

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE NANTES
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 600
Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation
Spécialité : « Science de la Terre et de l'Environnement »

Par

Anaïs SCHMITT

**Histoire de l'expansion des récifs barrières du Sud-Ouest Pacifique
au cours des derniers 1.5 Ma : lien entre la production carbonatée,
les dépôts de turbidites et les changements environnementaux**

Thèse présentée et soutenue à Nantes le 05/10/2018

Unité de recherche : UMR CNRS 6112 LPG

Thèse N° :

Rapporteurs avant soutenance :

Lucien MONTAGGIONI
Bruno MALAIZE

Professeur émérite, CEREGE Aix-Marseille
Maitre de conférence (HDR), EPOC Pessac

Composition du Jury :

Président : Emmanuelle GESLIN
Examineurs : Thibault de GARIDEL-THORRON
Franck BASSINOT
Emmanuelle DUCASSOU
Emmanuelle GESLIN

Dir. de thèse : Mary ELLIOT
Co-dir. de thèse : Stephan JORRY
Jean BORGOMANO

Professeur, LPG-BIAF Angers
Chargé de recherche, CEREGE Aix-Marseille
Directeur de recherche CEA, LCSE Gif-sur-Yvette
Maitre de conférence, EPOC Pessac
Professeur, LPG-BIAF Angers

Professeur, LPG Nantes
Chercheur, Ifremer Brest
Professeur, CEREGE Aix-Marseille

Invité(s)

Emmanuelle POLI

Chef de projet R&D Carbonate TOTAL

UNIVERSITE DE NANTES
ECOLE DOCTORALE EGAAL

THÈSE DE DOCTORAT

Présentée par

Anaïs SCHMITT

Pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE NANTES

UMR CNRS 6112

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'environnement

**Histoire de l'expansion des récifs barrières du Sud-Ouest Pacifique au
cours des derniers 1.5 Ma : lien entre la production carbonatée, les
dépôts de turbidites et les changements environnementaux**

Travaille dirigé par

Professeur Mary ELLIOT

Co-encadré par

Stéphan JORRY et Jean BORGOMANO

Jury

Mr Lucien MONTAGGIONI	Professeur émérite, CEREGE, Aix-Marseille	Rapporteur
Mr Bruno MALAIZE	Maitre de Conférence (HDR), EPOC, Pessac	Rapporteur
Mr Thibault de GARIDEL THORRON	Chargé de recherche, CEREGE, Aix-Marseille	Examineur
Mr Franck BASSINOT	Directeur de recherche, LCSE, Gif-sur-Yvette	Examineur
Mme Emmanuelle DUCASSOU	Maitre de conférence, EPOC, Pessac	Examinatrice
Mme Emmanuelle GESLIN	Professeur, LPG Angers	Examinatrice

Remerciements

Ecrire les remerciements est une occasion de faire le point, le bilan de trois ans d'expérience scientifique, mentale et personnelle et de se remémorer cette aventure. C'est un moment où on se souvient de toutes les personnes qui ont compté pendant ce parcours et mettre ce souvenir en forme a un certain côté « méditatif ».

Décrire une expérience de thèse n'est pas simple, surtout après avoir eu une phase de rédaction qui n'a pas toujours été une partie de plaisir. Avant de citer la liste des personnes que je souhaite remercier, je souhaite revenir sur le ressenti de cette expérience et le partager avec vous. Si certaines émotions n'ont pas de mots c'est par une analogie que je vais exprimer ce vécu personnel.

Lorsque l'on entre dans l'océan, on s'aventure dans un milieu de haute énergie, parfois calme ou indomptable. Par son côté inconnu, c'est un élément qui fascine l'Homme depuis la nuit des temps. Après avoir eu de l'eau jusqu'à la taille, on peut décider d'être suffisamment en confiance pour aller au large. Si l'on s'invite jusqu'à l'endroit où la vague éclate, on peut facilement se faire prendre par le courant car c'est une zone qui évolue constamment et qui demande une adaptation et une lecture de son environnement. Cette eau, bien que parfois dangereuse, a finalement tendance à nous bercer et ses odeurs d'iode à nous enivrer. Ainsi, on peut également jouer avec le courant pour arriver exactement là où nous voulons aller. C'est une première phase de compréhension. Ensuite, on attend, parfois longtemps, on prend des repères, mais il faut de temps en temps se remobiliser et rester en alerte, aux aguets. On regarde l'horizon, les ondes si puissantes créées par une série de facteurs qui vont arriver au niveau de la zone de déferlement. Il y a ce temps de préparation, d'expertise et là, la possibilité de donner toute son énergie pour surfer la vague. Plus on en prend, plus on progresse, et la marge d'évolution est grande, mais qui perd patience ne prend pas toujours les meilleures. Même si on a peur, quand le mur courbé comme une mâchoire lisse se dresse devant soi, il y a des solutions, ne pas paniquer, garder confiance, puis fournir de l'énergie en ramant puis commencer à se soulever, se propulser en avant. Prendre un bon départ est important, mais une fois lancé c'est un pur moment de connexion, de sensation de glisse et d'accomplissement. A partir de là, on peut travailler la marge de progression, être plus fluide, avoir une gestion de son énergie, être plus précis, efficace, technique et partager son expertise. Dans un seul et même objectif, « se faire plaisir ! »

« C'est seulement en vibrant avec la mer que l'on peut espérer se mettre au diapason de l'univers »

(Commandant Cousteau)

Mes travaux de thèse ont débuté grâce à la rencontre de plusieurs personnes passionnées qui ont eu envie de croiser leurs idées et m'ont proposé ce sujet.

Je remercie dans un premier temps Mary Elliot qui a apprécié le parcours atypique et m'a fait directement confiance. Je la remercie notamment pour sa souplesse d'encadrement, et liberté de réflexion, son soutien en toutes circonstances comme pour l'encouragement aux déplacements, communications et pour l'appui de ma candidature en mission en mer (IODP).

Un grand merci également à Stephan Jorry, co-encadrant du sujet, il a su me guider au bon moment avec des conseils avisés. Les discussions, que ce soit à l'Ifremer ou même par skype ou téléphone, m'ont toujours été très bénéfiques. Merci à Jean Borgomano, si les interactions ont été moins nombreuses, sa vision très claire de l'objectif du sujet m'a permis de me recentrer régulièrement. Je vous suis reconnaissante de m'avoir fait confiance même après plusieurs années pour me proposer ce sujet.

Un encadrement global avec des visions très différentes, qui m'a fortement enrichie grâce à votre expertise dans le domaine des carbonates, m'a permis de mener à bien le projet et de devenir autonome.

C'est un projet qui n'aurait pas eu lieu sans le co-financement de Total et de l'Ifremer. Je remercie spécialement la chef de projet R&D Carbonate Emmanuelle Poli.

J'exprime ma gratitude envers Lucien Monttaggioni et Bruno Malaizé d'avoir accepté d'être rapporteurs de mon travail de thèse. Ainsi qu'envers l'ensemble des membres du jury : Franck Bassinot, Emmanuelle Ducassou, Thibault de Garidel-Thorron et Emmanuelle Geslin pour examiner mon travail de thèse.

Je pense forcément à toutes les personnes qui m'ont aidée et contribué à l'élaboration de ce travail de thèse, qui ont partagé leurs connaissances et permis d'élargir mon champ de compétence. Cela comprend tous les échanges scientifiques effectués à l'Ifremer, au CEREGE au LSCE ou à TOTAL. Un travail qui ne serait rien sans les personnes qui ont participé à l'acquisition des données. Pour cela je remercie Lallan Gupta pour son accueil au KCC du Japon où nous avons pu échantillonner la carotte ODP823B dans des conditions parfaites. Aurore Movellan qui m'a aidée au lavage et piquage des nombreux échantillons. Une étape chronophage qui a été indispensable à l'obtention du jeu de données maintenant disponibles sur ce site d'étude. Pour l'analyse des échantillons, je remercie Elisabeth Michel et Nils Andersen pour les mesures isotopiques et leur expertise sur le sujet. Merci à Carole La pour l'aide sur le LA-ICP-MS ainsi que les conseils et la méthode de Jassin Petersen. Pour les mesures Mg/Ca au CEREGE je remercie Kazuyo Tachikawa et Martha Garcia. Leurs conseils, suivis et l'envoi de standards de contrôle nous ont également permis de développer la méthode de mesure au LPGN, une méthode également discutée avec Franck Bassinot. Le succès de sa mise en place et la possibilité de faire des mesures du Mg/Ca au LPGN sur ICP-AES ont été réalisables grâce à l'implication de Marion Rivoal.

Merci à Luc Beaufort pour son étude des nannofossiles, sans qui, le modèle d'âge de la carotte ODP823B resterait incertain. Enfin, pour l'acquisition de données, je remercie Sandrine Cheron et Audrey Boissier pour les analyses XRD et WD-XRF des échantillons.

Des données pas toujours simples à traiter, interpréter et mettre en forme. Dans cette direction en plus des nombreuses conversations scientifiques en général, je tiens à remercier particulièrement les échanges effectués avec Tom Russon et Amanda Foan, deux anciens étudiants de Mary Elliot avec qui j'ai eu la chance d'interagir et de suivre leurs travaux de près.

Puis, arrivent les moments de rédaction de poser les idées sur papier... dans ces moments de difficultés j'ai apprécié les retours et corrections de tous. Je souhaite mentionner particulièrement Kau Thirumalai qui a pris du temps pour me relire et rendre mon anglais plus fluide sur certaines parties. Un remerciement également à Bruno de Grissac qui a relu avec attention le manuscrit.

Au cours des trois ans de thèse il y a aussi les meetings, communications, workshop, école d'été ou encore mission en mer. Et là encore, c'est avec des souvenirs plein la tête que je souhaite remercier un peu plus particulièrement certaines personnes :

L'équipe USSP 2016 a permis de créer de belles rencontres dans la communauté Paléoclimatique parfois retrouvée plus tard lors de conférences. C'était aussi l'occasion de rencontrer les intervenants, dont le futur chef de la mission IODP : Yair Rosenthal. J'ai eu en effet, la chance de participer à la mission IODP 363 comme spécialiste des propriétés physiques. Un apprentissage hors « Terre » sur le monde ODP/IODP et cette usine incroyable qu'est le « *JOIDES resolution* ». Cette expérience a été avant tout riche en rencontres de personnes exceptionnelles. Des grands noms, dont on lit les papiers et qui se retrouvent au bureau d'à côté, avec la même fatigue et en toute simplicité, même déguisé en Neptune. Je remercie notamment l'équipe de nuit pour les discussions scientifiques, les rires, les ping-pong et l'« *ice cream time* » qui a fait de ces 2 mois hors du temps un moment intense. Sans vouloir faire de chauvinisme, je remercie l'autre « frenchie » de cette équipe, Germain Bayon, qui a été à l'écoute et dont le discours me rappelle pourquoi le monde de la recherche est incroyable.

Merci aux anciens professeurs de licence ou master qui m'ont donné le goût de la recherche et avec qui je peux désormais avoir des échanges scientifiques lorsque l'on se croise lors de conférence.

Merci à l'accueil du Laboratoire de Planétologie de Nantes, et surtout à l'équipe de Doctorants pour l'intégration incroyable à leur team. Bien que nous soyons passés de 15 personnes au Maccumba à 3-4 dans le nouveau bâtiment, la dynamique et l'enthousiasme du groupe sont restés à toute épreuve. Cette équipe qui n'est pas grand-chose sans les merveilleux « n+1 » a été un véritable moteur et bien que désormais un peu éparpillés, nous savons quand même nous retrouver.

Donc merci pour tous nos rassemblements autour de bons repas bien sûr, et les bières du Berlin après le boulot. Merci à Meluche, Meric et Nahuel pour la chambre que nous aurons un jour chez vous pour l'après repas/jeux. Merci aux motivés pour le sport, Mélanie, l'assidue de la piscine et de l'escalade... les copains du Badminton, des sorties en canoé et en vélo, la « running team », qui a légèrement perdu en effectif, mais qui est très intéressante quand c'est pour faire un petit déjeuner ou boire un mojito chez les Filous. Vous m'avez permis de vivre mon expérience « Nordique ou Bretonne » (sans vouloir me faire des ennemis), avec le sourire. J'ai maintenant la bonne occasion de revenir voir mes amis. Je souhaite à toute cette équipe une merveilleuse continuation quel qu'en soit le domaine... un épanouissement de ces gens passionnés, passionnants et avant tout bons vivants !

C'est vrai que les amis sont dans toutes conditions des soupapes d'évasion et pour cela je remercie l'incroyable équipe que j'ai la chance d'avoir dans les Landes. Toujours là, lors des retours au pays !

Enfin, je ne peux pas conclure les remerciements sans évoquer l'immense gratitude que j'ai envers ma famille. Le soutien inconditionnel des proches toujours là, avec le petit mot qu'il faut. Kiki et Zombie qui m'ont adopté depuis longtemps maintenant et qui sont toujours bienveillants. Merci à toi Papa, qui soutiens tes filles dans toutes les épreuves et qui nous a donné le goût du « tout possible ». Céline, 8 ans après, tu revis par procuration les joies d'une thèse, car finalement qu'importe la discipline je pense que tu t'es beaucoup retrouvée à travers mes sentiments. Merci pour ton appui, tes mots réconfortants de sœur et tes relectures. En parlant de relecture, merci à Grand-mère qui doit être à sa 20^{ème} lecture de thèse en toutes langues et disciplines mais qui arrive toujours à poser les questions justes pour éviter de faire trop tourner la tête à mes futurs lecteurs. Je ne citerai pas toute ma famille Schmitt qui me rend très fière à chaque fois que je croise cette joie de vivre et ce grain de folie en toutes circonstances. Juste un mot encore pour Mamie, incroyable battante malgré l'année difficile, avec son franc-parler réconfortant, compréhensif, toujours les mots justes surtout s'il s'agit d'établir un plan d'évasion de la maison de retraite.

Je finirai ces remerciements par toi, Simon, qui me supportes maintenant depuis plus de 10 ans et qui m'as suivi une nouvelle fois pour cette aventure. Pas toujours facile, trois ans (et demi), tu as été en tout temps compréhensif, apportant les mots doux au bon moment, les bons « boost » lors des baisses de motivations.... Comme tu me connais par cœur ! Tu m'aides à aller au bout de mes capacités, à me laisser tomber pour mieux me relever, accepter la chute pour avoir de meilleurs ressentis après, ne jamais renoncer et éviter la frustration car elle amène du négatif. Tu me donnes confiance en moi et avec toi je suis prête à revivre plein de nouvelles aventures même sans repères.... Alors en route !

Je vous transmets donc via ce manuscrit effectué avec l'aide de près ou de loin de toutes ces personnes proches, abordées ou croisées qui se seront reconnues dans ces lignes, ce que j'ai pris dans mes filets au cours de ces 3 dernières années.

Table des Matières

1	<u>Introduction</u>	1
1.1	Contexte de l'étude et objectif principal	3
1.1.1	Contexte scientifique général	3
1.1.2	Les récifs tropicaux et leur distribution moderne	5
1.1.3	Les principaux facteurs de contrôle de la production carbonatée	7
1.1.4	L'évolution des récifs barrières au cours du Quaternaire	9
1.1.5	Les variations climatiques au cours du Quaternaire et la MPT	12
1.2	Problématique, approche scientifique et structure de la thèse	13
1.2.1	Objectif de l'étude et description de l'approche	13
1.2.2	Structure du manuscrit	15
2	<u>Contexte scientifique, matériel et méthodes, résultats</u>	19
2.1	Contexte régional du site d'étude	21
2.1.1	Contexte climatique moderne	21
2.1.2	Circulation océanique des eaux de surface et masses d'eaux profondes dans la région du Pacifique Sud-Ouest	23
2.1.2.1	Les eaux de surface	23
2.1.2.2	Les masses d'eaux intermédiaires et profondes	26
2.2	Matériel : Campagnes et carottes de sédiment utilisées	27
2.2.1	ODP823B Leg 133	27
2.2.2	Carottes de sédiment MD06-3018 et MD06-3019	28
2.3	Méthodes	29
2.3.1	Description générale de la carotte ODP823	29
2.3.2	Stratégie d'échantillonnage de la carotte ODP823B	31
2.3.3	Description des événements gravitaires de la carotte ODP823B	32
2.3.4	Les mesures de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$)	32
2.3.5	Les mesures XRF	33
2.3.5.1	ED-XRF (banc ou <i>core scanner</i>)	33
2.3.5.2	WD-XRF :	34
2.3.6	Les mesures XRD	36
2.3.7	Les mesures Mg/Ca moyen par ICP-MS et ICP-AES	36
2.3.8	Les mesures Mg/Ca des tests de foraminifères par LA-ICP-MS	40
2.3.9	Estimation des températures à partir des mesures Mg/Ca :	42
2.4	Résultats de la carotte ODP823B	43

2.4.1	Les faciès sédimentaires et le log de la carotte ODP823B.....	43
2.4.2	Les contenus des événements turbiditiques dominants	45
2.4.3	Les courbes isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (<i>G. ruber</i>).....	46
2.4.4	Les mesures XRF et WD-XRF : exemple du profil du strontium	47
2.4.5	Les mesures XRD : exemple du pourcentage d'aragonite et du quartz	48
2.4.6	Le strontium comme potentiel traceur de l'aragonite : lien entre les mesures WD-XRF et XRD.....	49
2.4.7	Reconstruction des températures des eaux de surface (SST)	51
2.4.8	Les mesures du rapport Mg/Ca par LA-ICP-MS sur les loges de foraminifères.....	53
	<i>Conclusion</i>	54
3	<u>Etablissement d'un modèle d'âge de la carotte ODP823B</u>	58
3.1	Les méthodes utilisées pour construire le modèle d'âge de la carotte ODP82B.....	61
3.1.1	La stratigraphie isotopique.....	61
3.1.2	La biostratigraphie : Les nannofossiles	64
3.2	La chronologie de la carotte ODP823B.....	65
3.2.1	Contraintes chronologiques apportées par la stratigraphie isotopique	65
3.2.2	Contraintes chronologiques apportées par les données nannofossiles	67
3.3	Le Modèle d'âge de la carotte de sédiment ODP823B.....	70
3.3.1	Chronologie des derniers 600 ka	70
3.3.2	Chronologie de 900 à 1700 ka.....	71
3.4	Cohérence régionale du modèle d'âge proposé.....	71
	<i>Conclusion</i>	74
4	<u>Évolution de la Grande Barrière de Corail depuis la transition du Pléistocène moyen : nouvel enregistrement d'une carotte sédimentaire ODP823</u>	76
4.1	Materials and methods.....	83
4.1.1	Site description	83
4.1.2	Description of Sediment cores	84
4.1.2.1	ODP823.....	84
4.1.3	Analytical Methods.....	85
4.1.3.1	Sediment core description and turbidites contents.....	85
4.1.3.2	Isotope stratigraphy.....	85
4.1.3.3	Observation of nannofossils	86
4.1.3.4	XRF core scanner	86
4.1.3.5	X-Ray Diffraction and WD-XRF.....	86

4.1.3.6	Event timing analysis.....	87
4.2	Results.....	87
4.2.1	Sediment core and turbidites observations	87
4.2.2	Age model of the core ODP823B	88
4.2.3	XRF (carbonate versus terrigenous content).....	91
4.2.4	XRD measurements and strontium concentration from WD-XRF	91
4.2.5	Estimating frequency and accumulation rates of turbidites deposits over the last 1.5 Ma.....	93
4.3	Discussion	96
4.3.1	Temporal variation in turbidites deposition, links with the growth of the GBR.....	96
4.3.2	Temporal variation in frequency and nature of the turbidites deposits in relation with sea level over last 600 ka	97
4.3.3	Regional signature of reef growth: Comparison with the New-Caledonia sediment core MD06-3019 overs last 600 ka	99
4.3.4	Sediment flow evolution recorded in sediment cores adjacent the barrier reefs systems through the MPT.	102
	<i>Conclusion</i>	105
5	<u>Mg/Ca ratio, paléothermomètre de la mer de Corail au cours des derniers 1.5 Ma</u>	108
5.1	Les changements quaternaires dans les températures de surface et subsurface dérivées du ratio Mg/Ca de deux morphotypes de <i>G. ruber</i> dans la mer de Corail.....	110
	<i>Introduction</i>	113
5.1.1	Material and Method	114
5.1.1.1	Study area and sampling strategy.....	114
5.1.1.1.1	Oceanographic setting	114
5.1.1.1.2	Sediment core ODP 823 and sampling strategy.....	116
5.1.1.2	Analytical method and data processing	117
5.1.1.2.1	Stable isotopes.....	117
5.1.1.2.2	Mg/Ca Analysis	118
5.1.2	Results.....	119
5.1.2.1	Stable isotope profile and age model.....	119
5.1.2.2	Temperature estimates from <i>G. ruber</i> morphotypes ($T^{\circ}ss/T^{\circ}sl$ and $\Delta T^{\circ}ss-sl$)	120
5.1.2.3	Paleotemperature record evolution overs last 1.5Ma glacial and interglacial periods.....	121
5.1.3	Discussion.....	124

