</b>	<b>-1.41</b>	6924	03-juin-11	520	3.75	-1.52	KORO	F2	1.23E-09	-0.65	IsoPrime	affinis 250-315µm
540	<b>3.62</b>	<b>-1.13</b>	6925	03-juin-11	540	3.73	-1.24	KORO	F1	1.41E-09	-0.98	IsoPrime	affinis 315-400µm
540	<b>3.53</b>	<b>-0.90</b>	7019	08-juin-11	540	3.65	-1.01	KORO	F1	1.66E-09	0.33	IsoPrime	affinis 315-400µm
580	<b>3.65</b>	<b>-1.69</b>	6926	03-juin-11	580	3.76	-1.80	KORO	F3	1.61E-09	-0.62	IsoPrime	affinis 250-315µm
590	<b>3.77</b>	<b>-1.56</b>	6927	03-juin-11	590	3.86	-1.57	KORO	F3	1.09E-09	0.59	IsoPrime	affinis 250-315µm
610	<b>3.71</b>	<b>-1.12</b>	7022	08-juin-11	610	3.82	-1.23	KORO	F3	1.51E-09	0.23	IsoPrime	affinis 250-315µm
610	<b>3.51</b>	<b>-0.97</b>	6928	03-juin-11	610	3.56	-1.02	KORO	F3	2.21E-09	0.46	IsoPrime	affinis 250-315µm

610	<b>3.57</b>	<b>-1.19</b>	7020	08-juin-11	610	3.67	-1.20	KORO	F3	1.17E-09	0.76	IsoPrime	affinis 250- 315µm
610	<b>3.57</b>	<b>-0.94</b>	7021	08-juin-11	610	3.67	-0.95	KORO	F3	1.26E-09	0.73	IsoPrime	affinis 250- 315µm
630	<b>3.67</b>	<b>-1.32</b>	6929	03-juin-11	630	3.82	-1.54	KORO	F1	8.70E-10	-0.09	IsoPrime	affinis 315- 400µm
640	<b>3.72</b>	<b>-1.44</b>	7023	08-juin-11	640	3.83	-1.55	KORO	F2	1.67E-09	0.37	IsoPrime	affinis 250- 315µm
640	<b>4.07</b>	<b>-1.32</b>	6930	03-juin-11	640	4.12	-1.37	KORO	F3	1.86E-09	0.33	IsoPrime	affinis 250- 315µm
650	<b>3.80</b>	<b>-1.52</b>	7024	08-juin-11	650	3.85	-1.57	KORO	F2	1.98E-09	0.41	IsoPrime	affinis 250- 315µm
650	<b>3.60</b>	<b>-0.88</b>	6931	03-juin-11	650	3.70	-0.89	KORO	F3	1.12E-09	0.66	IsoPrime	affinis 250- 315µm
660	<b>3.76</b>	<b>-1.68</b>	6932	03-juin-11	660	3.81	-1.73	KORO	F3	2.28E-09	0.57	IsoPrime	affinis 250- 315µm
680	<b>3.64</b>	<b>-0.91</b>	6933	03-juin-11	680	3.73	-0.92	KORO	F3	1.35E-09	0.81	IsoPrime	affinis 250- 315µm
700	<b>5.01</b>	<b>-1.00</b>	6935	03-juin-11	700	5.11	-1.11	KORO	F1	1.50E-09	0.11	IsoPrime	affinis 400- 450µm, mauvais état
760	<b>3.68</b>	<b>-1.05</b>	7025	08-juin-11	760	3.73	-1.10	KORO	F3	2.16E-09	0.62	IsoPrime	affinis 250- 315µm
760	<b>3.55</b>	<b>-1.20</b>	6936	03-juin-11	760	3.64	-1.21	KORO	F3	1.07E-09	0.53	IsoPrime	affinis 250- 315µm
770	<b>3.77</b>	<b>-1.62</b>	6937	03-juin-11	770	3.88	-1.73	KORO	F2	1.38E-09	0.08	IsoPrime	affinis 250- 315µm
780	<b>3.83</b>	<b>-1.51</b>	6938	03-juin-11	780	3.93	-1.52	KORO	F3	1.21E-09	0.72	IsoPrime	affinis 250- 315µm
790	<b>3.63</b>	<b>-1.76</b>	6939	03-juin-11	790	3.73	-1.77	KORO	F3	1.14E-09	0.57	IsoPrime	affinis 250- 315µm
810	<b>4.03</b>	<b>-0.88</b>	7053	09-juin-11	810	4.08	-0.93	KORO	F2	1.88E-09	0.28	IsoPrime	affinis 250- 315µm

810	<b>4.25</b>	<b>-1.01</b>	7026	08-juin-11	810	4.30	-1.06	KORO	F2	2.10E-09	1.44	IsoPrime	affinis 250- 315µm
810	<b>3.60</b>	<b>-1.38</b>	7054	09-juin-11	810	3.70	-1.39	KORO	F3	1.13E-09	0.63	IsoPrime	affinis 250- 315µm
810	<b>3.65</b>	<b>-1.15</b>	6940	03-juin-11	810	3.75	-1.16	KORO	F3	1.37E-09	0.84	IsoPrime	affinis 250- 315µm
820	<b>3.77</b>	<b>-1.19</b>	6941	03-juin-11	820	3.82	-1.24	KORO	F3	1.94E-09	0.26	IsoPrime	affinis 250- 315µm
830	<b>3.82</b>	<b>-1.39</b>	6942	03-juin-11	830	3.97	-1.61	KORO	F2	9.25E-10	-0.14	IsoPrime	affinis 250- 315µm
840	<b>4.00</b>	<b>-1.43</b>	6943	03-juin-11	840	4.05	-1.48	KORO	F2	1.85E-09	0.36	IsoPrime	affinis 250- 315µm
850	<b>4.18</b>	<b>-1.61</b>	6944	03-juin-11	850	4.23	-1.66	KORO	F3	2.08E-09	0.44	IsoPrime	affinis 250- 315µm
860	<b>4.06</b>	<b>-1.21</b>	7055	09-juin-11	860	4.17	-1.32	KORO	F2	1.35E-09	0.24	IsoPrime	affinis 250- 315µm
860	<b>4.27</b>	<b>-1.38</b>	6950	04-juin-11	860	4.36	-1.39	KORO	F3	1.18E-09	0.86	IsoPrime	affinis 250- 315µm
880	<b>4.22</b>	<b>-1.17</b>	6951	04-juin-11	880	4.33	-1.28	KORO	F2	1.41E-09	0.25	IsoPrime	affinis 250- 315µm
890	<b>4.33</b>	<b>-1.65</b>	6952	04-juin-11	890	4.38	-1.70	KORO	F3	1.92E-09	-0.11	IsoPrime	affinis 250- 315µm
890	<b>4.32</b>	<b>-1.47</b>	7027	08-juin-11	890	4.37	-1.52	KORO	F4	2.11E-09	0.41	IsoPrime	affinis 250- 315µm
900	<b>4.20</b>	<b>-1.57</b>	6953	04-juin-11	900	4.31	-1.68	KORO	F3	1.45E-09	-0.59	IsoPrime	affinis 250- 315µm
910	<b>4.31</b>	<b>-1.33</b>	6954	04-juin-11	910	4.40	-1.34	KORO	F3	1.46E-09	1.84	IsoPrime	affinis 250- 315µm
920	<b>4.29</b>	<b>-1.28</b>	6955	04-juin-11	920	4.40	-1.39	KORO	F3	1.56E-09	1.15	IsoPrime	affinis 250- 315µm
930	<b>4.34</b>	<b>-1.60</b>	6956	04-juin-11	930	4.39	-1.65	KORO	F4	1.95E-09	0.27	IsoPrime	affinis 250- 315µm
940	<b>4.40</b>	<b>-1.34</b>	6957	04-juin-11	940	4.44	-1.39	KORO	F3	2.29E-09	1.37	IsoPrime	affinis 250-