5.1.3.1	Sea Surface temperature evolution through 1.5 Ma in Pacific South-West	124
5.1.3.2	Surface and subsurface temperature evolution derived from <i>G. ruber</i> morphotypes in core ODP823B.....	127
	<i>Conclusion</i>	130
5.2	Variations glaciaire-interglaciaire du ratio Mg/Ca sur foraminifère unique de deux morphotypes de <i>G. ruber</i> planctoniques	132
	<i>Introduction</i>	137
5.2.1	Material and Method	138
5.2.1.1	Study area and modern hydrography	138
5.2.1.2	Sample selection	140
5.2.1.3	Analyses strategy	142
5.2.1.4	LA-ICPMS operating conditions and instrument calibration	142
5.2.1.5	Data processing.....	143
5.2.1.6	Reproducibility and analytical precision	144
5.2.2	Results.....	145
5.2.2.1	Variability of the Mg/Ca profiles	145
5.2.2.2	Core-top-Holocene Temperature estimates and reproducibility in both <i>G. ruber white</i> morphotypes.....	145
5.2.2.3	Comparison between Holocene temperature estimates and modern temperature data in both <i>G. ruber white</i> morphotypes.	146
5.2.2.4	Temperature estimates of interglacial and glacial periods recorded by both <i>G. ruber white</i> morphotypes	147
5.2.3	Discussion.....	149
5.2.3.1	Temperature range derived from both morphotypes during Holocene period and comparison with modern hydrographic data	149
5.2.3.2	Temperature range derived from both morphotypes during past glacial-interglacial periods.....	151
5.2.3.2.1	Holocene and LGM records.....	151
5.2.3.2.2	Longer-term Pleistocene evolution.....	152
5.2.3.3	<i>G. ruber</i> temperature range difference of two morphotypes overs the last 1.6 Ma.....	153
5.2.3.3.1	Morphotypes distinction during Holocene period	153
5.2.3.3.2	Long-term trend evolution of <i>G. ruber</i> morphotype variations	154
	<i>Conclusion</i>	154

6	<u>Synthèse et Perspectives</u>	158
6.1	La chronologie du site ODP823B	160
6.2	L'évolution des dépôts sédimentaires en lien avec l'expansion de la barrière récifale	161
6.3	Les études paléo-environnementales de la mer de Corail	169
6.3.1	Les changements de températures moyennes de surface et subsurface dérivées du rapport Mg/Ca sur deux morphotype de <i>G. ruber</i> de la carotte ODP823B	169
6.3.2	Analyse sur foraminifère unique du rapport Mg/Ca au LA-ICP-MS de la carotte MD06-3018	171
6.3.3	Les paléotempératures de la mer de Corail au cours des derniers 1.5 Ma	172
6.4	Conclusion générale	174
	<u>Annexes</u>	201
	<u>Travaux associés</u>	255

Liste des figures

- Figure 1-1: carte de la distribution mondiale des récifs coralliens tropicaux modernes, d'après UNEP-WCMC, WorldFish Centre, WRI, TNC (2010). Compilée à partir de sources multiples, y compris le projet de cartographie des récifs coralliens Millennium. Version 2.0 mise à jour par le PNUE-WCMC. Comprend les contributions de l'IMaRS-USF et de l'IRD (2005), de l'IMaRS-USF (2005) et de Spalding et al., (2001).
.....6
- Figure 1-2: Schéma des facteurs potentiels qui influencent la production carbonatée, regroupé en processus : tectonique et géographique (rouge) ; physico-chimique (vert) : hydrodynamique (bleu) et biologique (orange). Abréviations = SST : Température des eaux de surface ; SSS : Salinité des eaux de surface ; CCD : Profondeur de compensation des carbonates.9
- Figure 1-3: Courbe globale des enregistrements de foraminifères benthiques de Lisiecki et Raymo, (2005) avec la transition du « monde à 41 ka » avec le « monde à 100 ka » définissant la transition du Milieu du Pléistocène (MPT), tel que défini par Head et Gibbard, (2005). 13
- Figure 1-4: Schéma du type d'approche effectué dans le cadre de cette thèse : Lien entre la production carbonatée (jaune) les dépôts dans le bassin (orange) et les changements environnementaux (vert).
..... 14
- Figure 2-1: Moyennes saisonnières de la température des eaux de surface (SST) en °C, pendant l'été austral (janvier-février-mars) à gauche et pendant l'hiver austral (juillet-août-septembre) à droite. Carte adaptée d'après les données NOAA, WOA05, grille 1x1, température moyenne saisonnière depuis 1962. Localisation des principaux sites d'études au large de la Grande Barrière de Corail (GBR : ODP823) et de la Nouvelle-Calédonie (NC : MDO630-18 (19)). 22
- Figure 2-2: Distribution de la salinité de surface de la mer de Corail ; carte adaptée d'après NOAA WOA05, grille 1x1, salinité moyenne saisonnière depuis 1962. Représentations des iso-lignes à intervalles de 0.1 PSU. Localisation des récifs modernes et des principaux sites d'études. 23
- Figure 2-3: Carte des courants de surface de la mer de Corail avec les jets zonaux. PNG, Papouasie-Nouvelle-Guinée ; GPC, Courant du Golfe de Papouasie ; EUC, Courant Sous Equatorial ; NGCC, Courant Côtier de Nouvelle-Guinée ; SEC, Courant Sud Equatorial ; NVJ, Jet Nord Vanuatu ; SVJ, Jet Sud Vanuatu ; NCJ, Jet Nord Calédonien ; SCJ, Jet Sud Calédonien ; EAC, Courant Est Australien. Carte adaptée d'après Fine et al 1994 et Régoli et al., 2015. Localisation des principaux sites d'études au large de la Grande Barrière de Corail (GBR : ODP823) et de la Nouvelle-Calédonie (NC : MDO630-18(19)). 25
- Figure 2-4: Profil des températures et salinités en profondeur (200 m) d'après NOAA, WOA05 (grille 1x1), à proximité des sites : ODP823 et MD-063019. Les barres horizontales représentent les positions schématiques des différentes masses d'eaux présentées ci-dessus. 26
- Figure 2-5: a, Localisation de la carotte ODP823 (croix rouge) dans le contexte régional sur la carte bathymétrique d'après NOAA, WOA05 (grille 1x1). b, Zoom sur la région de Noggin au large de la Grande Barrière (GBR) c, Coupe schématique Ouest-Est à travers la fosse du Queensland depuis la

pente du GBR avec localisation de la carotte ODP823 d'après Davies et al (1991). d, Visualisation DEM du système de canyon de la pente du «Noggin» avec mise en évidence des sédiments gravitaires déposés dans le bassin (zone plus claire) par haute réflectivité. Figure issue de l'étude Puga-Bernabéu et al (2013).28

Figure 2-6: a, Localisation des carottes MDO6-3018 et MD06-3019 (croix rouge) dans le contexte régional sur la carte bathymétrique d'après NOAA, WOA05 (grille 1x1). b, Zoom sur la région sud-ouest de la Nouvelle-Calédonie avec la position des carottes sédimentaires en relation avec la topographie, la barrière récifale et les systèmes de canyons incisant la pente, d'après Foucher et al., (2006).29

Figure 2-7: Représentation et distinction de deux principaux morphotypes *Globigerinoides ruber white* (d'Orbiny) : sensu stricto (ss) et sensu lato (sl) selon la description de Wang et al., (2000).38

Figure 2-8: Calibration sur les standards de NIST Jct-1 et JcP-1 centrifugés. 1. Valeur de référence d'après Okai et al., (2004). 2. Valeur mesurée au CEREGE par ICP-MS. 3. Valeur mesurée au LPGN par ICP-AES. Avec une déviation standard d'environ 5%.40

Figure 2-9: Exemple de profil d'ablation au laser pour un foraminifère *G. ruber ss* (F-1), élément ^{43}Ca42

Figure 2-10: Log sédimentaire simplifié de la carotte ODP823B, depuis le haut de l'enregistrement jusqu'à 132 mètres de sédiments.44

Figure 2-11: Courbe isotopique de l'oxygène : $\delta^{18}\text{O}$ (courbe noire) et du carbone: $\delta^{13}\text{C}$ (courbe grise) en profondeur sur la carotte ODP823B, avec visualisation du log simplifié. a. Donnée sur l'ensemble des 132 mètres de sédiment. b. Zoom sur le haut de la carotte (0-45 m). c. Zoom sur la base (100-132 m).47

Figure 2-12: Exemple du profil de strontium mesuré par banc XRF « core scanner » sur 132 mètres de sédiment de la carotte ODP823B. Observation de la relation avec les mesures WD-XRF sur 59 échantillons (croix noires).48

Figure 2-13: Valeur XRD du pourcentage d'aragonite (croix rouge) et de quartz (croix grise) dans des échantillons de la carotte ODP823B. La moyenne des valeurs d'aragonite et de quartz du haut et de la base de l'enregistrement sont représentées respectivement par les droites rouges et grises. La variabilité (min-max) des valeurs d'aragonite et de quartz, est représentée par des rectangles rouges et gris respectivement.49

Figure 2-14: Diagrammes comparatif des mesures XRD et WD-XRF effectuées sur 60 échantillons le long des 132 premiers mètres de sédiment de la carotte ODP823, dans les sédiments hémipélagiques (noir) et dans les échantillons de turbidites (rouge). Relation entre : a. le pourcentage aragonitique (XRD) et le strontium (WD-XRF) en ppm ; b. le pourcentage de quartz (XRD) et le SiO_2 (WD-XRF) et les estimations de CaO via les deux types d'analyses (XRD et WD-XRF).51

Figure 2-15: Mesure Mg/Ca moyen de la carotte ODP823B à partir de foraminifère planctonique : *G. ruber white* converti en température ($^{\circ}\text{C}$) d'après Anand et al, (2003). a. Données des mesures du morphotype *G. ruber ss* sur l'ensemble des 132 premiers mètres de sédiment. b. Zoom sur le haut de la

carotte (0-45 m) avec les mesures du morphotype <i>G. ruber</i> ss (noir) et sl (vert). Avec visualisation du log simplifié.	53
Figure 2-16: SST dérivé du ratio Mg/Ca sur foraminifère unique <i>G. ruber</i>	54
Figure 3-1: Courbe « LR04 » de référence depuis 1800 ka, avec la succession et la désignation des stades isotopiques d'après Lisiecki et Raymo (2005).	63
Figure 3-2: Représentation des deux modèles d'âge (T1 et T2) avec la courbe de référence LR04 (rouge). Les zones violettes correspondent aux anomalies isotopiques liées à l'interprétation du modèle d'âge. Le rectangle jaune identifie la zone dans laquelle les modèles diffèrent nettement.	66
Figure 3-3: Photo MEB d'un spécimen de <i>P. Lacunosa</i> provenant de la carotte ODP82B3.	69
Figure 3-4: Profil profondeur-âge de la carotte ODP823B, basé sur les mesures isotopiques et les nannofossiles. Les croix représentent les données biostratigraphiques d'après Katz et Miller (1993), les intervalles bleus correspondent aux données nannofossiles analysées dans cette étude. La courbe référence de LR04 est représentée en rouge avec une mise en évidence des variations d'amplitudes entre les périodes glaciaire et interglaciaire (rectangle gris). Le rectangle jaune représente la période climatique à la cyclicité de 100 ka et le rectangle bleu la période climatique à 40 ka. Ces résultats sont mis en relation avec la sédimentation via la représentation du log simplifié.	70
Figure 3-5: Comparaison des mesures des isotopes de l'oxygène de la carotte ODP823B en âge (T2-B1) (courbe noire) avec la courbe de référence LR04 (rouge) et des enregistrements d'autres carottes dans la même région (MD06-3018, MD97-2140, ODP1123). Mise en évidence des différentes amplitudes entre les périodes glaciaires et interglaciaires à 100 ka (rectangle jaune) et les périodes climatiques à 40 ka (rectangle bleu).	72
Figure 3-6: Comparaison des mesures des isotopes du carbone de la carotte MD06-3018 (courbes grises du haut, d'après Russon 2010) avec l'enregistrement du carbone de la carotte ODP823B en âge (T2-B1) (courbe noire du bas). Pour chacune des courbes est représentée sa moyenne mobile à trois points. Mise en évidence des cycles climatiques à 100 ka (rectangle jaune) et des cycles climatiques à 40 ka (rectangle bleu).	73
Figure 4-1: Regional setting of cores study. a. Modern mean annual Sea Surface Temperature (SST) in the western Pacific from NOAA WOA05, grid 1x1, mean temperature since 1962. Location of cores ODP823 and MD06-3019 (stars) and Coral Sea Surface Circulation: SEC, South Equatorial Current; NVJ, North Vanuatu Jet; SVJ, South Vanuatu Jet; NCJ, North Caledonian Jet; SCJ, South Caledonian Jet; and EAC, East Australian Current (Burrage et al., 2012; Regoli et al., 2015). b. Topographic section profile from land (A) to the basin (B) through the slope showing the positions of the sediment cores studied (South West-North East section).	84
Figure 4-2: ODP823 data results in age over last 600 ka. a, Sediments distinction: hemipelagic (blue) turbidites events (grey line) and deformation (green) over time. b, Sea Level from Bintanja (2008) references (red) c, Oxygen isotopes from planktic foraminifer (<i>G. ruber</i>), with MIS interpretation. d, Hemipelagic strontium from XRF measurement (cps/sec). e, Turbidites - Hemipelagic strontium (d)	

from XRF measurement (cps/sec). f, Titane from XRF measurement (cps/sec). g, Ratio barium/calcium from XRF measurement (cps/sec) h, Turbidites frequency per 100 kyrs using moving window i, Turbidites thickness accumulation per 100 kyrs (cm) using moving window j, Turbidites content observation, distinction according to their dominant source: Terrigenous (brown circle), Platform (yellow circle) and Pelagic (blue circle). The yellow bar refers to the global transition to all the way down the graphic stack. 89

Figure 4-3: ODP823 data results in age from 1500 to 1200 kyrs. a, Sediments distinction: hemipelagic (blue) turbidites events (grey line) and deformation (green) over time. b, Sea Level from Bintanja (2008) references (red) c, Oxygen isotopes from planktic foraminifer (*G. ruber*), with MIS interpretation. d, Hemipelagic strontium from XRF measurement (cps/sec). e, Turbidites - Hemipelagic strontium (d) from XRF measurement (cps/sec). f, Titane from XRF measurement (cps/sec). g, Ratio barium /calcium from XRF measurement (cps/sec) h, Turbidites frequency per 100 kyrs using moving window i, Turbidites thickness accumulation per 100 kyrs (cm) using moving window j, Turbidites content observation, distinction according to their dominant source: Terrigenous (brown circle), Platform (yellow circle) and Pelagic (blue circle)..... 90

Figure 4-4: Plot correlation of core ODP823 Sr ppm (WD-XRF) and aragonite percent (XRD), yield an $R^2=0.795$. Sediment and periods distinction: hemipelagic from 0-600 ka (red circle, n = 20); turbidites from 0-600 ka (pink circle, n = 10); hemipelagic from 1200-1500 ka (grey circle, n = 20); turbidites from 1200-1500 ka (white circle, n = 10). 92

Figure 4-5: Change in proportion of turbidites layers deposition in core ODP823B during last 600 ka over the four different regimes: interglacial (red bar), regression (green bar), glacial (blue bar), transgression (purple bar) a. Number of turbidites layers deposited and mean thickness of turbidites (cm) during each regime over the complete period since 600 ka. b. Number of turbidites layers deposited and mean thickness of turbidites (cm) during each stage (MIS). The yellow bar refer to the global transition. 94

Figure 4-6: Change in proportion of turbidites layers deposition in core ODP823B between 1500 to 1200 ka, over the four different time regimes: interglacial (red bar), regression (green bar), glacial (blue bar), transgression (purple bar) a. Number of turbidites layers deposited and mean thickness of turbidites (cm) during each regime. b. Number of turbidites layers deposited and mean thickness of turbidites (cm) during each stage (MIS). 95

Figure 4-7: Turbidites content and dominance thickness for each period; interglacial (IG), regression (R), glacial (G), transgression (T). Divided in terms of sources : Terrigenous (brown), Neritic (yellow), and Pelagic (Dark blue). The black bars represent the total accumulation of turbidites according to the component that dominates it (cm) of the events depending on the dominant composition of the sample and the time period. a. Data records from samples observation between 0-600 ka. b. Data recorded from samples observation between 1200-1500 ka. 96

Figure 4-8: MD06-3019 data results in age overs last 1.2 Ma. a. Sea Level from Bintanja (2008) references b. Oxygen isotopes from planktic foraminifer (*G. ruber*), with MIS interpretation. c. Hemipelagic

strontium from XRF measurement (cps/sec). d. Turbidites - Hemipelagic strontium (d) from XRF measurement (cps/sec). e. Potassium (K) from XRF measurement (cps/sec). f. Nickel (Ni) from XRF measurement (cps/sec). g. Turbidite frequencies per 100 ka using moving window h. Mean turbidite thickness per 100 ka (cm) using moving window. The grey line corresponds to turbidites position and brown line corresponds to deformation event position. The yellow bar refer to a global transition. 100

Figure 4-9 : Schematic variations of carbonate (red) and terrigenous (brown) flux in the basin over the 100 kyrs-world compared to pre-MPT period ; 40 kyrs-world with distinction of interglacial (IG) and glacial (G) periods. 105

Figure 5-1: Regional setting in the western Pacific : Modern mean annual Sea Surface Temperature (SST) from NOAA WOA05, grid 1x1; and location of sediment core ODP823 (white star). Representation of the surface currents by arrows: Coral Sea Surface Circulation: SEC, South Equatorial Current; NVJ, North Vanuatu Jet; SVJ, South Vanuatu Jet; NCJ, North Caledonian Jet; SCJ, South Caledonian Jet; and EAC, East Australian Current (Burrage et al., 2012). Location of the other sites mentioned in the paper (dark circle): MD97-2140 from de Garidel-Thoron et al., (2005), ODP 806B from Medina-Elizalde et al (2005); MD05-2930 from Regoli et al., (2015) and the core site MD06-3018 from Russon et al., (2011). 115

Figure 5-2 : Modern Temperature profile in depth and Mixed layer depth from NOAA GODAS WOA05, proximate to the main core study ODP823 offshore Great Barrier Reef. Mean temperature per month and depth since 1962 are represented by the grey points. Representation of the warmer temperature profile during the austral summer (December-March: red line) and colder temperature profile during austral winter (June-August: blue line). Mean mixed layer depth during austral summer (50 m; red bar) and mean mixed layer depth during austral winter (147 m: blue bar). Arrows (red and blue) represent the depth variability in 60 years (NOAA, WOA05). 116

Figure 5-3: Scanning Electron Micrographs of the two morphotypes variants of *Globigerinoides ruber white* (d'Orbigny); *G. ruber* sensu stricto and *G. ruber* sensu lato. According to the taxonomic description of Wang et al (2000) and to adapt from Thirumalai et al (2015). 117

Figure 5-4: *G. ruber* ss oxygen isotope profile of core ODP823 (grey curve). The age model is based on comparison with benthic oxygen isotope from Lisiecki et Raymo (2005) (red curve). Paleotemperature records (T^{ss} and T^{sl}) derived from Mg/Ca ratio (mmol/mol) of two morphotypes of *G. ruber* (ss; black line and sl; light blue circle) in age over: 0-600 ka and 1200-1500 ka. Temperature difference between the two morphotypes (ΔT^{ss-sl} : black circle). Distinction of the core top corresponding to the Holocene period (red rectangle) and the LGM period (blue rectangle). The Mid Pleistocene (MPT) interval is shown by background shading using the boundary dates of Head and Gibbard (2008). .. 120

Figure 5-5: Long-term trends of paleotemperature record from core ODP823B derived from *G. ruber* ss (T^{ss} : a, b) and sl (T^{sl} : c, d) during interglacial periods (red; left column) and glacial periods (blue; right column). Differences recorded based on the two *G. ruber* morphotypes (ΔT^{ss-sl} ; e, f). Time intervals selected to compute this distribution are based on isotopic stage as defined by Lisiecki and Raymo (2005) Three time intervals are observed over last 1.5 Ma: 1200-1500 ka (40 kyrs-world); 600-

400 ka (MPT) and 0-400 ka (100 kyrs-world). The MPT interval is shown behind the age indication, by background shading using the boundary dates of Head and Gibbard (2008). Following the time intervals selected, the box plots show the temperature distribution with the median (black line) the 25 % and 50 % variability of the values around (quartile) (dark and light boxes)..... 123

Figure 5-6: SST response in the tropical Pacific to glacial-interglacial climatic changes during the last 1.5 My derived from Mg/Ca result in the planktic foraminifera *G. ruber* ss. From northern to southern, recordings from the West Equatorial Pacific (a, de Garidel Thoron et al., 2005 and b, Medina Elizalde and Lea, 2005). c, data from this study in the west of the Coral Sea and d, temperature from the east of the Coral Sea (Russon et al. 2011). Temperature variation between the holocene and LGM are marked with a line and white circles. The MPT interval is shown behind the age indication, by background shading using the boundary dates of Head and Gibbard (2008). Highlighting the temperature range between glacial-interglacial periods by the yellow rectangles. The black rectangle shows the high values recorded between 500-600 ka on the ODP823 site described in this study. 126

Figure 5-7: Temperatures derived from *G. ruber sensu stricto* (T°ss) and *G. ruber sensu lato* (T°sl) compared (1/1: black line) along 2 periods: 40 kyrs-world (1.2-1.5 Ma) and 100 kyrs-world (0-600 ka); from the core ODP823B. Distinction between glacial temperature (bleu circle) and interglacial temperatures (red circle). The Dash line show the general trend of all temperatures recorded for the periods. 128

Figure 5-8: Profile of the theoretical temperature distribution in the water column of the core ODP823 (0-140 m) during the period of 1200-1500 ka, comparison with the modern distribution temperature profile according to NOAA (WOA05). Potential effect of the thermocline rise in temperature variation recorded by both *G. ruber* morphotypes in respective calcification depth according to Wang et al (2000). 130

Figure 5-9: Modern hydrodynamic surface water in New-Caledonia. Present-day seasonal climatology in the New-Caledonia core location (NOAA, WOA05): surface temperature (0m) during a. austral winter (August) b. austral summer (February) with Schematic surface water circulation regimes in the subtropical southwest Pacific. Abbreviations are as follows: SEC = South Equatorial Current, EAC = East Australian Current, SCJ = South Caledonian Jet.....137

Figure 5-10: Potential temperature profile and Salinity profile (0-200m), mean of the last 37 years, at the core location per month and depth (NOAA, GOAS). Red points correspond to the mean mixed layer depth during austral summer (40m) and austral winter (130m).....137

Figure 5-11: Daily and monthly SST data at 5m depth since 1992 to 2001 from Uitoé.....138

Figure 5-12: Oxygen Isotope (black) and Sea Surface Temperature (SST) (bleu) derived from Mg/Ca measurement on planktic foraminifera *G. ruber white* ss core MD06-3018 (adapted from Russon et al 2010). Marin Stage Isotopes (MIS) interpretation and samples selection position (red points) overs last 1.6 Ma. The MPT interval, is shown by background shading using the boundary dates of Head and Gibbard (2008).....139

Figure 5-13: <i>G. ruber white</i> sensu stricto (ss) and sensu lato (sl) foraminifera from Wang et al (2000) terminology, SEM picture from the core MD06-3018, after laser ablation measurement. Location of the different holes measured in the different two chambers (F-1; F-2) of the foraminifera.....	140
Figure 5-14: Typical <i>G. ruber</i> trace elements raw profiles from laser ablation across one hole in one chamber. All tests have been ablated (profiled) from the outer to the inner surface (left to right).....	142
Figure 5-15: Reproducibility of the Holocene period with 3 replicates (a, b, c) temperature range derived from Mg/Ca in single foraminifera on two morphotypes of <i>G. ruber white</i> ss (orange box) and sl (green box).....	143
Figure 5-16: New-Caledonia modern temperature (23°S, 166°E) profile in the water Column (0-80 m) from the dataset NOAA WOA05 during last 37 years. Bleu line: colder months' temperatures and red line: warmer months' temperature in depth. Comparison with Holocene data measured by Mg/Ca in single foraminifera for the <i>G. ruber white</i> ss (0-30m) (orange) and <i>G. ruber white</i> sl (30-75m) (green).....	145
Figure 5-17: Interglacial (red) and glacial (bleu) temperature ranges from selected periods of time. Distinction of the two <i>G. ruber</i> morphotypes: ss (orange) and sl (green). Distribution of the temperature from all interglacial periods measured compared with the distribution of temperature from all glacial periods measured. The MPT interval, is shown by background shading using the boundary dates of Head and Gibbard (2008).....	146
Figure 5-18: Temperature range of fives climatic cycles: interglacial (red) and glacial (bleu).....	147
Figure 6-1: Variations du niveau marin relatif global d'après les données de Miller et al (2005) au cours du Pliocène-Pléistocène. Mise en évidence de l'augmentation d'amplitude en phase avec l'initiation des barrières récifales (rectangle Jaune). Inspiré de la Figure 13, dans la revue Droxler et Jorry (2013).	165
Figure 6-2: Relation entre le Sr (cps/sec) et l'accommodation dans les sédiments hémipélagiques de la carotte ODP823B, sur la période 0-400 ka et 1200-1500ka.....	167
Figure 6-3: Schéma de synthèse des couplages observés dans cette étude et mise en évidence de la relation entre les enregistrement des dépôts sédimentaires dans le bassin, la production carbonatée de la plate forme et les changements environnementaux.....	175

Liste des Tableaux

Tableau 1-1: Evolution des barrières récifales dans le monde au cours du Quaternaire dans la littérature actuelle.	10
Tableau 2-1: Récapitulatif des faciès décrits avec leurs caractéristiques issues de la carotte ODP823.....	44
Tableau 2-2: Description du contenu des événements turbiditiques de la carotte ODP823B. Distinction en fonction des proportions des éléments et de leur potentielle source.....	46
Tableau 3-1: Compilation des résultats de nannofossiles d'après Wei et Gartner (1990) avec les observations effectuées dans la présente étude sur le site ODP823.....	68
Table 4-1: Downcore mean aragonite and quartz values from XRD (%) and mean Strontium values measured from the same samples by WD-XRF in top core OP823B (0-45 m, corresponding to 0-600 ka) and the base of the ODP823B (103-132 m, corresponding to 1200-1500 ka). n = number of samples analysed.	92
Table 5-1: Samples selection and LA-ICP-MS in single foraminifera measurement strategy, core MD06-3018.	141
Table 5-2: Summarized LA-ICP-MS operating conditions for technic.	143

Liste des abréviations

GBR : Great Barrier Reef ou Grande Barrière de Corail

NC : New-Caledonia ou Nouvelle-Calédonie

PNG : Papua-New-Guinea ou Papouasie-Nouvelle-Guinée

SST : Sea Surface Temperature ou Température des eaux de surface

SSS : Sea Surface Salinity ou Salinité des eaux de surface

MPT : Mid Pleistocene Transition ou Transition du Pléistocène moyen

G. ruber : *Globigerinoides ruber*

ss : sensu stricto

sl : sensu lato

ACD : Aragonite Compensation Depth ou profondeur de compensation de l'aragonite

CCD : Carbonate Compensation Depth ou profondeur de compensation des carbonates

ICP-AES (OES) / MS / LA : Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy / Masse Spectrometry / Laser Ablation ou Spectroscopie à Plasma à Couplage Inductif - à Emission Optique / Spectromètre de Masse / Ablation Laser

XRF : x ray Fluorescence ou Fluorescence rayon x

XRD : x-ray Diffraction ou Diffraction rayon x

MIS : Marine Isotope Stage ou Stade Isotopique Marin

LGM : Last Glacial Maximum ou Dernier Maximum Glaciaire

SPCZ : South Pacific Convergence Zone ou Zone de Convergence Pacifique Sud

ITCZ : InterTropical convergence Zone ou Zone de convergence InterTropicale

NOAA : National Climatic Data Center ou Centre National de données Climatique

MLD : Mixed Layer Depth ou Profondeur de la couche de mélange

ODP/IODP : (International) Ocean Drilling Program ou Programme International de Forage océanique

SEC : South Equatorial Current ou Courant Sud Equatorial

EAC : East Australian Current ou Courant Est Australien

GPC : Gulf of Papua Current ou Courant du Golf de Papouasie

SCJ : South Caledonian Jet ou Jet Sud Calédonien

NCJ : North Caledonian Jet ou Jet Nord Calédonien

SPTW : South Pacific Tropical Water ou Eau tropicale du Pacifique Sud

AAIW : Antartic Intermediate Water ou Eau intermédiaire antarctique

DWBC : Deep Western Boundary Current ou Courant Profond de bord Ouest

1 Introduction

Résumé

Cette thèse étudie l'histoire des récifs barrières au cours des derniers 1.5 Ma dans la région du Pacifique Sud-Ouest. Plus particulièrement grâce à l'étude de sites au large des deux plus grands systèmes de barrière du monde : la Grande Barrière de Corail et la Barrière de Nouvelle-Calédonie. L'étude s'inscrit dans une démarche collective entre intérêt industriels et recherche fondamentale. Elle combine plusieurs disciplines des sciences de la terre, telles que la sédimentologie, la paléocéanographie ou la géochimie. Ce chapitre d'introduction présente le cadre scientifique et les questions fondamentales de cette recherche doctorale. Les objectifs du sujet sont abordés avec une description de l'approche utilisée, avant de présenter la structure des chapitres suivants.

Sommaire du chapitre 1

1.1	Contexte de l'étude et objectif principal	3
1.1.1	Contexte scientifique général	3
1.1.2	Les récifs tropicaux et leur distribution moderne	5
1.1.3	Les principaux facteurs de contrôle de la production carbonatée	7
1.1.4	L'évolution des récifs barrières au cours du Quaternaire	9
1.1.5	Les variations climatiques au cours du Quaternaire et la MPT.....	12
1.2	Problématique, approche scientifique et structure de la thèse	13
1.2.1	Objectif de l'étude et description de l'approche	13
1.2.2	Structure du manuscrit.....	15

1.1 Contexte de l'étude et objectif principal

1.1.1 Contexte scientifique général

Ce projet a été initié en collaboration avec l'industrie (TOTAL) dans le cadre d'un programme scientifique ambitieux qui a pour objectif de prédire le développement des turbidites carbonatées dans les séries sédimentaires anciennes, en particulier dans les environnements océaniques distaux (Borgomano et al., 2017). L'idée principale de l'étude était d'améliorer la compréhension des facteurs de contrôle des turbidites carbonatées en caractérisant le couplage spatio-temporel entre les processus de production carbonatée néritique et la sédimentation turbiditique profonde (cf. Reijmer et al., 2015). Il était nécessaire pour cela d'appuyer cette étude sur des données parfaitement contraintes des points de vue chronologiques et sédimentologiques. La situation idéale était de comparer des enregistrements sédimentaires néritiques et turbiditiques couvrant un intervalle stratigraphique à l'échelle des temps géologiques (10^6 ans) avec une très haute résolution chronologique (10^3 ans). Dans ce contexte, les données sédimentaires au large de la Grande Barrière Récifale (GBR) (ODP823 ; $16^\circ\text{S}/145^\circ\text{E}$) et au large de la Nouvelle-Calédonie (NC) (MD06-3018(19) ; $23^\circ\text{S}/165^\circ\text{E}$), couvrant les derniers 1.5 Ma, offrent un cadre chronologique et paléogéographique idéal à cette étude.

Il est rapidement apparu au cours de la mise en place du protocole scientifique concernant les carottes de sédiments profonds, que l'analyse haute résolution de ces enregistrements sédimentaires pélagiques et turbiditiques, apporterait des informations originales sur l'évolution récente depuis 1.5 Ma des récifs carbonatés adjacents (GBR et NC). En effet, la préservation sédimentaire discontinue (ie émergences), associée à la difficulté de carottage profond sur les platiers coralliens (Camoin and Webster, 2015 ; Montaggioni et al., 2011), ne permet pas de réaliser des analyses temporelles continues, à haute résolution de l'histoire des récifs carbonatés modernes. C'est donc dans ce contexte que se place l'étude du couplage entre turbidites et récifs carbonatés afin d'améliorer la compréhension de l'histoire des récifs carbonatés modernes et de leurs facteurs de contrôle à partir de l'analyse des turbidites qui leur sont associées.

Comprendre la dynamique sédimentaire des environnements carbonatés récents et actuels est fondamentale pour fournir les analogues nécessaires à la compréhension des séries carbonatées anciennes et pour disposer de modèles globaux intégrant les systèmes carbonatés tropicaux de la plate-forme au bassin.

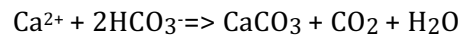
Lien entre l'expansion des récifs et les changements environnementaux :

Un changement soudain dans l'amplitude du taux du CO₂ dans l'atmosphère à l'échelle des cycles glaciaire-interglaciaire se produit autour de 500-400 ka et est associé à l'apparition de cycles climatiques de 100 ka (Lüthi et al., 2008). L'étude de Lüthi et al., (2008) sur les concentrations atmosphériques de CO₂ montrent un changement notable dans l'amplitude des variations de CO₂ et également des températures pour les quatre derniers cycles glaciaire-interglaciaire. Avant 400 ka (stade isotopique marin : MIS11), l'amplitude moyenne de changement pour le CO₂ sur un cycle était ~80 ppmv (entre 180-250 ppmv). Cependant depuis 400 ka, on constate une augmentation de 30 ppmv à ~110 ppmv (180-290 ppmv). Cette augmentation de l'amplitude des variations de CO₂ atmosphérique est principalement due à des niveaux de CO₂ plus élevés au cours des périodes interglaciaires plutôt qu'à des concentrations de CO₂ plus faibles pendant les glaciations. L'insolation est définie comme le déclencheur initial des déglaciations. Cependant, de nombreux facteurs différents contribuent à l'amplitude des changements de CO₂ observés au cours des cycles glaciaire-interglaciaire. Parrenin and Paillard (2012) soulignent, par exemple, l'importance du volume de glace initial pour la présence d'une terminaison glaciaire à un maximum d'ensoleillement donné. La diminution de la température des océans glaciaires augmente la dissolution du CO₂ de l'atmosphère, en raison d'une plus grande solubilité du CO₂ dans les eaux plus froides. Au contraire, l'augmentation de la salinité des océans au cours des périodes glaciaires (~3%) entraîne une réduction concomitante de la solubilité du CO₂, causant une augmentation du CO₂ atmosphérique. La réduction de la biomasse terrestre lors de conditions glaciaires plus arides et plus froides entraîne une diminution du réservoir de carbone organique continental et par conséquent une augmentation des concentrations de CO₂ dans l'atmosphère. Cependant, ces facteurs combinés ne suffisent pas à expliquer à eux seuls les changements de CO₂ pendant une déglaciation. C'est pourquoi il est nécessaire d'explorer des aspects plus complexes du cycle du carbone océanique (Sigman and Boyle, 2000).

Ces altérations majeures du climat au cours du Quaternaire sont à peu près concomitantes avec les datations de l'expansion de la croissance des récifs coralliens tropicaux dans la littérature.

L'hypothèse des récifs coralliens « *The Coral Reef hypothesis* » a été proposée dans les années 1980 par Berger, qui a soutenu que les changements dans le lieu de la productivité et de la conservation des carbonates sont un mécanisme de transfert de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan. Pendant les périodes interglaciaires, les zones de plateformes continentales peu profondes sont inondées, ce qui crée un plus grand espace d'accommodation et augmente la production de carbonates d'eau peu profonde (néritiques) tels que les récifs coralliens. Les changements de la construction récifale influencent directement la production carbonatée globale et donc le cycle du carbone.

La réaction de production de CaCO_3 utilise des ions bicarbonates (HCO_3^-) et libère du CO_2 (e.g. Berger, 1982 ; Opdyke and Walker, 1992) :



L'explication du changement climatique glaciaire-interglaciaire réside probablement dans une combinaison dynamique de nombreux facteurs. Toutefois, Ridgwell et al. (2003) présentent une modélisation du dernier maximum glaciaire (LGM) qui suggère que les récifs coralliens pourraient contribuer de manière significative aux émissions de CO_2 au cours des dernières phases de la déglaciation et pourraient être des amplificateurs du changement climatique glaciaire-interglaciaire.

Dans cette perspective, il apparaît important d'examiner l'histoire de la croissance et de l'expansion des récifs coralliens dans un cadre chronologique bien contraint, de manière à pouvoir analyser avec précision les relations temporelles entre l'évolution des systèmes climatiques et océaniques et les changements dans l'étendue des récifs.

Un des enjeux de ce travail de thèse a donc été de :

Comprendre comment évoluent les barrières récifales de manière naturelle au cours des derniers 2 Ma et comprendre le lien avec le système climatique via le cycle du carbone.



Couplage ayant pour objectif de contribuer à la compréhension de la dynamique des marges mixtes du Pacifique Sud-Ouest en lien avec l'expansion des récifs type barrières au cours du Pléistocène.

1.1.2 Les récifs tropicaux et leur distribution moderne

Les récifs sont l'un des écosystèmes les plus anciens du monde, et les récifs coralliens ont une histoire riche et variée sur les dernières centaines de millions d'années (cf. Pandolfi, 2011 pour une revue). Cependant, les communautés anciennes de récifs étaient très différentes des récifs coralliens modernes que nous connaissons aujourd'hui et se sont développées dans des conditions écologiques et environnementales profondément dissemblables (Wood, 1998). De même que les organismes qui construisent les récifs ont évolué au fil du temps, les taux de croissance, l'étendue et la répartition mondiale des récifs n'ont pas toujours été identiques.

Les récifs coralliens modernes couvrent actuellement $\sim 600\,000\text{ km}^2$ (Kleypas, 1997), soit environ 0.2 % de la superficie des océans ; 91.9 % de cette zone se trouve dans l'Indo-Pacifique (Spalding

et al., 2001). En moyenne, de par leur activité biogénique, les récifs coralliens produisent $\sim 0.9 \times 10^9$ tonnes de carbonate par an, soit environ un cinquième de la production mondiale (Milliman, 1993). La majorité des zones de construction de récifs se trouve dans les eaux tropicales et subtropicales dans des régions de faibles profondeurs. Ces coraux se produisent presque exclusivement entre des latitudes de 30° nord et 30° sud (Figure 1-1).

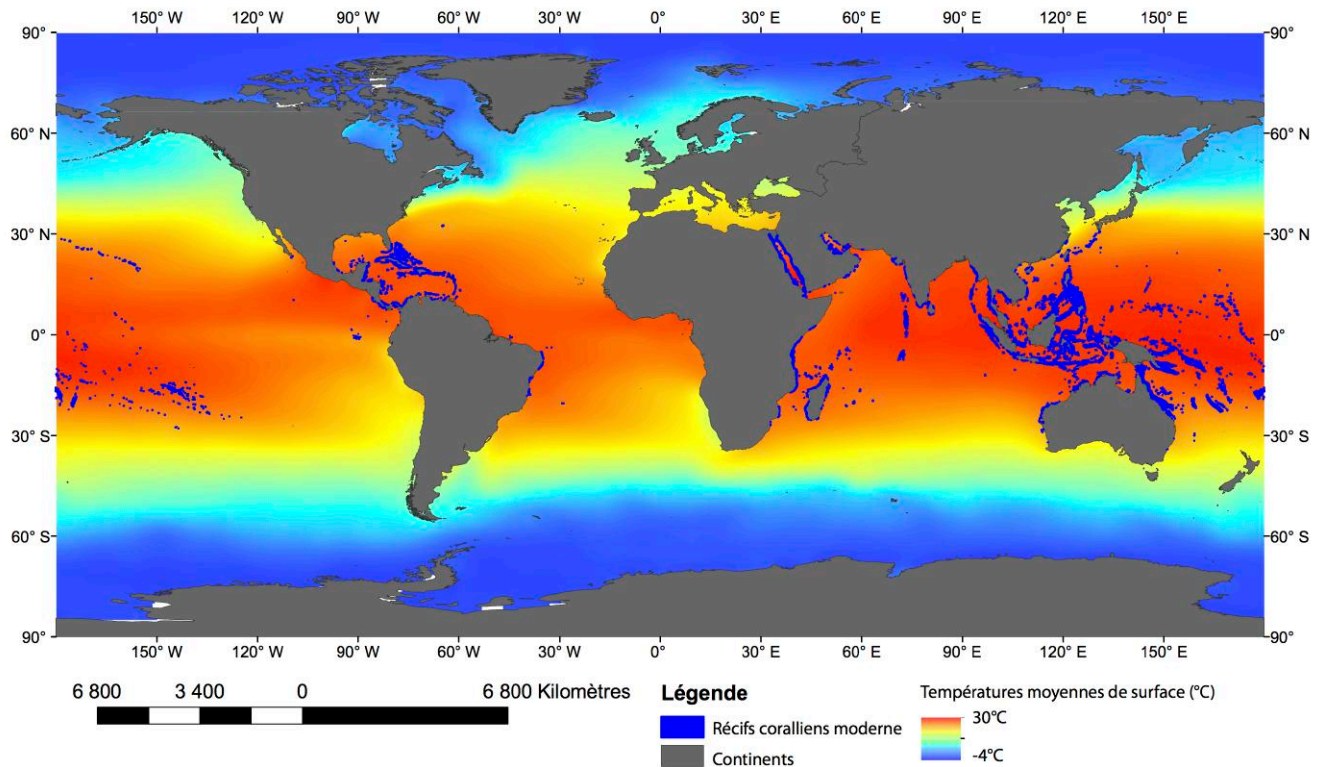


Figure 1-1: carte de la distribution mondiale des récifs coralliens tropicaux modernes, d'après UNEP-WCMC, WorldFish Centre, WRI, TNC (2010). Compilée à partir de sources multiples, y compris le projet de cartographie des récifs coralliens Millennium. Version 2.0 mise à jour par le PNUE-WCMC. Comprend les contributions de l'IMaRS-USF et de l'IRD (2005), de l'IMaRS-USF (2005) et de Spalding et al., (2001).