950	<b>4.29</b>	<b>-0.94</b>	6958	04-juin-11	950	4.33	-0.99	KORO	F3	1.87E-09	1.38	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
960	<b>4.25</b>	<b>-1.18</b>	6959	04-juin-11	960	4.34	-1.19	KORO	F3	1.19E-09	1.01	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
970	<b>4.18</b>	<b>-1.06</b>	7028	08-juin-11	970	4.29	-1.17	KORO	F3	1.63E-09	0.28	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
970	<b>4.36</b>	<b>-1.04</b>	6960	04-juin-11	970	4.41	-1.09	KORO	F3	2.01E-09	0.68	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
980	<b>4.23</b>	<b>-1.08</b>	6961	04-juin-11	980	4.28	-1.13	KORO	F3	1.73E-09	0.27	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
990	<b>4.34</b>	<b>-1.74</b>	6962	04-juin-11	990	4.45	-1.85	KORO	F1	1.64E-09	-0.86	IsoPrime	315- 400µm affinis
1000	<b>3.51</b>	<b>-1.52</b>	7056	09-juin-11	1000	3.63	-1.63	KORO	F4	1.45E-09	0.31	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
1000	<b>4.10</b>	<b>-1.93</b>	6965	04-juin-11	1000	4.19	-1.94	KORO	F3	1.30E-09	0.77	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
1010	<b>4.24</b>	<b>-1.16</b>	7057	09-juin-11	1010	4.35	-1.27	KORO	F3	1.29E-09	0.10	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
1010	<b>4.57</b>	<b>-1.28</b>	6966	04-juin-11	1010	4.61	-1.33	KORO	F3	1.76E-09	0.25	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
1020	<b>4.27</b>	<b>-1.27</b>	7029	08-juin-11	1020	4.38	-1.38	KORO	F3	1.44E-09	0.16	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
1020	<b>4.37</b>	<b>-1.29</b>	6967	04-juin-11	1020	4.45	-1.30	KORO	F3	1.02E-09	0.85	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
1020	<b>4.32</b>	<b>-1.33</b>	7030	08-juin-11	1020	4.41	-1.34	KORO	F3	1.36E-09	0.77	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
1050	<b>4.56</b>	<b>-1.26</b>	6968	04-juin-11	1050	4.65	-1.27	KORO	F1	1.23E-09	0.74	IsoPrime	315- 400µm affinis
1060	<b>4.59</b>	<b>-1.48</b>	6969	04-juin-11	1060	4.67	-1.49	KORO	F3	1.02E-09	0.49	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
1070	<b>4.84</b>	<b>-1.04</b>	7036	08-juin-11	1070	4.94	-1.15	KORO	F3	1.70E-09	0.36	IsoPrime	315µm affinis 250- 315µm
1070	<b>4.98</b>	<b>-0.97</b>	7034	08-juin-11	1070	5.02	-1.02	KORO	F3	1.73E-09	0.38	IsoPrime	315µm affinis