De nombreuses études sur les plates-formes carbonatées visent à comprendre l'évolution des systèmes carbonatés et en particulier les facteurs contrôlant la production carbonatée. Les modèles sédimentologiques se basent surtout sur des exemples de constructions récifales actuels et récents permettant d'interpréter les séries anciennes. Ces exemples présentent une étendue géographique se concentrant essentiellement dans la zone intertropicale, dans l'Océan Atlantique (Barrière du Belize : Droxler and Jorjy, 2013 ; Floride, Multer et al., 2002), dans l'Océan Pacifique (Grande Barrière d'Australie : Davies and Peerdeman, 1998 ; Webster and Davies, 2003 ; Récif barrière de Nouvelle-Calédonie : Cabioch et al., 2008 ; Montaggioni et al., 2011), ainsi que dans l'Océan Indien (Récif barrière de Mayotte : Zinke et al., 2003).

Les récifs coralliens actuels présentent une diversité géomorphologique très importante. Darwin (1842) était le premier à distinguer les récifs frangeants, les récifs barrières, les atolls, les bancs coralliens et les « *patch reef* ». Plus récemment, Montaggioni et Braithwaite (2009) décrivent un récif barrière comme une construction carbonatée, qui délimite un lagon constituant une zone abritée. Le lagon reste connecté à l'océan par un réseau de passes qui incisent le récif barrière. La morphologie de ces récifs est asymétrique, avec une pente raide sur la face exposée et une pente douce en direction du lagon. Ce type de plate-forme est caractérisé par de faibles profondeurs en regard des plates-formes continentales silicoclastiques et les profondeurs des lagons sont surtout inférieures à 50 m à l'exception des systèmes de chenaux en communication avec les passes.

Le plus grand exemple du monde de ce type de récif est la Grande Barrière de Corail (GBR) qui s'étale le long des côtes nord-est de l'Australie sur 2 300 km. Elle fait partie des rares constructions biologiques visibles depuis l'espace. La deuxième plus grande barrière récifale de l'Indo-Pacifique est au large de la province Indo-Pacifique et se situe autour de la Nouvelle-Calédonie, elle s'étend sur environ 1 600 km de long (Figure 1-1).

1.1.3 Les principaux facteurs de contrôle de la production carbonatée

De nombreux facteurs agissent sur la croissance des carbonates peu profonds. Ces carbonates englobent une forte biodiversité. Ils exigent des conditions différentes et ont des limites de tolérance variables par rapport aux paramètres hydrographiques et physiques. Ce sont des processus qui eux même, varient à différentes échelles de temps et qui peuvent se combiner pour influencer la production de carbonates (Figure 1-2). En progressant de l'échelle la plus grande vers la plus petite, on distingue :

- les facteurs **géographiques et tectoniques** (10s-100s ka) qui comprennent : la latitude, la topographie antécédente (Cabioch et al., 1999 ; Droxler and Jorjy, 2013 ; Gischler et al., 2010), le substrat et l'accommodation (contrôlés par l'interaction entre les taux de subsidence/de soulèvement et le niveau de la mer eustatique) (Braithwaite et al., 2004 ; Cabioch et al., 1999 ; Kennedy and Woodroffe, 2002 ; Montaggioni et al., 2011 ; Montaggioni and Braithwaite, 2009 ; Puga-Bernabéu et al., 2014 ; Schlager, 1993 ; Waelbroeck et al., 2002) ;
- les facteurs **physico-chimiques** (40 ka, 100 ka, saisonnier) qui incluent : la température de surface de la mer (SST) (Isern et al., 1997 ; Kleypas et al., 1999 ; Montaggioni and Braithwaite, 2009), la salinité de la surface de la mer (SSS) (Coles and Jokié, 1992 ; Kleypas et al., 1999 ; Montaggioni and Braithwaite, 2009), la disponibilité des nutriments

(Kinsey and Davies, 1979 ; Montaggioni and Braithwaite, 2009), l'apport de poussières, l'apport de sédiments i.e., la turbidité des eaux de surface (Anthony and Connolly, 2004 ; 2009), la disponibilité de la lumière (Achituv and Dubinsky, 1990; Chalker, 1981 ; Cooper et al., 2007 ; Grigg, 1997 ; Kleypas et al., 1999), l'état de saturation de l'aragonite et l'alcalinité (Kleypas et al., 1999 ; Montaggioni and Braithwaite, 2009 ; Silverman et al., 2007).

- Veron (2011) va classer ces facteurs comme étant corrélés à la latitude comprenant les SST ou le rayonnement solaire, et ceux liés à un caractère régional ou local, comme l'énergie (houle), les SSS, la turbidité ou la composition du substrat ;
- les facteurs **hydrodynamiques** (40 ka, 100 ka, saisonnier) qui comprennent : les vagues, les courants et la fréquence des tempêtes (Done, 1992 ; Grossman and Fletcher, 2004 ; Montaggioni and Braithwaite, 2009) ;
- les facteurs **biologiques** qui comprennent : les sources larvaires et la dispersion, la diversité, la maladie et la prédation (Montaggioni et al., 2011 ; Montaggioni and Braithwaite, 2009 ; Pandolfi and Jackson, 2007).

Ces facteurs affectent les espèces coralliennes à différents degrés, contrôlant la distribution des communautés coralliennes à travers un récif (Hallock, 2001). À plus long terme, ils façonnent également le taux de production de carbonate de calcium, la construction de charpentes par les coraux et l'accumulation de dépôts sédimentaires (Done, 2011). Un ensemble de processus se combine pour influencer ces variables géo-tectoniques, physico-chimiques et hydrodynamiques. Par exemple, la disponibilité d'un substrat approprié est influencée par le niveau relatif de la mer, qui dépend à son tour des taux de subsidence tectonique/soulèvement (agissant sur des échelles de temps de 10 à 100 ka) combinés aux changements glaciaires et interglaciaires du niveau de la mer. La SSS est contrôlée à la fois par les changements glaciaires-interglaciaires (sur des échelles de temps de 10 à 100 ka) mais également par les mouvements de la zone de convergence du Pacifique Sud (SPCZ).

Lorsque les facteurs de contrôle se situent dans l'intervalle favorable à la production de carbonates biogéniques, une usine de production carbonatée vigoureuse « *Carbonate Factory* », peut en résulter. La tectonique moderne, l'océanographie et l'hydrologie le long de la marge Australienne et de la Nouvelle-Calédonie sont clairement favorables à la croissance luxuriante des récifs coralliens. Cependant, ces conditions ont changé au cours du Quaternaire. Des modèles récents mettent en évidence la complexité des interactions des facteurs de contrôle sur la

dynamique du système des récifs modernes, servant de base à la compréhension de leur évolution à plus long terme (Salles et al., 2018).

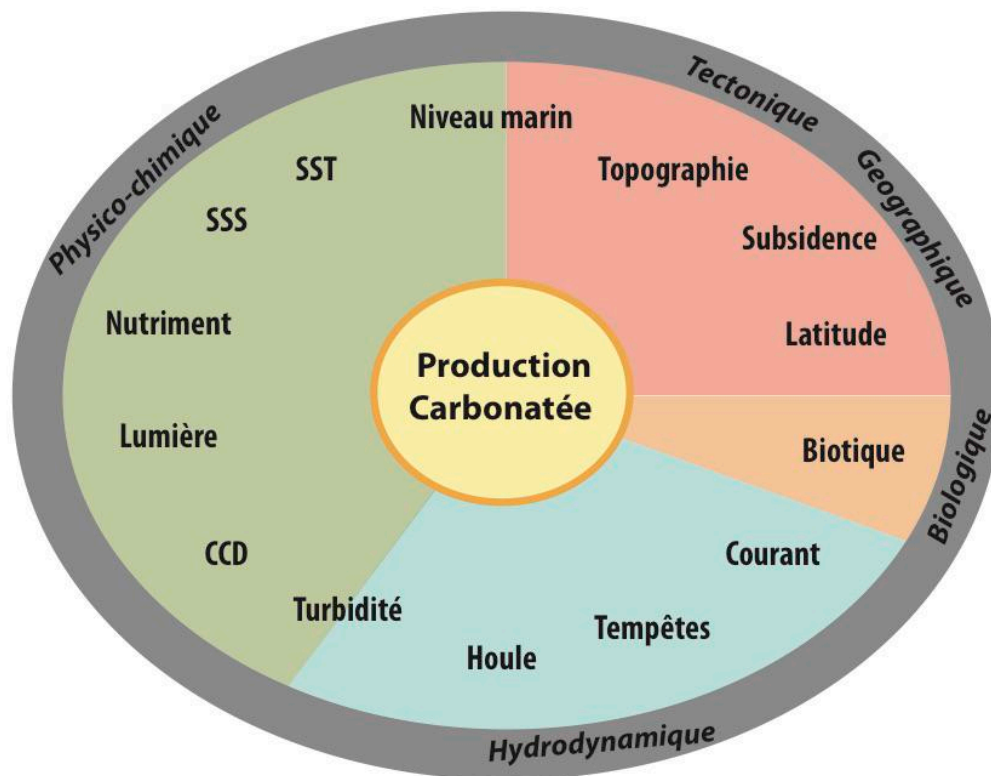


Figure 1-2: Schéma des facteurs potentiels qui influencent la production carbonatée, regroupé en processus : tectonique et géographique (rouge) ; physico-chimique (vert) ; hydrodynamique (bleu) et biologique (orange). Abréviations = SST : Température des eaux de surface ; SSS : Salinité des eaux de surface ; CCD : Profondeur de compensation des carbonates.

1.1.4 L'évolution des récifs barrières au cours du Quaternaire

Ce projet de recherche repose sur le constat de la variation significative de la croissance des récifs coralliens au cours du Quaternaire. Des travaux essentiellement basés sur l'étude des structures récifales fossilisées (Alexander et al., 2001 ; Braithwaite et al., 2004 ; Cabioch et al., 2008 ; Gischler et al., 2010 ; Montaggioni et al., 2011 ; Multer et al., 2002 ; Yamamoto et al., 2006) suggèrent une augmentation de la production des récifs durant la dernière déglaciation. Ce modèle temporel de la croissance des récifs est soutenu par la théorie de Kleypas (1997) ; qui propose, pendant le dernier maximum glaciaire (LGM), une zone récifale limitée à 20 % et une production de carbonate limitée à 27 %, comparée à la production actuelle.

Cependant, les informations sur l'expansion de la croissance des récifs coralliens au cours des périodes précédentes sont rares. Le Tableau 1-1 dresse un récapitulatif des études visant à

reconstruire l'histoire des barrières récifales au cours du Quaternaire, réparties sur plusieurs zones dans le monde, comprenant la Grande Barrière de Corail (GBR) (Alexander et al., 2001 ; Braithwaite et al., 2004 ; Dubois et al., 2008 ; Gallagher et al., 2014 ; Humblet and Webster, 2017 ; Obrochta, 2004), le récif de la Nouvelle-Calédonie (NCBR) (Cabioch et al., 2008 ; Foan, 2015 ; Montaggioni et al., 2011), le récif barrière du Belize (Droxler and Jorjy, 2013 ; Gischler et al., 2010), le récif barrière des Ryuku (Sakai, 2003 ; Yamamoto et al., 2006) et les Florida keys (Multer et al., 2002).

Localisation	Estimation de l'Age	Articles	Matériel et Méthode de datation
GBR	600 +/- 280 ka	Alexander et al., (2001)	récif fossilisé (Sr/Sr); Récif de Ribbon
	560 / 670	Dubois et al., (2008)	sediment distal (stratigraphie magnetique et biostratigraphie)
	MIS11 (~400ka)	Braithwaite et al., (2004)	récif fossilisé (U/Th et $\delta^{18}\text{O}$); Récif de Ribbon
	MIS17 (~700ka)	Obrochta et al., (2004)	sediment peu profond ($\delta^{18}\text{O}$, stratigraphie magnetique)
	~600ka	Gallagher et al., (2014)	récif fossilisé (biostratigraphie et seismic)
	avant MIS 11 (~400ka)	Humblet et Webster., (2017)	récif fossilisé (assemblage de coraux)
NC	MIS11 (~400ka)	Webster et Davies., (2003)	récif fossilisé (biostratigraphie)
	MIS11 (~400ka)	Cabioch et al., (2008)	récif fossilisé (U/Th; magnetique; biostratigraphie)
	MIS11 (~400ka)	Montaggioni et al., (2011)	récif fossilisé (U/Th; magnetique; biostratigraphie)
Mururoa	MIS11 (~400ka)/ avant 900ka?	Foan thesis (2015)	sediment distal; variabilité des turbidites ($\delta^{18}\text{O}$)
Belize	MIS11 (~400ka)	Montaggioni et al., (2015)	récif fossilisé (U/Th; magnetique; biostratigraphie)
	MIS11 (~400ka)	Gischler et al., (2010)	récif fossilisé (biostratigraphie et $\delta^{18}\text{O}$)
	MIS11 (~400ka)	Droxler et Jorjy., (2013)	sediment distal ($\delta^{18}\text{O}$)
Recif des Ryuku	MIS11 (~400ka)	Droxler et al., (2003)	récif fossilisé (biostratigraphie)
	800ka	Yamamoto et al., (2006)	terrain émergé (biostratigraphie et $\delta^{18}\text{O}$)
	800ka	Sakai et Jige (2006)	terrain émergé (stratigraphie magnetique, biostratigraphie)
Floride	MIS9 (~330ka)	Multer et al., (2002)	récif fossilisé (U/Th)

Tableau 1-1: Evolution des barrières récifales dans le monde au cours du Quaternaire dans la littérature actuelle.

Un grand nombre de ces études provient de forages de récifs fossilisés ou « *bore hole* ». Ces enregistrements ponctuels sont généralement discontinus dans le temps en fonction des hiatus stratigraphiques (émersion-érosion-altération) et sont relativement limités dans le temps. Il faut également souligner les limites de ces investigations directes par forage liées aux méthodes de datations absolues pouvant influencer les estimations de l'âge des changements de production récifale. En effet, il n'y a souvent qu'un nombre trop limité de points de rattachement d'âge (*tie-point*), même en utilisant plusieurs systèmes de datation (radiométrie, biostratigraphie, magnétostratigraphie). Par exemple, dans le document de Montaggioni et al. (2011), qui étudie la Barrière de Corail de Nouvelle-Calédonie, un des forages (Ténia 3), qui couvre les derniers 1.2 Ma, n'a que neuf points d'ancrage, dont quatre seulement sont des âges absolus.

Les datations U/Th de l'aragonite biogénique des coraux sont souvent utilisées mais la limite d'âge de la méthode est située autour de 400 ka. De plus, cette méthode de datation est très sensible à la qualité des échantillons et les résultats sont affectés de manière non négligeable par la dissolution ou recristallisation des coraux fossiles avec l'âge, dans un système ouvert (cf. Frank et

al., 2006). De nombreux auteurs (Braithwaite et al., 2004 ; Cabioch et al., 2008; Montaggioni et al., 2011 ; Multer et al., 2002) utilisent la datation U/Th pour leurs modèles d'âge et ont placé l'expansion des récifs dans leurs zones d'étude à 400 ka, ce qui correspond à la limite d'âge de la méthode.

Une autre méthode se propose d'étudier les enregistrements des sédiments de pente et des sédiments pélagiques (Droxler and Jorry, 2013 ; Dubois et al., 2008). Cette approche consiste à analyser le matériel transporté du plateau au bassin (aragonite) et permet de remonter plus loin dans le temps grâce à la succession et à la préservation des sédiments marins permettant de tirer des conclusions sur la mise en place de la barrière.

L'observation des différentes études révèle un décalage important de datation du développement des différents récifs (Tableau 1-1). Même au sein d'un système récifal (comme la GBR) les âges sont variables (Alexander et al., 2001 ; Braithwaite et al., 2004 ; Dubois et al., 2008). Alors que ces différences d'âge peuvent s'expliquer par la morphologie variable des marges sur lesquelles évoluent les récifs, il existe un décalage temporel important entre un récif établi à 880 ka (la plus ancienne date suggérée dans la littérature à la GBR ; Alexander et al., 2001) et un autre à 330 ka (la plus jeune date suggérée de la littérature aux Florida Keys ; Multer et al., 2002). Cette différence de 550 ka est assez grande, surtout en ce qui concerne la longueur des cycles Quaternaires et glaciaire-interglaciaire, mais ces datations ne peuvent pas être considérées comme n'étant pas synchrones du tout.

Parce qu'il réunit les conditions environnementales propices à l'expansion récifale de l'interglaciaire, avec des SST chaudes et un niveau de haute mer élevé, le MIS11 a été proposé comme déclencheur de la croissance globale des barrières récifales, y compris pour la GBR (Droxler et al., 2003 ; Droxler and Jorry, 2013 ; Montaggioni et al., 2011). Des études sur le forage distal dans la partie supérieure du plateau Marion ont permis de situer l'apparition de la GBR du centre sud à MIS15 (Dubois et al., 2008) ou MIS17 (Obrochta, 2004). Un âge pré-MIS11 similaire (MIS15 ou MIS13) a été suggéré pour l'initiation des récifs sur le Plateau de l'Australie Occidentale. Une initiation pouvant être liée au renforcement du Courant de Leeuwin et à une augmentation de l'aridité et de l'alcalinité d'après Gallagher et al. (2014). Des oscillations du niveau de la mer d'amplitude plus élevées après la transition du Pléistocène moyen (Elderfield et al., 2012) ont également été proposées comme facteur favorable à la croissance extensive des récifs coralliens sur le plateau australien (Dubois et al., 2008).

D'après ces études, en dépit d'un large éventail d'incertitudes dues à la combinaison de différentes méthodes de datation, les âges obtenus sont globalement concentrés autour de 0.8-0.4 Ma

correspondant à la fin de la dernière grande transition climatique : la « transition du Pleistocène moyen (MPT) ».

1.1.5 Les variations climatiques au cours du Quaternaire et la MPT

La période Quaternaire, correspondant aux derniers 2.5 Ma, a été ponctuée par des cycles glaciaire-interglaciaire récurrents, avec des cycles de 40 puis 100 ka. Ces cycles climatiques sont associés à des changements du volume des glaces et, par conséquent, de la composition isotopique moyenne de l'oxygène de l'océan mondial. Pour illustrer la cyclicité climatique au cours des derniers 1.5 Ma, la compilation de données sur carottes marines connues sous le nom de LR04 est présentée en Figure 1-3 (Lisiecki and Raymo, 2005).

Ces cycles climatiques sont également associés à des modifications majeures de la biosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, l'atmosphère et la lithosphère. Liés par des cycles biogéochimiques, ils ont participé à une série d'interactions apparemment systématiques, qui ont donné lieu à des changements du climat global. La compréhension de cette variabilité climatique a été un objectif majeur de la recherche paléocéanographique et paléoclimatique depuis sa création.

Dans cette période, le climat a évolué (Figure 1-3). Avant 1200 ka, les cycles glaciaire-interglaciaire symétriques se produisent avec une périodicité de ~40 ka et sont caractérisés par une amplitude moyenne de 1 ‰ (Ashkenazy and Tziperman, 2004 ; Clark et al., 2006 ; Lambeck et al., 2002). Depuis 500 ka, d'après Head and Gibbard (2005), les cycles glaciaire-interglaciaire très asymétriques se produisent avec une périodicité de ~100 ka et sont caractérisés par une amplitude moyenne de 1.5 ‰ (Figure 1-3).

Cette transition climatique majeure est appelée la MPT pour « Mid Pleistocene Transition » (Head and Gibbard, 2005). Cette MPT est en relation avec les paramètres orbitaux de la Terre (Milankovitch) mais leur réponse sur le système climatique demeure évasive. La plupart des hypothèses sur les possibles causes du MPT invoquent une réponse au refroidissement à long terme, motivée par des mécanismes tels que la dynamique des volumes de glaces (Clark et al., 2006) ou un déclin séculaire du CO₂ atmosphérique (Maslin and Ridgwell, 2005).