1070	<b>4.86</b>	<b>-1.09</b>	7035	08-juin-11	1070	4.90	-1.14	KORO	F3	1.88E-09	0.44	IsoPrime	250-315µm affinis
1070	<b>5.04</b>	<b>-1.01</b>	6970	04-juin-11	1070	5.08	-1.06	KORO	F3	2.05E-09	0.49	IsoPrime	250-315µm affinis
1080	<b>4.79</b>	<b>-0.92</b>	7037	08-juin-11	1080	4.89	-1.03	KORO	F2	1.54E-09	0.23	IsoPrime	250-315µm affinis
1080	<b>4.30</b>	<b>-1.80</b>	6971	04-juin-11	1080	4.38	-1.81	KORO	F3	1.04E-09	0.57	IsoPrime	250-315µm affinis
1090	<b>4.39</b>	<b>-1.21</b>	6972	04-juin-11	1090	4.48	-1.22	KORO	F3	1.90E-09	1.48	IsoPrime	250-315µm affinis
1100	<b>3.95</b>	<b>-1.09</b>	7031	08-juin-11	1100	4.06	-1.20	KORO	F3	1.54E-09	0.17	IsoPrime	250-315µm affinis
1100	<b>4.64</b>	<b>-1.22</b>	6973	04-juin-11	1100	4.69	-1.27	KORO	F3	1.89E-09	0.52	IsoPrime	250-315µm affinis
1110	<b>4.51</b>	<b>-1.09</b>	6974	04-juin-11	1110	4.55	-1.14	KORO	F1	1.83E-09	0.62	IsoPrime	315-400µm affinis
1120	<b>4.67</b>	<b>-1.92</b>	6975	04-juin-11	1120	4.77	-2.03	KORO	F2	1.37E-09	0.19	IsoPrime	250-315µm affinis
1120	<b>4.66</b>	<b>-1.59</b>	7038	08-juin-11	1120	4.70	-1.64	KORO	F2	1.86E-09	0.21	IsoPrime	250-315µm affinis
1140	<b>4.84</b>	<b>-1.47</b>	6976	04-juin-11	1140	4.94	-1.58	KORO	F1	1.52E-09	0.19	IsoPrime	315-400µm affinis
1160	<b>4.82</b>	<b>-1.16</b>	6977	04-juin-11	1160	4.90	-1.17	KORO	F3	1.97E-09	1.37	IsoPrime	250-315µm affinis
1180	<b>4.82</b>	<b>-1.09</b>	6978	04-juin-11	1180	4.90	-1.10	KORO	F3	1.18E-09	0.71	IsoPrime	250-315µm affinis
1180	<b>4.88</b>	<b>-1.01</b>	7039	08-juin-11	1180	4.96	-1.02	KORO	F3	1.53E-09	1.05	IsoPrime	250-315µm affinis
1190	<b>4.90</b>	<b>-1.17</b>	6979	04-juin-11	1190	5.00	-1.28	KORO	F3	1.65E-09	0.41	IsoPrime	250-315µm affinis
1210	<b>5.05</b>	<b>-0.92</b>	6986	07-juin-11	1210	5.13	-0.93	KORO	F3	1.54E-09	1.40	IsoPrime	250-315µm affinis