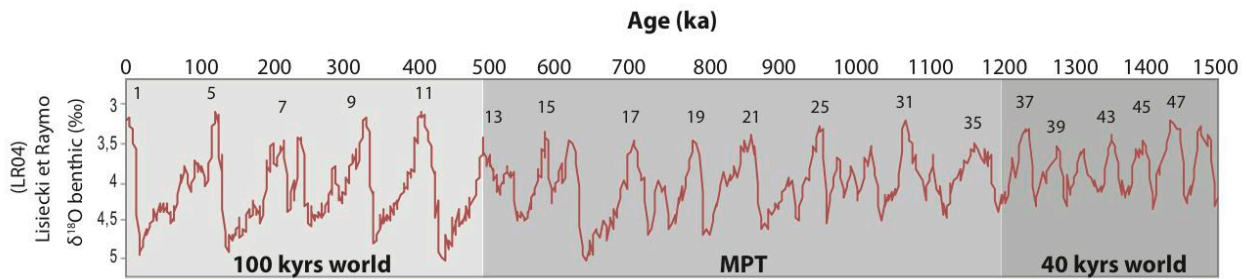


Figure 1-3: Courbe globale des enregistrements de foraminifères benthiques de Lisiecki et Raymo (2005) avec la transition du « monde à 41 ka » avec le « monde à 100 ka » définissant la transition du Pléistocène moyen (MPT), tel que défini par Head et Gibbard, (2005).

1.2 Problématique, approche scientifique et structure de la thèse

1.2.1 Objectif de l'étude et description de l'approche

Un des postulats de ce travail de thèse est l'existence de liens entre les modifications environnementales qui ont eu lieu pendant la transition MPT et les changements de production néritique. Pour cela, plusieurs séries sédimentaires sont étudiées afin de reconstruire des données sédimentologiques et des données paléo-environnementales. L'avantage d'une telle approche est de pouvoir directement comparer ces deux processus dans un même site et de s'affranchir ainsi du problème de datation.

Les dépôts gravitaires contiennent du matériel transporté depuis la plate-forme continentale. Le contenu de ces dépôts permet ainsi, indirectement et sur de longues périodes de temps, d'étudier l'histoire des plates-formes carbonatées (e.g. Foan, 2015 ; Glaser and Droxler, 1993 ; Jorry et al., 2008 ; Reijmer et al., 2015). Ce que propose cette thèse est d'utiliser ces environnements de dépôt comme moyen pour définir avec plus de précision l'histoire de la construction de la Grande Barrière Récifale.

Les objectifs de cette recherche sont de :

- 1) Reconstruire l'histoire des milieux de dépôts gravitaires en bas de pente dans des zones à production récifale barrières actuelles ;
- 2) Etablir les liens entre la construction récifale et la nature et la fréquence des dépôts gravitaires au cours des derniers 1.5 Ma ;
- 3) Etablir les liens entre la production carbonatée associée aux récifs coralliens et les changements environnementaux régionaux et globaux au cours du Quaternaire : température des eaux de surface, circulation océanique, variations du niveau marin.

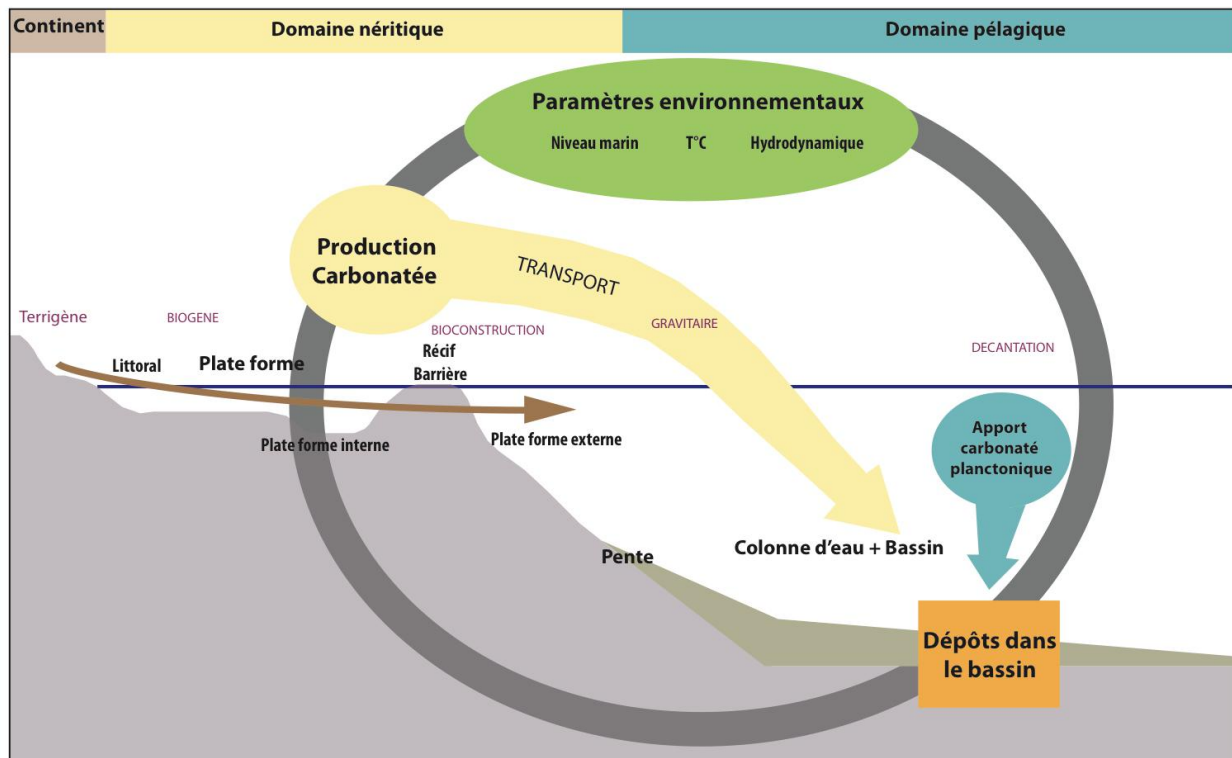


Figure 1-4: Schéma du type d'approche effectué dans le cadre de cette thèse : Lien entre la production carbonatée (jaune), les dépôts dans le bassin (orange) et les changements environnementaux (vert).

La Figure 1-4 illustre les paramètres qui constituent le champ de recherche de ce travail de thèse. L'étude vise à mieux comprendre les processus qui contrôlent les changements de la production carbonatée et la construction des récifs barrières dans le Pacifique Sud-Ouest au cours du Quaternaire.

Dans ce contexte la marge est de l'Australie au large de la Grande Barrière récifale et la marge ouest de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest) ont été choisies pour étudier les enregistrements sédimentaires. Le choix de ces deux sites est justifié par le fait que ce sont deux des plus vastes ensembles récifaux au monde qui ont déjà fait l'objet d'études (GBR : Alexander et al., 2001 ; Humblet and Webster, 2017 ; Pandolfi and Kelley, 2008 ; Webster et al., 2018 ; Webster and Davies, 2003 ; NC : Cabioch et al., 2008 ; Montaggioni et al., 2011).

L'étude des dépôts gravitaires déposés dans les séquences sédimentaires dans le bassin profond en avant du récif barrière de Nouvelle-Calédonie a fait l'objet d'une thèse (Foan, (2015), Université d'Edinburgh, sous la direction de Mary Elliot). L'enjeu de cette thèse était de reproduire les observations obtenues à partir des forages qui suggéraient une transition importante dans la production carbonatée et la mise en place du récif barrière autour de 400 ka (Cabioch et al., 2008 ; Montaggioni et al., 2011). Les résultats obtenus sur la carotte de sédiment MD06-3019

suggéraient une histoire plus complexe de ce récif barrière. Cette carotte de sédiment est caractérisée par une succession de dépôts turbiditiques de nature variable : carbonatés et/ou silicoclastiques. Le contenu des passés turbiditiques a permis de mettre en évidence la présence de fragments de coraux, dont la taille (>150 micron) et l'aragonite biogénique sont bien préservées (même à 3600 m de profondeur). Une chronologie détaillée de cette carotte a été obtenue à partir de l'analyse de la composition isotopique des foraminifères, organismes microscopiques à test carbonaté, et des paramètres magnétiques. Les dépôts sédimentaires couvrent les derniers 1.5 Ma et l'âge des niveaux turbiditiques a pu être évalué avec une précision de l'ordre de 5 ka. Les résultats des travaux de Foan (2015) mettent en évidence deux transitions de dépôts. Une phase de transition à 350 ka est en accord avec l'initiation du récif barrière autour de 400 ka. Une transition, autour de 900 ka, a été caractérisée par une augmentation de la fréquence des événements de turbidites et une diminution des pics de strontium associée à l'aragonite. Cette transition avait été corrélée avec une période de diminution abrupte du niveau marin.

Les travaux de A. Foan (2015) ont permis de montrer :

- les zones de dépôts turbiditiques permettant une excellente préservation du matériel transporté depuis la plate-forme récifale, probablement due à un enfouissement rapide et à l'absence d'émersion et d'érosion ;
- une histoire plus complexe du récif barrière de Nouvelle-Calédonie avec réduction apparente de la croissance récifale centrée sur la période du Mid-Pleistocene ;
- un lien potentiel entre le changement climatique global et la croissance récifale, notamment les changements du niveau marin.

De ce constat, en suivant le même type d'approche que l'étude de la carotte MD06-3019 au large de la Nouvelle-Calédonie, la présente étude utilise les changements dans les propriétés des turbidites présentes dans le bassin au large de la grande barrière de Corail pour affiner la datation de l'expansion des récifs barrières du Pacifique sud-ouest.

1.2.2 Structure du manuscrit

Cette thèse est composée de 6 chapitres.

Le **chapitre 1** : (ce présent chapitre) fournit une **introduction générale** qui présente les motivations, le contexte scientifique et met en évidence le couplage pluridisciplinaire et les objectifs de la thèse.

Le **chapitre 2** : « **Contexte scientifique, matériel et méthodes, résultats** », donne le contexte du site d'étude de la mer de Corail et définit les conditions géographiques, climatiques et océanographiques modernes qui se sont avérées si propices à la croissance des récifs. On procèdera ensuite à une présentation des carottes sédimentaires utilisées, à la description des méthodes analytiques choisies pour cette étude ainsi qu'à la présentation des résultats bruts, réutilisés et traités dans les chapitres suivants.

Le **chapitre 3** intitulé : « **Établissement d'un modèle d'âge de la carotte ODP823B** » aborde l'un des enjeux principaux pour la suite de l'étude à savoir, la définition d'un **cadre chronologique** bien contraint pour la carotte sédimentaire ODP823B. En se basant sur des analyses isotopiques sur foraminifères planctoniques (*G. ruber*) couplées à une analyse de nannofossiles, cette étape a permis de dater l'ensemble du site ODP823B ainsi que les niveaux turbiditiques avec des précisions de l'ordre de 10 ka. C'est sur cette base temporelle que la suite des interprétations sera effectuée.

Les 2 chapitres suivants qui ont pour titre : « **Évolution de la Grande Barrière de Corail depuis la transition du Pléistocène moyen** » et « **Mg/Ca ratio, paléothermomètre de la Mer de Corail au cours des derniers 1.5 Ma** » constituent l'essentiel de la thèse et sont dédiés à l'interprétation et à la discussion des résultats obtenus.

Le **chapitre 4** aborde l'**étude des caractéristiques sédimentaires**, notamment via l'évolution de la fréquence des événements et l'analyse du contenu des dépôts gravitaires dans la carotte ODP823B. Le contenu des niveaux turbiditiques a été analysé en fonction de leur source potentielle. Des mesures XRF ont permis d'avoir des informations rapides et de façon non destructive sur le contenu des dépôts gravitaires. Le principe est que le matériel aragonitique (tels que les coraux) dans les carottes de sédiment est caractérisé par des teneurs élevées en Sr/Ca, (e.g. Harper, 2014 ; Jorry et al., 2008).

Dans un premier temps, l'analyse se concentre sur les derniers 600 ka, afin de tester si l'évolution de la croissance des récifs barrières est enregistrée dans les dépôts de turbidites de la carotte ODP823B. Un résultat positif permettrait de mettre en évidence un lien de cause à effet entre la production carbonatée récifale et la fin de la dernière transition climatique majeure : le MPT. Les caractéristiques observées au large de la Grande Barrière Récifale sont ensuite comparées avec l'étude au large de la Nouvelle-Calédonie, afin de voir si le schéma de variation des dépôts turbiditiques et de leur contenu est un signal local ou régional. Ensuite, l'intégration d'une période

de temps plus ancienne, dans le monde à 40 ka va permettre de mettre en évidence les principales variations des flux carbonatés et terrigènes enregistrés dans le bassin au cours du Quaternaire.

Le **chapitre 5** regroupe deux types **d'études paléocéanographiques**. La température joue un rôle important dans la distribution des récifs modernes (Figure 1-1). La mesure des paléotempératures des eaux de surface (SST) dérivée de la mesure Mg/Ca sur plusieurs morphotypes de foraminifères planctoniques permet d'obtenir des informations sur le changement des températures et les conditions hydrologiques locales au cours du temps. Cette analyse est effectuée sur la base des mêmes échantillons que pour l'étude chronologique sur la carotte ODP823B. L'objectif est de tester l'influence de la variabilité des températures dans la colonne d'eau sur l'évolution de la barrière récifale.

D'après la littérature, la température moyenne de surface (SST) des cycles glaciaire- interglaciaire au cours des derniers 1.5 Ma dans notre zone d'étude, reste relativement stable (Russon et al 2011). La seconde investigation concerne la mise en place d'une méthode pouvant mesurer de plus faibles variations de type saisonnalité ou inter-annualité grâce à l'obtention de mesures de paléotempérature sur foraminifère unique. Cette analyse est mise au point sur le matériel de la carotte MD06-3018, déjà contrainte chronologiquement dans l'étude de Russon et al. (2011). Après un test de reproductibilité, les analyses seront conduites sur plusieurs cycles glaciaire- interglaciaire au cours des derniers 1.5 Ma, sur deux morphotypes différents du *G. ruber white*.

Enfin le **chapitre 6** : « **Synthèse et perspectives d'études** », présente **une synthèse** de l'ensemble des mesures obtenues, regroupant plusieurs disciplines, ainsi que des **suggestions** pour la direction **des travaux futurs** dans ce domaine. Le lien entre les enregistrements sédimentaires, la production de carbonates sur la plate-forme et les variations environnementales sera discuté pour examiner la signification globale de ces interprétations et ce qu'elles peuvent apporter à l'histoire d'autres systèmes de récifs tropicaux. Ainsi, les résultats seront considérés dans un contexte plus large d'un point de vue paléocéanographique, de la transition du Pléistocène moyen (MPT) et de l'histoire globale des récifs coralliens.

2 Contexte scientifique, matériel et méthodes, résultats

Résumé

Ce chapitre présente une description du contexte environnemental de la mer de Corail suivi d'une présentation du cadre hydrodynamique avec la localisation des sites d'études utilisés. Ce travail réalisé porte sur l'analyse de plusieurs carottes de sédiments déjà prélevées dont le principal site est situé en pied de pente de la Grande Barrière récifale (GBR), la carotte ODP823B. Ce chapitre présente dans un premier temps une description approfondie des sites d'études et une synthèse des connaissances de ces zones. La présentation des méthodes analytiques et les principaux résultats seront dans un second temps approfondis pour être interprétés dans les chapitres suivants.

Sommaire du chapitre 2

2.1	Contexte régional du site d'étude	21
2.1.1	Contexte climatique moderne	21
2.1.2	Circulation océanique des eaux de surface et masses d'eaux profondes dans la région du Pacifique Sud-Ouest	23
2.2	Matériel : Campagnes et carottes de sédiment utilisées.....	27
2.2.1	ODP823B Leg 133	27
2.2.2	Carottes de sédiment MD06-3018 et MD06-3019.....	28
2.3	Méthodes	29
2.3.1	Description générale de la carotte ODP823	29
2.3.2	Stratégie d'échantillonnage de la carotte ODP823B	31
2.3.3	Description des événements gravitaires de la carotte ODP823B	32
2.3.4	Mesures de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$)	32
2.3.5	Mesure XRF	33
2.3.6	Les Mesures XRD	36
2.3.7	Les mesures Mg/Ca moyen par ICP-MS et ICP-AES	36
2.3.8	Les mesures Mg/Ca des tests de foraminifères par LA-ICP-MS.....	40
2.3.9	Estimation des températures à partir des mesures Mg/Ca :	42
2.4	Résultats de la carotte ODP823B	43
2.4.2	Les contenus des événements turbiditiques dominants	45
2.4.3	Les courbes isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (<i>G. ruber</i>).....	46
2.4.4	Mesures XRF et WD-XRF : exemple du profil du strontium	47
2.4.5	Les Mesures XRD exemple du pourcentage d'aragonite et du quartz.....	48
2.4.6	Le strontium comme potentiel traceur de l'aragonite : lien entre les mesures WD-XRF et XRD.....	49
2.4.7	Reconstruction des températures des eaux de surface (SST)	51
2.4.8	Mesure du rapport Mg/Ca par LA-ICP-MS sur les loges de foraminifères	53

2.1 Contexte régional du site d'étude

Les régions dans lesquelles vivent actuellement les coraux tropicaux se trouvent surtout dans les zones tropicales des océans Indo-Pacifiques et Atlantiques, entre 30 °S, 30 °N (Chapitre 1 ; Figure 1-1). Notre étude concerne la partie ouest du Pacifique au niveau de la mer de Corail sur une marge mixte. La notion de marge mixte tropicale, d'après Mount (1984), correspond à un système où des flux de sable et de boue terrigènes se déversent dans une région de production de carbonate néritique (Dunbar et al., 2000 ; Page et al., 2003). La Mer de Corail contient les plus grandes formations de barrières récifales sur système mixte dans le monde tel que la Grande Barrière de Corail (GBR), site principal d'étude (ODP823) ou la barrière de corail de Nouvelle-Calédonie (NC), autre site étudié dans le cadre des thèses de Russon (2010) et Foan (2015) (MD06-3018(19)). Ce sont des zones de dépôts où l'on peut étudier la relation entre sédimentation carbonatée/silicoclastique en lien avec les changements environnementaux au cours du temps.

2.1.1 Contexte climatique moderne

La mer de Corail se situe entre la côte nord-est de l'Australie, la Papouasie-Nouvelle-Guinée et la Nouvelle-Calédonie, où le climat est tropical. Il se caractérise par des hivers austraux secs (mai-octobre) et des étés humides (novembre-avril) (Rougerie, 1986). La variation saisonnière de la température des eaux de surface est de l'ordre de ~6-7 °C. Les températures des eaux de surface diminuent graduellement du nord au sud. Au large de la Grande Barrière de Corail, entre 10° et 22°S, les températures varient de 26 °C à 30 °C pendant l'été austral et de 21 °C à 26 °C pendant l'hiver austral (Pickard et al., 1977). Plus au sud (22-23 °S) au large de la Nouvelle-Calédonie, les températures varient de 26 °C à 28 °C pendant l'été austral et de 21 °C à 23 °C pendant l'hiver austral (Figure 2-1).

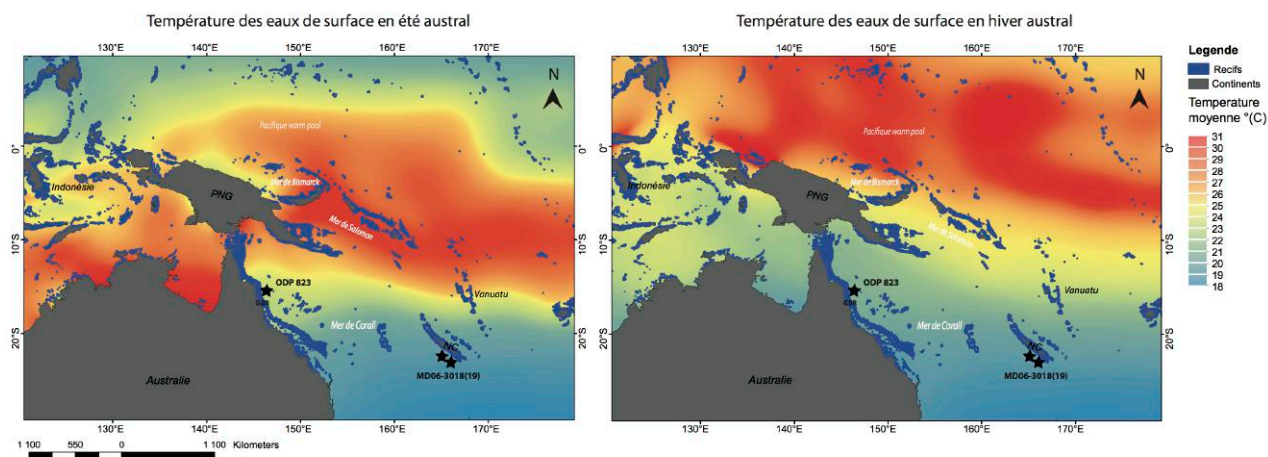


Figure 2-1: Moyennes saisonnières de la température des eaux de surface (SST) en °C, pendant l'été austral (janvier-février-mars) à gauche et pendant l'hiver austral (juillet-août-septembre) à droite. Carte adaptée d'après les données NOAA, WOA05, grille 1x1, température moyenne saisonnière depuis 1962. Localisation des principaux sites d'études au large de la Grande Barrière de Corail (GBR : ODP823) et de la Nouvelle-Calédonie (NC : MD0630-18 (19)).

Dans cette zone, la salinité des eaux de surface (SSS) moyenne annuelle est de 35.4 PSU (Figure 2-2) avec des fluctuations saisonnières de l'ordre de ~ 0.2 PSU. Les variations de SSS vont essentiellement être influencées par les apports en eaux douces, surtout les précipitations en relation avec la mousson et localement le débit des cours d'eau (Wyrтки, 1961). Les cyclones, lors des périodes de mousson australienne, peuvent également faire varier la SSS. Les précipitations moyennes de la zone vont de ~ 50 mm/mois à la fin de l'hiver, à plus de 140 mm/mois pendant la saison des pluies estivales. Ainsi, le gradient de salinité est très marqué durant l'été et beaucoup moins à la fin de l'hiver (Wolanski and Pickard, 1994).

Les températures des eaux de surface (SST) et le cycle hydrologique de la région du Pacifique Sud-Ouest montrent également une variabilité interannuelle significative, liée principalement au phénomène ENSO. Ce phénomène climatique se caractérise par l'alternance plus ou moins régulière de phases chaudes, tempérées et froides ayant une périodicité de 2 à 7 ans. Lors de l'été austral, un événement El Niño se manifeste par d'extrêmes sécheresses dans cette zone et inversement lors d'un événement La Niña (Delcroix, 1998 ; Gouriou and Delcroix, 2002 ; Holbrook and Bindoff, 1997 ; Ridgway et al., 1993 ; Singh and Delcroix, 2011). Dans le cas du cycle hydrologique, les anomalies interannuelles des précipitations peuvent représenter 50 % des valeurs moyennes annuelles à long terme et sont très significatives par rapport aux cycles des précipitations saisonnières. Ces fluctuations sont largement liées à l'intensité et à la position de la zone de convergence atmosphérique du Pacifique Sud (SPCZ) (Delcroix et al., 2007).

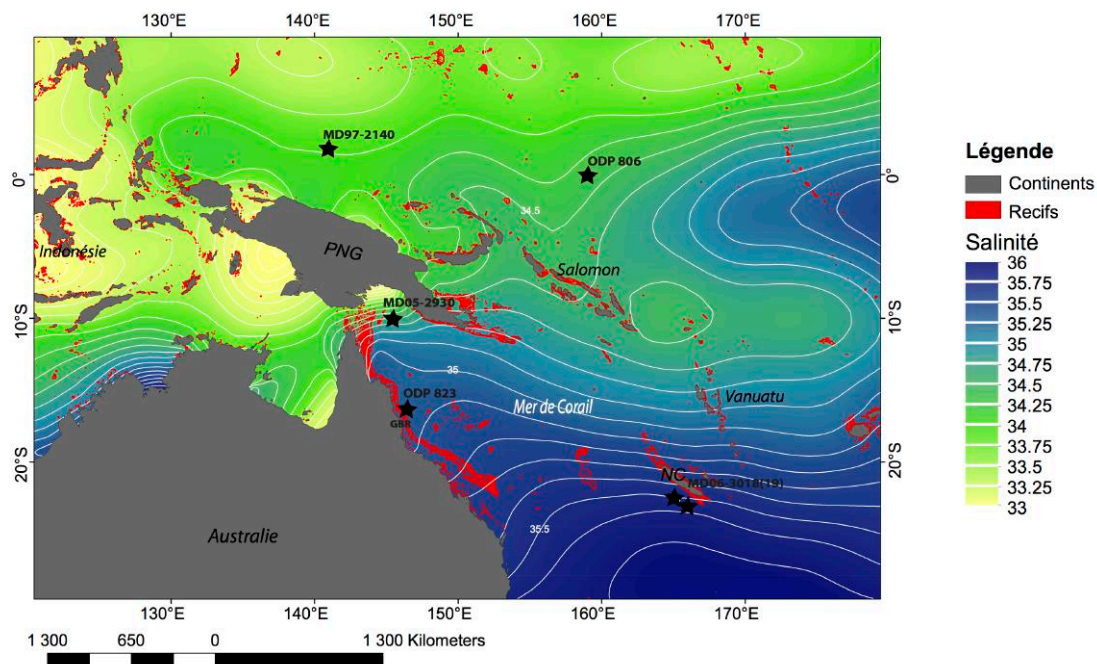


Figure 2-2: Distribution de la salinité de surface de la mer de Corail ; carte adaptée d'après NOAA WOA05, grille 1x1, salinité moyenne saisonnière depuis 1962. Représentations des iso-lignes à intervalles de 0.1 PSU. Localisation des récifs modernes et des principaux sites d'études.

2.1.2 Circulation océanique des eaux de surface et masses d'eaux profondes de la mer de Corail

L'ensemble des masses d'eau de la mer de Corail est actuellement stratifié (Sokolov and Rintoul, 2000a ; Wyrski, 1962). Les masses d'eaux les moins profondes proviennent majoritairement de la *gyre* subtropicale (Sokolov and Rintoul, 2000a ; Tsuchiya, 1981). Elles sont caractérisées par leur profondeur dans la colonne d'eau, leur origine et leurs caractéristiques hydrologiques.

2.1.2.1 Les eaux de surface

Les eaux de surface entre 0~100 m, sont caractérisées par une température moyenne >25 °C et une salinité moyenne de 35 PSU. Les eaux de Surface Tropicale (TSW, Tropical Surface Water) se forment à l'est sous l'effet des fortes précipitations de l'ITCZ (Sokolov and Rintoul, 2000b ; Wyrski, 1962) et suivent la direction du vent (Rotschi et Lemasson, 1967). Les courants modernes de circulation de l'eau de surface dans la mer de Corail occidentale sont largement dominés par le courant sud équatorial (SEC, South Equatorial Current) qui traverse le Pacifique d'est en ouest dans une bande de latitude de 4 ° S à 30 ° S (Figure 2-3). Les eaux du SEC, arrivent vers le sud et l'équateur en provenance de la *gyre* subtropicale du Pacifique Sud-Est. Ce courant pénètre dans la mer de Corail en passant entre la Nouvelle-Calédonie et les îles Salomon puis atteint les côtes

de l'Australie et de Papouasie-Nouvelle-Guinée par les courants de bord ouest (Bostock et al., 2006; Ridgway and Dunn, 2003).

Arrivées à proximité de l'Australie, ces eaux de surface bifurquent pour former deux courants de bords ouest : le Courant Est Australien (EAC, East Australian Current) dirigé vers le sud et le Courant du Golfe de Papouasie (GPC, Gulf of Papua Current) dirigé vers le nord qui alimente la mer des Salomon (Ganachaud et al., 2007 ; Poloczanska et al., 2009 ; Qu and Lindstrom, 2002). Le GPC contourne la PNG pour former le Sous-Courant de Nouvelle-Guinée (NGCU, New Guinea Coastal Undercurrent) (Figure 2-3). Le point de bifurcation entre l'EAC et le GPC se déplace saisonnièrement vers le nord et le sud, faisant plonger l'eau du Pacifique occidental au nord du continent pour alimenter l'écoulement indonésien dans la mer de Timor en hiver (Wyrтки, 1961) et renforce le courant australien en été (Scully-Power, 1973). L'EAC amène les eaux chaudes, appauvries en nutriments vers le sud comme une série de tourbillons, puis est poussé vers l'est par le Tasman Front au large de la Nouvelle-Zélande (Zann, 2000).

Le SEC se divise en jets et courants de bord ouest suivant la topographie des îles et archipels rencontrés (Gourdeau et al., 2008 ; Webb, 2000). A partir de 170 °E, la présence de la Nouvelle-Calédonie et du Vanuatu crée trois jets zonaux : le Jet Sud Calédonien (SCJ, South Caledonian Jet), le Jet Nord Calédonien (NCJ, North Caledonian Jet) et le Jet North Vanuatais (NVJ, North Vanuatu Jet).

La circulation océanique est également modulée par la variabilité saisonnière. Dans le Pacifique Sud-Ouest, cette variabilité interannuelle se traduit par une modulation de l'intensification du SEC (Davis et al., 2012 ; Kessler and Cravatte, 2013a ; Melet et al., 2010).

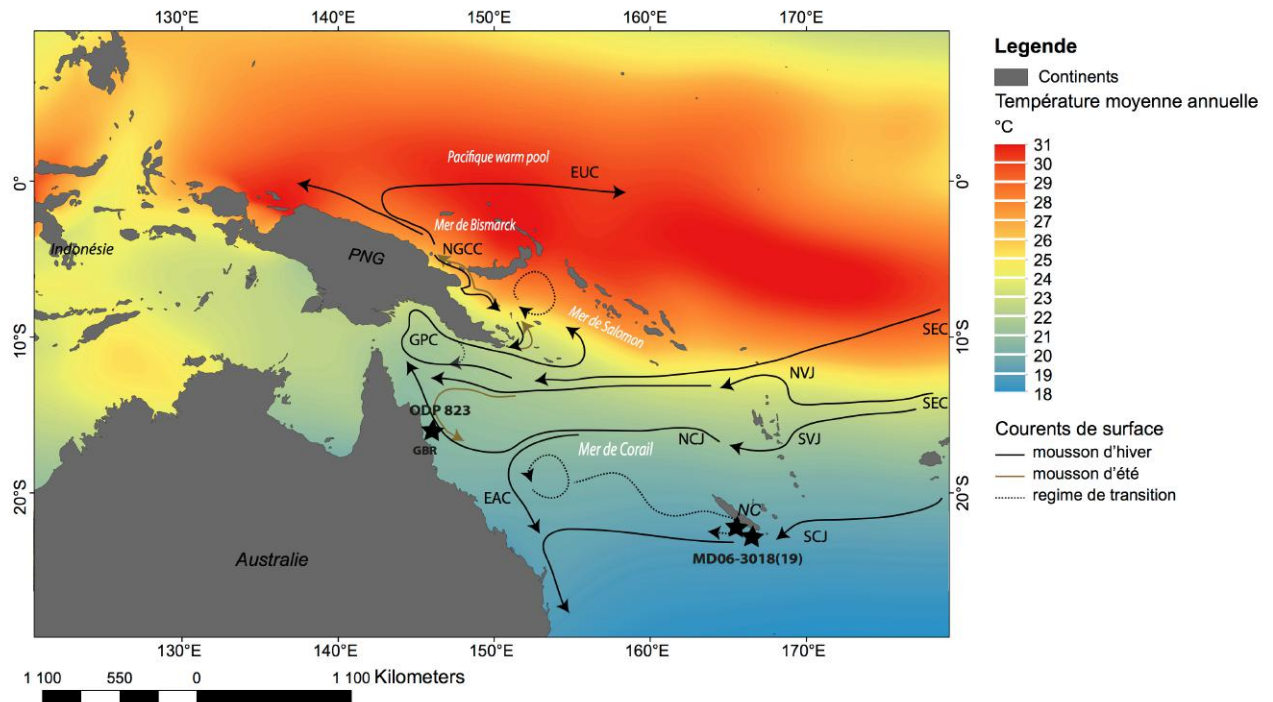


Figure 2-3: Carte des courants de surface de la mer de Corail avec les jets zonaux. PNG, Papouasie-Nouvelle-Guinée ; GPC, Courant du Golfe de Papouasie ; EUC, Courant Sous Equatorial ; NGCC, Courant Côtier de Nouvelle-Guinée ; SEC, Courant Sud Equatorial ; NVJ, Jet Nord Vanuatu ; SVJ, Jet Sud Vanuatu ; NCJ, Jet Nord Calédonien ; SCJ, Jet Sud Calédonien ; EAC, Courant Est Australien. Carte adaptée d'après Fine et al 1994 et Régoli et al., 2015. Localisation des principaux sites d'études au large de la Grande Barrière de Corail (GBR : ODP823) et de la Nouvelle-Calédonie (NC : MD0630-18(19)).

Les eaux de thermoclines situées sous les eaux tropicales, correspondent aux eaux représentant le maximum de salinité de subsurface ($S = 35.6-36$) et sont nommées South Pacific Tropical Water (SPTW). Elles se forment au niveau de la convergence subtropicale (Sprintall and Tomczak, 1993). Ces masses d'eau de thermocline sont également transportées par le SEC. Mais, ces eaux sont isolées de l'atmosphère et subissent des processus de re-minéralisation en lien avec la biologie (Stramma et al., 2008). Ces mécanismes entraînent une diminution de leur concentration en oxygène ($<160 \mu\text{mol.l}^{-1}$) en faisant une de leurs principales caractéristiques (Sokolov and Rintoul, 2000a ; Tomczak and Hao, 1989 ; Qu and Lindstrom, 2002 ; Serguei Sokolov and Rintoul, 2000 ; Wyrтки, 1962). La couche de mélange (MLD pour Mixed Layer Depth) se situe au-dessus de la thermocline et sépare les eaux chaudes et homogènes de surface des eaux froides des profondeurs de l'océan. La MLD est calculée à partir des profils climatologiques mensuels moyens de la température et de la densité potentielle relative aux coordonnées du site (NOAA, WOA05, grille 1x1). Son épaisseur moyenne dans la région est de l'ordre de 80 m et varie de quelques mètres à quelques centaines de mètres, en fonction de la force des vents et de la température de l'atmosphère (Alory et al., 2006). Ces phénomènes expliquent l'approfondissement graduel de la

MLD en hiver en s'éloignant de l'Equateur. Au large de la GBR, la couche de mélange varie de 40 m en été austral à 147 m en hiver austral. Sur le site, au large de la NC, la couche de mélange varie de 45 m en été austral à 130 m en hiver austral (Figure 2-4). Cette variabilité va impacter la stratification de la colonne d'eau et donc le transfert de nutriments du fond marin vers la surface.

2.1.2.2 Les masses d'eaux intermédiaires et profondes

La masse d'eau intermédiaire présente dans toute la région subtropicale du sud-ouest du Pacifique est l'eau intermédiaire de l'Antarctique (AAIW). Située autour de 400-1500 m de profondeur, elle est caractérisée par de faibles salinités (~ 34.4 PSU), une température proche de 7°C et de fortes concentrations en oxygène dissous (Sokolov and Rintoul, 2000). Ces eaux intermédiaires se déplacent en direction de l'équateur via des courants de bord ouest (Tsuchiya, 1991)(Figure 2-4).

Les eaux profondes de la mer de Corail (DWBC = Deep western Boundary Current), situées à plus de 1500 m, d'abord décrites par Wyrski (1961), ont une origine circumpolaire (Callahan, 1972). Ces eaux se déplacent du sud vers le nord et atteignent les îles Salomon (Sokolov and Rintoul, 2000b ; Wyrski, 1961). Elles sont caractérisées par un minimum d'oxygène ($\sim 120\text{-}130 \mu\text{mol.l}^{-1}$) et une température autour de 1.6°C (Russon et al., 2009) (Figure 2-4).

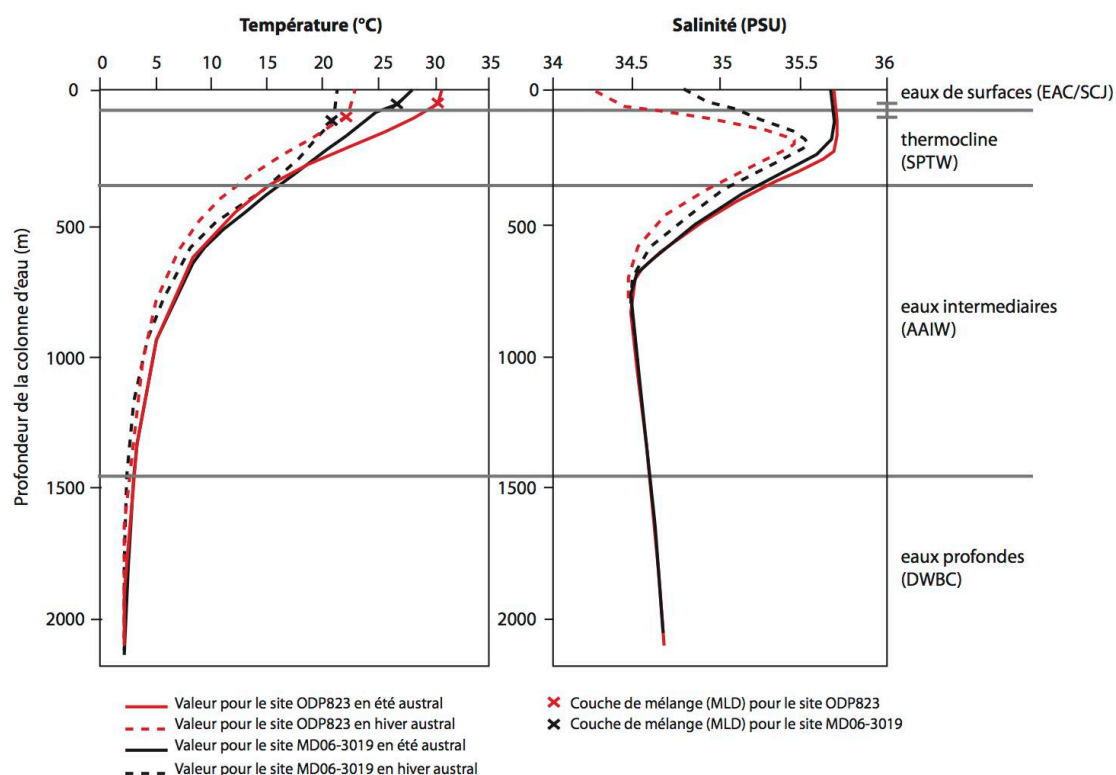


Figure 2-4 : Profil des températures et salinités en profondeur (200 m) d'après NOAA, WOA05 (grille 1x1), à proximité des sites : ODP823 et MD-063019. Les barres horizontales représentent les positions schématisées des différentes masses d'eaux présentées ci-dessus.

2.2 Matériel : Campagnes et carottes de sédiment utilisées.

2.2.1 ODP823B Leg 133

L'un site d'étude principal est la carotte de sédiment ODP823 (16°36.981'S, 146°36.045'E), provenant de la mission ODP Leg 133. Le programme de forage océanique a été réalisé en 1990 dans le but d'étudier l'initiation, la croissance et la disparition des plates-formes carbonatées (Davies and McKenzie, 1990). Trois forages ont été effectués sur le site 823 nommé « *hole* A, B, C » ; le *hole* 823 A de 0 à 120 m ; le *hole* 823 B reproduit le *hole* 823 A pour les 120 m supérieurs et s'étend jusqu'à 805 m ; le *hole* 823C de 784 à 1011 m. Les trois forages du site 823 ont un taux de récupération exceptionnel (95-100 %).

L'ensemble de ces forages ont été décrits par Davies and McKenzie, (1990) au centre de dépôt « Gulf Coast » à l'Université Texas A & M (TAMU). Le sédiment est composé de boue carbonatée hémipélagique intercalée par des événements interprétés comme gravitaires de types « turbidites », « *slumps* » ou encore « *debris flows* » (Watts et al., 1993).

Le site d'étude se trouve dans la région de Noggin, localisée à l'ouest de la partie centrale du Queensland Trough, à l'endroit où la marge continentale et le bassin ont une orientation générale NW- SE (Figure 2-5).

Ces carottes de sédiments ont été prélevées à 1638 m de profondeur en pied de pente (Figure 2-5a.b.c). La totalité des trois forages font 800 m de long et couvrent une période de temps estimée du présent au Miocène. Cependant, notre étude se focalise sur les 132 premiers mètres de sédiments de la carotte ODP823B (~1.9 Ma), divisés en 14 carottes de 7 sections chacune (1H1 à 14X7).

La carotte ODP823 est située à 60 km de la Grande Barrière récifale, caractérisée par une plateforme faiblement inclinée et connectée à une pente continentale plus fortement inclinée (4° à 7°) (Figure 2-5d). Cette pente est formée par des canyons sous-marins qui ont des morphologies et des tailles variables. Deux types de canyons ont été identifiés dans cette région d'après Puga-Bernabéu et al. (2013): les canyons de type 1 et les canyons de type 2. Les types 1 sont des canyons incisés et se développent par l'érosion de courant de turbidité et/ou par érosion régressive à la tête des canyons. Les types 2 sont des canyons à pente confinée et évoluent sous l'action de l'érosion régressive.