1220	<b>5.05</b>	<b>-0.74</b>	7040	08-juin-11	1220	5.10	-0.79	KORO	F2	1.79E-09	0.17	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1220	<b>5.03</b>	<b>-0.87</b>	6987	07-juin-11	1220	5.11	-0.88	KORO	F3	1.22E-09	0.90	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1230	<b>4.87</b>	<b>-1.31</b>	6988	07-juin-11	1230	5.02	-1.53	KORO	F2	9.64E-10	0.14	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1250	<b>5.14</b>	<b>-0.55</b>	6989	07-juin-11	1250	5.24	-0.66	KORO	F1	1.17E-09	0.13	IsoPrime	affinis 315- 400µm
1270	<b>5.14</b>	<b>-0.92</b>	6990	07-juin-11	1270	5.22	-0.93	KORO	F1	1.46E-09	1.00	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
1270	<b>5.02</b>	<b>-1.24</b>	7042	08-juin-11	1270	5.10	-1.25	KORO	F1	1.94E-09	1.38	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
1270	<b>4.99</b>	<b>-0.90</b>	7041	08-juin-11	1270	5.07	-0.91	KORO	F1	2.06E-09	1.53	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
1280	<b>5.07</b>	<b>-1.06</b>	7044	08-juin-11	1280	5.15	-1.07	KORO	F1	1.53E-09	0.75	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
1280	<b>5.10</b>	<b>-0.71</b>	7043	08-juin-11	1280	5.18	-0.72	KORO	F1	1.48E-09	2.69	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
1280	<b>5.01</b>	<b>-0.59</b>	6991	07-juin-11	1280	5.09	-0.60	KORO	F1	1.56E-09	3.45	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
1290	<b>5.07</b>	<b>-1.32</b>	6992	07-juin-11	1290	5.15	-1.33	KORO	F1	2.13E-09	4.19	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
1300	<b>4.59</b>	<b>-1.97</b>	6993	07-juin-11	1300	4.74	-2.19	KORO	F3	8.61E-10	0.00	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1320	<b>4.57</b>	<b>0.06</b>	7045	08-juin-11	1320	4.61	0.01	KORO	F1	1.89E-09	0.18	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
1320	<b>4.97</b>	<b>-0.63</b>	6994	07-juin-11	1320	5.05	-0.64	KORO	F1	2.07E-09	1.56	IsoPrime	pyrulina 400- 450µm
1330	<b>5.11</b>	<b>-1.10</b>	6995	07-juin-11	1330	5.18	-1.11	KORO	F1	1.47E-09	2.83	IsoPrime	affinis 400- 450µm
1360	<b>5.02</b>	<b>-0.93</b>	6996	07-juin-11	1360	5.06	-0.98	KORO	F3	2.09E-09	0.51	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1370	<b>5.12</b>	<b>-1.00</b>	7046	08-juin-11	1370	5.22	-1.11	KORO	F1	1.35E-09	-0.06	IsoPrime	affinis 315-

1370	<b>5.13</b>	<b>-0.89</b>	7047	08-juin-11	1370	5.23	-1.00	KORO	F2	1.68E-09	0.24	IsoPrime	400µm affinis 315- 400µm
1370	<b>5.29</b>	<b>-1.08</b>	6997	07-juin-11	1370	5.37	-1.09	KORO	F1	1.03E-09	0.59	IsoPrime	affinis 315- 400µm
1380	<b>5.02</b>	<b>-0.87</b>	7000	07-juin-11	1380	5.10	-0.88	KORO	F1	1.44E-09	0.97	IsoPrime	affinis 315- 400µm
1390	<b>4.94</b>	<b>-0.91</b>	7001	07-juin-11	1390	5.02	-0.92	KORO	F1	1.31E-09	0.72	IsoPrime	affinis 400- 450µm
1390	<b>4.98</b>	<b>-0.77</b>	7048	08-juin-11	1390	5.06	-0.78	KORO	F1	1.07E-09	1.92	IsoPrime	affinis 400- 450µm
1400	<b>5.02</b>	<b>-0.83</b>	7002	07-juin-11	1400	5.17	-1.05	KORO	F2	1.09E-09	-0.17	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1410	<b>4.96</b>	<b>-1.08</b>	7003	07-juin-11	1410	5.10	-1.30	KORO	F2	9.49E-10	-0.02	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1420	<b>5.07</b>	<b>-0.98</b>	7004	07-juin-11	1420	5.11	-1.03	KORO	F3	1.86E-09	0.37	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1430	<b>5.03</b>	<b>-1.48</b>	7058	09-juin-11	1430	5.13	-1.59	KORO	F2	1.49E-09	0.25	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1430	<b>4.93</b>	<b>-0.93</b>	7005	07-juin-11	1430	4.97	-0.98	KORO	F3	1.72E-09	0.11	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1450	<b>4.84</b>	<b>-0.91</b>	7006	07-juin-11	1450	4.95	-1.02	KORO	F4	1.45E-09	0.30	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1460	<b>5.10</b>	<b>-1.14</b>	7007	07-juin-11	1460	5.17	-1.15	KORO	F1	1.98E-09	1.32	IsoPrime	affinis 400- 450µm
1490	<b>4.81</b>	<b>-0.97</b>	7008	07-juin-11	1490	4.91	-1.08	KORO	F3	1.43E-09	0.27	IsoPrime	affinis 250- 315µm
1490	<b>4.91</b>	<b>-1.16</b>	7059	09-juin-11	1490	4.95	-1.21	KORO	F3	1.82E-09	0.37	IsoPrime	affinis 250- 315µm