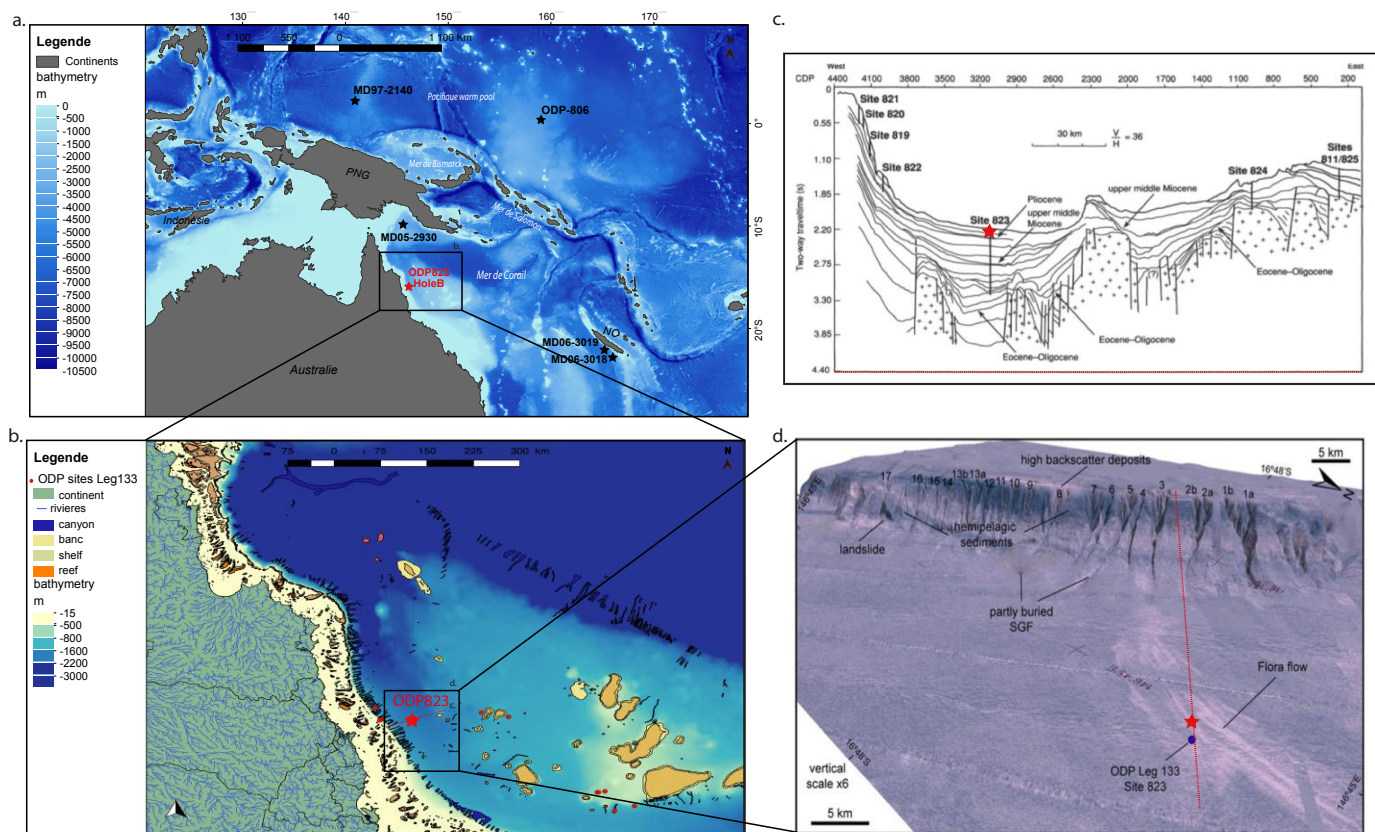


Figure 2-5: a, Localisation de la carotte ODP823 (croix rouge) dans le contexte régional sur la carte bathymétrique d'après NOAA, WOA05 (grille 1x1). b, Zoom sur la région de Noggin au large de la Grande Barrière (GBR) c, Coupe schématique Ouest-Est à travers la fosse du Queensland depuis la pente du GBR avec localisation de la carotte ODP823 d'après Davies et al (1991). d, Visualisation DEM du système de canyon de la pente du «Noggin» avec mise en évidence des sédiments gravitaires déposés dans le bassin (zone plus claire) par haute réflectivité. Figure issue de l'étude Puga-Bernabéu et al. (2013).

2.2.2 Carottes de sédiment MD06-3018 et MD06-3019

Les carottes sédimentaires profondes MD06-3018 et MD06-3019 ont été prélevées au large de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie lors de la campagne AUSFAIR/ZoNéCo12 (Figure 2-6). La carotte MD06-3018 (23°00'S, 166°09'E) située à 60 km au large de l'île principale, a été prélevée à 2470 m de profondeur. Elle a été étudiée dans le cadre de la thèse de Tom Russon (2010). Cette carotte sédimentaire d'une longueur de 24.5 m de long, est composée de sédiments hémipélagiques riches en foraminifères, datée à sa base à environ 1.5 Ma. Le chapitre 5.2 qui porte sur l'étude de la saisonnalité sera intégralement basé sur des résultats de cette carotte sédimentaire.

La carotte MD06-3019 (22°31'S, 165°12'E) est située à environ 110 km au large de la Grande Terre. Elle a été prélevée à 3520 m de profondeur en pied de pente et a fait l'objet de la thèse de Foan (2015). D'une longueur de 36.25 m de long, cette carotte sédimentaire est composée de

sédiments hémipélagiques intercalés par de nombreuses couches sableuses, datée à sa base à environ 1.2 Ma. Ces couches sableuses se distinguent par leur granularité allant de sables très fins à grossiers et sont composées principalement de bioclastes de la plateforme peu profonde et de particules terrigènes : interprétées comme des dépôts gravitaires qui proviennent de matériaux érodés venus du plateau peu profond de Nouvelle-Calédonie et qui sont transportés dans le bassin profond par les systèmes de canyons incisant la pente (Figure 2-6b).

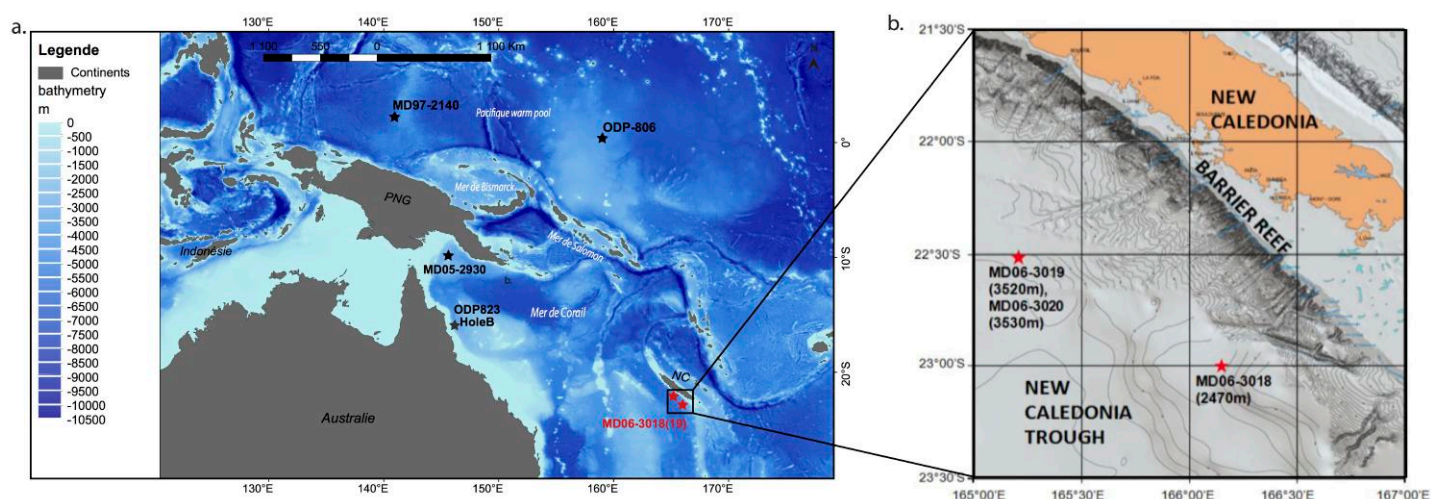


Figure 2-6: a, Localisation des carottes MDO6-3018 et MD06-3019 (étoiles rouges) dans le contexte régional sur la carte bathymétrique d'après NOAA, WOA05 (grille 1x1). b, Zoom sur la région sud-ouest de la Nouvelle-Calédonie avec la position des carottes sédimentaires en relation avec la topographie, la barrière récifale et les systèmes de canyons incisant la pente, d'après Foucher et al. (2006).

2.3 Méthodes

2.3.1 Description générale de la carotte ODP823

Les premières analyses réalisées lors de l'ouverture des carottes sédimentaires stockées à Kochi Core Center (Japon) consistent en une description de la nature des sédiments. Chaque tronçon est détaillé en fonction des structures sédimentaires, de la texture ainsi que la présence de bioturbations, fossiles ou autres clastes visibles. Cette analyse s'appuie sur le rapport préliminaire descriptif ODP réalisé lors de la mission Leg 133 (*Ocean Drilling Program Volume 133*, McKenzie et al., 1990). Les caractéristiques sédimentaires pour chaque tronçon sont observées à l'aide des photographies hautes résolutions prises à bord (*Annexe 1 : Photographies en planches des sections de la carotte ODP823B*), complétées par les photographies d'observation lors de l'échantillonnage (novembre 2015).

Un faciès sédimentaire correspond à l'ensemble des caractères lithologiques, géométriques et paléontologiques, caractéristiques des processus de dépôt ainsi que de la préservation du sédiment. Trois types de critères sont retenus dans la description : la lithologie (minéralogie,

granulométrie), la géométrie (figures sédimentaires ou structures), et la biologie (fossiles et traces fossiles).

Deux grands types de faciès ont été décrits le long des 132 premiers mètres de sédiments : les dépôts hémipélagiques et les événements gravitaires (type turbidite ou écoulement de masse). Cette reconnaissance des faciès est illustrée et décrite plus précisément dans la section résultat (Tableau 2-1), elle a permis la création de logs lithologiques simplifiés utilisés dans de nombreuses figures de ce manuscrit.

Les **dépôts hémipélagiques** :

Les sédiments hémipélagiques d'une marge mixte sont généralement composés d'éléments biogéniques calcaires (foraminifères planctoniques et benthiques, ptéropodes, coccolites), de boue aragonitique (Gischler et al., 2013) ou d'éléments siliceux (éponges planctoniques et benthiques, radiolaires, diatomées), provenant de la production dans la colonne d'eau, de constituants terrigènes (d'origine continentale ou volcanique) et authigènes (d'origine chimique).

Les **dépôts gravitaires** :

Les **turbidites** sont reconnus comme étant des dépôts sédimentaires générés par des processus gravitaires. Leur organisation et leur processus de dépôts ont fait l'objet de nombreuses études autant à l'affleurement (systèmes anciens) (Mutti and Normark, 1987 ; Walker, 1978), qu'en domaine marin (systèmes récents) (Bouma, 2004 ; Normark, 1978 ; Reading and Richards, 1994 ; Shanmugam, 2000). Les éventails turbiditiques se construisent en pied de pente et peuvent s'étendre jusqu'à la plaine abyssale, ils sont généralement alimentés par un ou plusieurs canyons. Comme en domaine silicoclastique, dans les environnements carbonatés, les dépôts associés aux courants de turbidité peuvent avoir une composition variable (Eberli, 1991). Les turbidites sont caractérisées par l'intercalation de dépôts composés d'organismes issus de milieux peu profonds au sein de dépôts composés d'organismes de milieux profonds.

Les **glissements en masse** (« *slump* », « *debris flow* ») correspondent à des phénomènes de déformation et de déplacement de volumes sédimentaires le long d'un plan de cisaillement, pouvant être d'ampleur kilométrique. Ces déstabilisations s'initient souvent en contexte tectonique actif et/ou pendant des périodes de forte accumulation sédimentaire.

2.3.2 Stratégie d'échantillonnage de la carotte ODP823B

Lors de l'échantillonnage de la carotte ODP823B, 105 échantillons (10 cc) provenant des dépôts gravitaires ont été prélevés dans le but d'étudier leur **contenu sédimentaire**. Un maximum de 9 échantillons a été prélevé dans 74 niveaux, d'ordre centimétrique à pluri-centimétriques, représentant environ 38 % de la totalité des événements gravitaires observés présents sur les 132 m de sédiments.

Concernant les **études paléo-environnementales**, la carotte ODP823B a été échantillonnée tous les 10 cm dans les sédiments hémipélagiques, sur une épaisseur de 1 cm. Cet échantillonnage a été ajusté pour éviter des mesures sur du sédiment remanié et correspond à un total de 515 échantillons sur l'ensemble de la carotte. Une moitié de chaque tranche de sédiment a été lavée à l'eau, tamisée sous différentes fractions (>150 ; >63 μm) afin de séparer la fraction fine (argiles principalement) des lithoclastes, bioclastes et microfossiles. Les deux fractions ont ensuite été séchées à l'étuve, pendant 24 heures (60 °C).

Sur l'ensemble des échantillons ainsi obtenu, les espèces de foraminifères ont été prélevés sous une loupe binoculaire dans la fraction 250-315 μm :

- 20 spécimens de foraminifères *G. ruber sensu stricto* pour les analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) ;
- 20 spécimens de foraminifères *G. ruber sensu stricto* pour les analyses Mg/Ca.

Un tiers des échantillons a été sélectionné pour prélever également 20 spécimens de foraminifères *G. ruber sensu lato* pour les analyses Mg/Ca.

La **composition géochimique/élémentaire du sédiment** a été mesurée avec un pas d'un centimètre sur l'ensemble de la carotte à l'aide d'un XRF *core scanner* (X-Ray Fluorescence : ITRAX de Kochi Core Center, Japon). Afin d'étudier la relation entre la composition chimique et les phases minérales tel que le strontium et l'aragonite (cf. Chapitre 1 : Introduction), 60 échantillons ont été sélectionnés (10 à 5 g) : 20 échantillons, dans les sédiments d'origine gravitaire ont été prélevés et 40 échantillons dans les sédiments hémipélagiques, correspondant à la moitié des échantillons non lavés. Les échantillons ont été séchés à l'étuve (60 °C) et broyés en une poudre fine en utilisant un broyeur à bille. Une partie a été utilisée pour les mesures quantitatives des phases minérales (XRD : Bruker AXS D8 Advance de l'Ifremer, Brest). La poudre restante a été transformée en perle de fusion pour l'analyse de la composition chimique semi-quantitative (WD-XRF : spectromètre de fluorescence AXS S8-Tiger (Bruker) de l'Ifremer, Brest). (*Annexe 2 : Tableau de suivi du traitement des échantillons de la carotte ODP823B pour analyses*).

2.3.3 Description des événements gravitaires de la carotte ODP823B

Une fiche descriptive générale a été réalisée en fonction du contenu sédimentaire observé sous loupe binoculaire. Pour cette fiche, trois grandes catégories ont été mises en évidence en fonction de la provenance des composants sédimentaires :

- **fraction nommé « pélagique » des événements gravitaires** : présence de foraminifères planctoniques et benthiques, ptéropodes, coccolites, diatomées ;
- **fraction « néritique » des événements gravitaires** : composée de bioclastes, fragments de grands foraminifères benthiques, bivalves, spicules d'éponges, bryozoaires, fragments de coraux ;
- **fraction « terrigène » des événements gravitaires** : présence de fragments de roches de type quartz, mica.

La méthode consiste alors dans une première observation à noter la présence ou l'absence (1-0) des éléments caractéristiques des différentes familles. La quantité approximative (%) des trois catégories a été estimée pour l'ensemble des échantillons. 3 à 4 « carrés » visuellement représentatifs de l'échantillon, ont été comptés afin d'estimer le pourcentage total des trois familles de contenus dans l'échantillon (Tableau 2-2). (*Annexe 3 : Tableau de la liste des événements gravitaires de la carottes ODP823B*).

2.3.4 Les mesures de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$)

Après échantillonnage de 20 spécimens de *G. ruber* ss dans la fraction 250-315 μm , une première moitié des 515 échantillons (302 échantillons de 0 à 45 m de profondeur de sédiments ; sections 1H1 à 5H7) a été mesurée au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif-sur-Yvette à l'aide d'un spectromètre de masse GVIsoprime et OPTIMA VPDB, défini par rapport à la norme de calcite NBS19. La reproductibilité externe moyenne (1s) des normes de carbonates est $\pm 0.06 \%$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et $\pm 0.04 \%$ pour $\delta^{13}\text{C}$; le NBS18 mesuré est de $-23.2 \pm 0.2 \%$ VPDB pour $\delta^{18}\text{O}$ et $5.0 \pm 0.1 \%$ VPDB pour $\delta^{13}\text{C}$.

La composition isotopique de la seconde partie des échantillons (213 échantillons de 103 à 132 m de profondeur de sédiments ; section 12H1 à 14X7) a été analysée au Laboratoire de Leibniz pour la recherche radiométrique et la recherche d'isotopes stables (Université de Kiel, Allemagne) en utilisant un dispositif de préparation de carbonate Kiel IV relié à un spectromètre de masse MAT 253 de ThermoScientific. La précision de toutes les différentes normes internes et

internationales de laboratoire (NBS19 et IAEA-603) est ± 0.05 ‰ pour $\delta^{13}\text{C}$ et ± 0.09 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$.

Pendant la préparation, les carbonates ont été mis à réagir avec de l'acide phosphorique à 100 % (H_3PO_4) sous vide à 75 °C, et le dioxyde de carbone dégagé a été analysé huit fois pour chaque échantillon individuel. Toutes les valeurs sont indiquées dans la notation Vienna Pee Dee Bee (VPDB) par rapport à NBS19.

Une dizaine d'échantillons a permis d'effectuer l'inter-calibration entre les deux laboratoires d'analyse. Les différences entre les résultats de Gif-sur-Yvette et de Kiel reposent sur la combinaison de justesse et de reproductibilité des deux laboratoires : ± 0.169 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ et ± 0.094 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$. L'erreur résultante pour le $\delta^{13}\text{C}$ est un peu élevée et pourrait s'expliquer par un effet de fraction de taille (erreur biologique).

2.3.5 Les mesures XRF

La spectrométrie de fluorescence (XRF) est une méthode non destructive permettant de déterminer la composition en éléments chimiques sous forme d'oxydes, ou sous forme élémentaire, du sédiment à haute résolution (du centimètre à 100 μm). Le principe est basé sur l'utilisation des rayons x pour exciter les atomes qui sont dans l'échantillon, émettant des rayons x à énergie caractéristique pour chaque élément présent. L'intensité et l'énergie de ces rayons x sont ensuite mesurées. Il existe deux systèmes XRF, un système à dispersion d'énergie (ED-XRF) et un système à dispersion de longueur d'onde (WD-XRF). Ils diffèrent par la méthode de détection des rayons x.

2.3.5.1 ED-XRF (banc ou *core scanner*)

Les proportions des différents éléments sont exprimées en nombre de coups ; c'est une méthode semi-quantitative car les proportions des éléments chimiques peuvent varier en fonction de la teneur en eau et de la granularité du sédiment. Les mesures sur la carotte ODP823B ont été réalisées à partir d'un *XRF core scanner Itrax de Cox Analytical Systems*, par Masafumi Murayala et Yagyu Shinsuke, au laboratoire Jamstec (Japon). L'Itrax a pour particularité d'être doté d'une caméra optique haute résolution à balayage linéaire, qui fournit une image couleur de l'échantillon, et d'une sonde de susceptibilité magnétique. Ce dernier, permet d'obtenir une image optique et radiographique de la section analysée.

L'ensemble des 132 premiers mètres de la carotte ODP823B a été mesuré par le banc XRF. Pour cela, les sections « archives » sont préparées en utilisant une lame de verre pour créer une surface plane, propre et fraîche. Un film d'ultralène (4 μm) est déposé sur la section, ce qui réduit la rugosité de surface et empêche la contamination de l'unité de la sonde avec des sédiments.

Les données ont été collectées tous les centimètres sur une surface de mesure de 1.5 cm² avec un temps de comptage de 10 secondes à 30 KV et 55 mA, donnant les résultats sur 32 éléments chimiques. Les éléments utilisés dans cette étude correspondent à quelques éléments chimiques significatifs : Ca, Sr, Ti, K, Fe, Al et Ba. Un exemple de résultats en profondeur du profil du strontium est présenté en Figure 2-12a.