**Titre :** Rôle de l'océan austral dans les événements climatiques rapides de la transition glaciaire-Holocène: approche géochimique et micropaléontologique

**Mots clés :** Pacifique Sud-Est, déglaciation, fronts océaniques, eaux intermédiaires antarctiques, foraminifères, SST,  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$ .

**Résumé :** Les derniers 22 kans sont marqués par des événements climatiques rapides, non synchrones entre l'hémisphère Sud et le Nord. Un mécanisme de bascule des températures polaires, amplifié par la capacité de l'océan profond à stocker et à restituer une partie du  $\text{CO}_2$  atmosphérique en fonction de l'intensité de la circulation océanique et des upwellings le long de la divergence Australe, a été proposé pour expliquer ces événements. L'objectif principal de cette thèse a été de définir quel est le rôle de l'Océan Austral durant ces variations climatiques rapides à l'aide de 3 carottes sédimentaires marines, prélevées le long de la marge chilienne, sous l'influence des fronts océaniques et des vents d'Ouest. La reconstitution des températures océaniques de surface (SST) ont permis de retracer l'évolution du gradient latitudinal de SST au cours des derniers 22 kans

mettant en évidence des migrations vers le sud du front Subtropical, notamment durant la déglaciation, marqués par des changements faunistiques en foraminifères planctoniques et benthiques suggérant un apport accru de nutriments en surface, et accompagnés par un enrichissement en  $[\text{O}_2]$  dans l'eau de fond. Ces événements sont peut-être liés à un renforcement des upwellings au niveau de la divergence australe induisant un renforcement de la ventilation des eaux intermédiaires antarctiques. Ces variations hydrologiques se produisent durant la hausse de  $\text{CO}_2$  atmosphérique enregistrée dans les carottes de glace antarctiques pendant la déglaciation, indiquant un lien intime entre les upwellings, l'intensité de la ventilation des eaux intermédiaires et le transfert de  $\text{CO}_2$  depuis l'océan profond vers l'atmosphère.

**Title :** Role of the southern ocean in the millennial scale climatic events of the glacial - Holocene transition: geochemical and micropaleontological approach

**Keywords :** Southeast Pacific, deglaciation, oceanic fronts, Antarctic intermediate waters, foraminifera, SST,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ .

**Abstract:** The last 22 kyr are marked by abrupt climatic events, non-synchronous between the southern and northern hemispheres. A see-saw mechanism of the polar temperatures, amplified by the deep ocean ability to store and release a portion of atmospheric  $\text{CO}_2$ , depending on the intensity of the thermohaline circulation and the large upwellings along the southern divergence, has been proposed to explain these observations. The main aim of this thesis was to assess the role of the southern ocean during these millennial events, by studying 3 marine cores, retrieved along the Chilean margin, under the influence of oceanic fronts and the westerly winds. The reconstruction of the sea surface temperatures (SST) allowed tracing the evolution of the SST latitudinal gradient during

the last 22 kyr, highlighting southward migrations of the Subtropical Front, especially during the deglaciation, marked by benthic and planktonic foraminifera faunal changes which can be interpreted as surface nutrients inputs increase, accompanied by an enrichment of the bottom water  $[\text{O}_2]$  in the bottom water. These events could be related to stronger upwellings at the southern divergence leading to an increase of the Antarctic intermediate waters ventilation. These changes occur during atmospheric  $\text{CO}_2$  increases recorded in Antarctic ice cores, marking the deglaciation, and suggesting an intimate link between upwellings, the intensity of the intermediate waters ventilation, and deep ocean-atmosphere  $\text{CO}_2$  transfers.