Le XRF *core scanner* mesure les intensités des éléments sur une base volumétrique et ces données sont sensibles aux variations de porosité et de densité (Lyle et al., 2012). Les niveaux contenant du matériel grossier causent souvent une réduction de l'intensité du signal XRF. Cela peut-être dû à une forte porosité, un mauvais contact entre la surface du sédiment et le détecteur, ou encore à la formation d'eau condensée sous le film plastique qui recouvre le sédiment lors de la mesure (Jansen et al., 1998 ; Tjallingii et al., 2007). Par conséquent, les zones présentant un matériau affaissé, manquant ou une surface de sédiment particulièrement élevée ont été exclues de la mesure. De plus, les points de données provenant des 2 cm externes de chaque section ne sont en général pas mesurés en raison des effets de distorsion des bords. Cependant, au total, 118 m de sédiment ont été analysés soit 89 % des 132 m de la carottes ODP823B. (*Annexe 4 : Méthode de mesure du banc XRF : ITRAX (Croudace et al., 2006)*).

2.3.5.2 WD-XRF :

Dans cet appareil de mesure, à la différence du *core-Scanner* (Avaatech ou Itrax ED-XRF en banc), un cristal analyseur est intercalé pour identifier les différents rayons x émis par l'échantillon. Le fonctionnement est ensuite basé sur le principe de la dispersion des longueurs d'ondes et les mesures sont faites sous vide pour limiter l'absorption du signal. Cet appareil exprime les proportions des différents éléments en % ou ppm. C'est un système qui demande plus de préparation et d'échantillons, ce qui est adapté aux applications où une analyse quantitative précise est nécessaire. Pour cette étude, des mesures WD-XRFD ont été effectuées sur 60 échantillons de la carotte ODP823B, utilisant un spectromètre de fluorescence AXS S8-Tiger (Bruker) à l'Ifremer, Brest.

Le principe de dispersion des longueurs d'ondes est plus complexe que celui de la dispersion d'énergie. Il est basé sur la loi de Bragg, qui énonce que lorsque l'on soumet un cristal à un rayonnement dont la longueur d'onde est du même ordre de grandeur que la distance inter atomique, il se produit un phénomène de diffraction. Les rayons x sont diffractés lorsqu'ils interfèrent de manière constructive dans plusieurs directions spécifiques déterminées par la loi de Bragg. Ainsi, les détecteurs du spectromètre peuvent, grâce aux différents types de cristaux, sélectionner les longueurs d'onde caractéristiques des éléments (raies) et afficher les résultats

sous forme de spectres. Ceux-ci montrent l'abondance des différents éléments sous forme de pics correspondants chacun à une longueur d'onde. L'abondance des éléments mesurés est proportionnelle à l'intensité des pics de rayonnements x secondaires. Ainsi, le calcul des concentrations massiques est effectué à l'aide d'une droite d'étalonnage établie pour chaque élément. L'analyse des échantillons est également effectuée en simultané avec des « standards » de concentrations connues afin de pouvoir comparer les résultats et estimer les erreurs associées à l'utilisation du spectromètre (Pelleter et al., 2017).

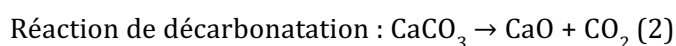
Une fois les échantillons sélectionnés et broyés finement, ils sont transformés en perles de fusion (Ruffine et al., 2012), permettant des mesures de la teneur en éléments majeurs et mineurs ($>0.1\%$), sur un échantillon précis avec un contenu homogène.

- Préparation des échantillons en perle :

Dans chaque échantillon, 1 g de poudre est prélevé puis séché à l'étuve (100 °C) pendant 24 heures. Les échantillons sont ensuite pesés afin d'estimer le taux d'humidité (1) puis introduits dans des creusets en platine chauffés progressivement au four jusqu'à 1050 °C pendant 2 heures.

$$\text{Humidité (\%)} = 100 \times [(m_i - m_{\text{sec}}) / m_i] \quad (1)$$

Cette étape s'appelle la calcination et permet l'évaporation de l'eau résiduelle encore contenue dans le sédiment ainsi que la dégradation de la matière organique, l'évaporation des sels volatils, l'oxydation des métaux et la décarbonatation sous forme de CO_2 (2).



Cette technique permet donc d'épurer les échantillons et de les mettre dans un état de référence pour les analyser et les comparer. Lors de l'analyse, l'évaporation des espèces volatiles et les transformations chimiques qui se produisent, engendrent une perte de masse que l'on appelle la perte au feu (lost on ignition ou LOI) et qui correspond à la différence de masse avant et après calcination (3).

$$\text{Perte au feu (\%)} = 100 \times (m_{\text{sec}} - m_f) / m_{\text{sec}} \quad (3)$$

Ensuite, on mélange 9 g de fondant (flux 120 A – Tétraborate de Lithium) et 0.5 g d'échantillons calcinés pesés très précisément. Puis, on rajoute au-dessus 500 μg de LiBr afin d'oxyder les éléments au maximum.

L'ensemble est de nouveau séché à l'étuve 30 minutes. Ensuite, les creusets sont mis au four à 1050 °C pendant 15 minutes, puis agités vigoureusement pour que le mélange soit le plus

homogène possible et éviter toute recristallisation. Enfin, les creusets sont à nouveau mis au four pendant 10 minutes et légèrement agité pour empêcher la formation de bulles d'air. Les perles sont ensuite refroidies sur la paillasse pendant environ 30 minutes, démoulées et prêtes à l'analyse. Les mesures quantitatives en laboratoire sont effectuées sur les perles grâce au spectromètre de fluorescence AXS S8-Tiger (Bruker) de l'Ifremer. L'instrument a été calibré à l'aide de matériel de référence certifié (El Maghraoui et al., 1998).

Les mesures WD-XRF du strontium sur les échantillons sont présentées et comparées avec les mesures du strontium obtenues par la mesure du banc XRF en Figure 2-12. Les mesures WD-XRF seront complémentaires aux mesures du Banc XRF, notamment par leurs précisions de mesure sur des échantillons déterminés qui seront également analysés via le XRD.

2.3.6 Les mesures XRD

Les mesures de rayon x par diffractométrie permettent d'étudier les phases cristallines présentes au sein des échantillons. Cette technique est basée sur la loi de Bragg relative à la diffraction des rayons x. La plupart des matériaux sont cristallins et montrent donc au niveau atomique un certain degré de symétrie et de régularité. Cet ordre peut être rendu apparent ou visible par diffraction des rayons x sur poudre ou diffractométrie. Dans cette étude, des mesures XRD ont été effectuées sur 60 échantillons (20 g) de la carotte ODP823B, utilisant un détecteur Bruker AXS D8 Advance à l'Ifremer, Brest.

Les mêmes échantillons ont été utilisés pour les mesures XRD et WD-XRF précédemment décrites. Les échantillons préalablement broyés sont introduits à l'aide de récipients sphériques dans le diffractomètre et sont soumis à un rayonnement x (Pelleter et al., 2017). Celui-ci est diffracté par les phases cristallines présentes dans l'échantillon et le système de fentes permet de sélectionner les rayons secondaires qui atteignent le détecteur. Les pas de mesures peuvent s'effectuer de 5° à 70° selon un pas de 1 seconde pour 0.01° et un temps d'analyse d'une seconde. Les résultats sont exprimés sous la forme de diffractogramme où le signal est représenté en fonction de l'angle de diffraction. Les différentes phases minérales correspondent à des angles différents et leur relative abondance forme les pics caractéristiques de leurs signatures. Les minéraux sont identifiés en utilisant le logiciel Diffrac.Suite EVA. Pour cette étude les échantillons ont essentiellement été analysés pour leur teneur en carbonates (calcite et aragonite), ainsi que leur teneur en matériel terrigène (quartz et argiles), en utilisant un balayage de fréquence standard.

2.3.7 Les mesures Mg/Ca moyen par ICP-MS et ICP-AES

La spectrométrie à plasma à couplage inductif (ICP) est une technique d'analyse chimique permettant de quantifier la teneur en éléments d'un échantillon. L'échantillon à analyser est

préalablement dissout et la solution ainsi obtenue est vaporisée en un fin aérosol. Celui-ci, amené au cœur d'un plasma d'argon à très haute température (entre 6 000 et 8 000 °C) est vaporisé au niveau moléculaire et dissocié en atomes dont certains sont ionisés. Cette vapeur peut alors être détectée et quantifiée, soit avec un Spectromètre de Masse (MS), soit avec un Spectromètre à Emission Optique (OES ou AES).

- **ICP-MS** = repose sur la séparation des ions générés par le plasma d'argon en fonction de leur rapport masse sur charge m/z . Après séparation par champ magnétique, les ions sont détectés et comptés par un multiplicateur d'électrons permettant de définir la concentration élémentaire présente dans le matériau analysé. La Spectrométrie de Masse couplée à l'ICP offre une sensibilité extrêmement élevée (seuils de détection très bas : $\mu\text{g/L}$ au ng/L) pour un large éventail d'éléments.

- **ICP-AES (OES)** = repose sur l'excitation thermique des ions dans le plasma et l'analyse de la lumière émise par ces ions excités. Les ions créés dans le plasma reviennent à leur état fondamental dans la queue de la flamme en émettant les rayonnements caractéristiques correspondant aux réarrangements du cortège électronique. C'est cette émission caractéristique qui est mesurée par un spectromètre optique pour l'ICP-AES. Le rayonnement émis est spécifique d'un élément donné et son intensité est proportionnelle à sa concentration. Le passage de l'échantillon dans le plasma excite principalement les électrons des couches externes. Les rayonnements issus des réarrangements, des transitions entre couches externes, sont typiquement compris entre l'ultra-violet (170 nm) et la limite du visible (780 nm).

La quantification des abondances en éléments est ensuite basée sur la capacité à séparer un spectre d'émission complexe selon les différentes longueurs d'ondes qui le composent. Ceci doit se faire avec une sensibilité et une résolution suffisante pour mesurer précisément l'intensité lumineuse de chaque longueur d'onde caractéristique de chaque élément. La concentration élémentaire est ensuite déterminée par confrontation à une calibration externe. (*Annexe 5 : Principe de fonctionnement de l'ICP-AES et caractéristiques de la méthode de mesure du ratio Mg/Ca à l'ICP-AES*).

Les mesures moyennes Mg/Ca ont été effectuées sur l'espèce *Globigerinoides ruber white* (d'Orbigny, 1839). *G. ruber* est une espèce abondante des assemblages fossiles vivant dans les eaux superficielles (0-120 m) (Kawahata et al., 2002). Cette espèce est parmi les plus utilisées dans les reconstructions des paléotempératures de surface des zones tropicales et subtropicales (e.g. De Garidel-Thoron et al., 2005 ; Lea et al., 2000 ; Visser et al., 2003). Au sein de cette espèce planctonique, il existe une diversité morphologique (Kennett, 1976). Des études géochimiques

récentes décrivent différents morphotypes de l'espèce *G. ruber* (Kuroyanagi et al., 2008; Numberger et al., 2009 ; Saito et al., 1981 ; Steinke et al., 2005 ; Wang, 2000): sensu stricto (ss) et sensu lato (sl) en suivant la terminologie de Wang (2000) (Figure 2-7). Ces différents morphotypes de l'espèce *G. ruber* dont les caractéristiques taxonomiques sont présentées en Figure 2-7, sont connus pour avoir des préférences environnementales différentes (Kuroyanagi and Kawahata, 2004 ; Lin and Hsieh, 2007 ; Numberger et al., 2009).

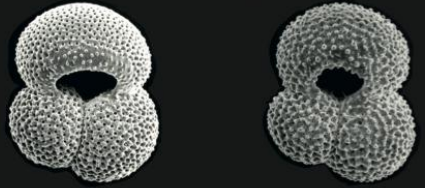
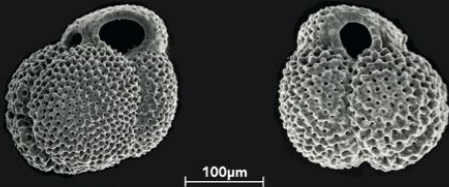
Foraminifère planctonique		Photos	Caractéristiques
<i>G. ruber white</i>	sensu stricto		Trochospiralé avec trois chambres sphériques; symétrique par rapport aux sutures précédentes; surface grossièrement perforée; ombilicale, avec une large ouverture; deux larges ouvertures de suture supplémentaires à arche haute situées en face des sutures des chambres précédentes.
	sensu lato		Trochospiralé avec trois chambres sous sphériques comprimées dans le tour final, asymétrique par rapport aux sutures précédentes; surface grossièrement à moyennement perforée; ombilic étroit; deux ouvertures de suture supplémentaires ronde petite à moyenne, situées en face des sutures des chambres précédentes. Correspond à la forme plus compacte décrite sous le nom de <i>G. elongatus</i> (d'Orbigny, 1826), <i>G. pyramidalis</i> van den Broeck, 1876), et <i>G. cyclostomus</i> (Galloway et Wissler, 1927),

Figure 2-7: Représentation et distinction de deux principaux morphotypes *Globigerinoides ruber white* (d'Orbigny) : sensu stricto (ss) et sensu lato (sl) selon la description de Wang (2000).

La sélection des individus dans la fraction 250-315 µm permet de prélever des spécimens adultes d'une gamme de taille restreinte. Ceci, limitant les éventuels biais ontogéniques ou disparités de taille pouvant influencer les résultats géochimiques (Ortiz et al., 1996 ; Spero et al., 1996). Pour mesurer une valeur moyenne, l'utilisation d'un nombre minimal de 20 spécimens permet de diminuer l'incertitude des estimations de températures à moins de 1 °C (Anand and Elderfield, 2005 ; Barker et al., 2003).

La méthode de nettoyage est important pour l'analyse du Mg/Ca des foraminifères (Barker et al., 2003 ; Rosenthal et al., 2004). La présente étude suit de près la méthode de nettoyage du « Mg/Ca » décrite dans Barker et al. (2003) sans effectuer l'étape de réduction. (*Annexe 6 : Protocole expérimental de mesure du ratio Mg/Ca dans les foraminifères*).

Une fois nettoyés, les échantillons sont dissous dans une solution d'acide HNO₃ à 0.075 M. Pour homogénéiser la solution et s'affranchir des éventuels restes d'argiles, les échantillons sont centrifugés et seul le surnageant sera alors analysé dans les 24 h après dissolution.

- Mesure des échantillons et inter-calibration :

Les échantillons ont été dilués dans de l'acide (HNO_3 à 0.075 M), à une concentration de calcium cible de 30 ppm et analysés en suivant la méthode d'étalonnage du rapport d'intensité comme décrit dans de Villiers et al. (2002). La même méthode est appliquée à l'ensemble des échantillons. Une partie des analyses a été effectuée en utilisant un ICP-MS au CEREGE, Université Aix-Marseille et une autre partie en utilisant le Thermo iCAP 6300 radial ICP-AES au LPGN, Université de Nantes.

Un standard de contrôle interne est mesuré tous les 5 échantillons de manière à contrôler la dérive instrumentale sur l'ensemble des journées de mesures.

Pour comparer l'ensemble des mesures réalisées dans les deux laboratoires, une calibration a été effectuée sur un standard interne du CEREGE et sur deux « géostandards ». Le standard interne au CEREGE a été mesuré 5 fois au laboratoire de Nantes (LPGN), la reproductibilité est de 0.02 mmol/mol avec une erreur relative de 4 %. Au CEREGE la reproductibilité est de 0.012 mmol/mol avec une erreur relative de 2 % sur le même standard. La différence intra-laboratoire (LPGN/CEREGE) est de l'ordre de 2 % ce qui est comparable aux erreurs moyennes obtenues dans chaque site.

Le géostandard JCt-1 a été obtenu à partir de l'échantillonnage d'une coquille de *Tridacna* géant avec une concentration du rapport Mg/Ca théorique, autour de 1mmol/mol. Le géostandard JCp-1 a été obtenu à partir de l'échantillonnage du corail *Porites* sp. au large du Japon, contenant exclusivement de l'aragonite, il a pour particularité de posséder un rapport Mg/Ca proche de celui attendu en moyenne dans les échantillons de foraminifères planctoniques (environ 3-4 mmol/mol). L'homogénéité des échantillons a été confirmée par une série d'analyses provenant de divers fragment (Okai et al., 2003). Les deux standards sont dissous dans les mêmes conditions que les mesures d'échantillons de foraminifères, dilués, centrifugés puis mesurés six fois chacun. La Figure 2-8 reprend l'ensemble des mesures de géostandard effectuées dans les deux laboratoires et comparées à la valeur de référence.

Le standard JCt-1 :

- le standard a été mesuré au LPGN avec une reproductibilité de 0.9 %, une erreur relative de 4 %. Son écart avec les valeurs mesurées au CEREGE est de 4 % et 3 % avec la valeur de référence (Okai et al., 2003),
- le standard a été mesuré au CEREGE a une erreur relative qui est de 2 % et un écart avec la valeur de référence de 3 %.
-

Le standard JCp-1 :

- le standard a été mesuré au LPGN avec une reproductibilité de 3 % et une erreur relative de 1 %. Son écart avec les valeurs mesurées au CEREGE est de 8 % et 15 % avec la valeur de référence,
- le standard mesuré au CEREGE, a une erreur relative est de 0.5 % et un écart avec la valeur de référence de 8 %.

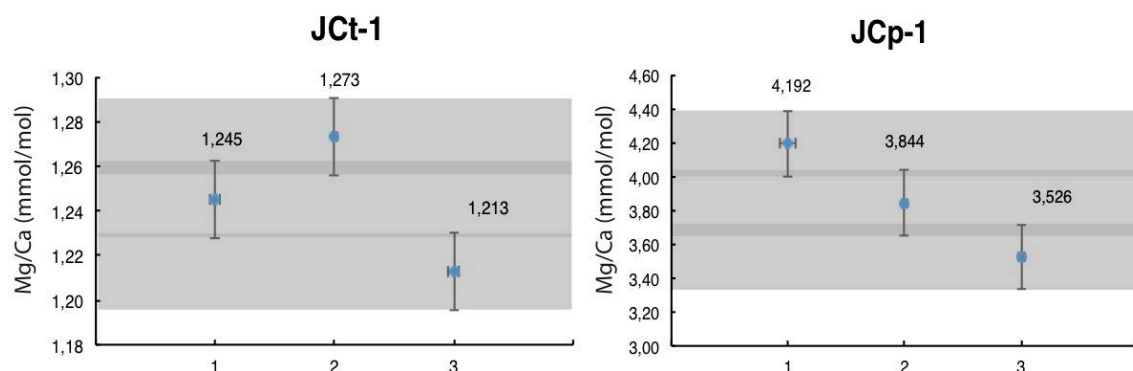


Figure 2-8: Calibration sur les standards de NIST JCt-1 et JCp-1 centrifugés. 1. Valeur de référence d'après Okai et al. (2004). 2. Valeur mesurée au CEREGE par ICP-MS. 3. Valeur mesurée au LPGN par ICP-AES. Avec une déviation standard d'environ 5 %.

- Traitement des données :

Les résultats bruts sont obtenus en coups par seconde. Cette valeur est alors corrigée de la valeur des blancs mesurés (HNO_3 à 0.075 M). Des droites d'étalonnage sont définies pour chaque élément, permettant de transformer le nombre de coups/sec en concentration (ppm puis mmol/mol).

2.3.8 Les mesures Mg/Ca des tests de foraminifères par LA-ICP-MS

Le principe de l'ablation laser couplée à un spectromètre de masse fait appel à trois technologies : est associé à l'ICP-MS, décrit précédemment, un laser qui sert à pulvériser l'échantillon. Le diamètre de l'impact permet une précision de mesure d'environ 60 μm . Le matériel pulvérisé produit est ensuite entrainé vers la torche à plasma par un courant d'argon. Cet outil est une technologie analytique à échantillonnage direct qui permet des analyses élémentaires hautement sensibles sur des échantillons solides. Les mesures LA-ICP-MS sur les deux morphotypes de *G. ruber* ont fait l'objet d'une publication et est plus amplement décrite dans le chapitre 4 : Étude Paléoenvironnementale.

- **Préparation de l'échantillon :**

Dans la carotte sédimentaire MD06-3018, 10 niveaux préalablement datés dans le cadre de la thèse de Russon (2011) ont été sélectionnés. Dans chaque échantillon, quinze individus de foraminifères *G. ruber* ss et sl (voir différence de morphotypes Figure 2-7) ont été prélevés dans la fraction 250-315 μm . Seule, l'étape de lavage des argiles de la méthode de Barker et al., (2003) est appliquée sur chacun des individus. Les foraminifères sont ensuite délicatement placés un par un sur une plaque de verre de type lame mince, fixés par une surface adhésive et numérotés. Cette installation est ensuite disposée dans la chambre d'analyse.

- **Mesures par LA-ICP-MS :**

Pour chaque foraminifère, deux chambres (F-1 et F-2) sont systématiquement analysées. Chaque chambre est mesurée trois fois afin de pouvoir vérifier la reproductibilité de la mesure. Cette approche permet d'obtenir une information intra-test, intra-individu ainsi qu'une moyenne pour chaque foraminifère mesuré. Les échantillons ont été analysés en utilisant une ablation laser (laser excimer ArF, 193 nm, Analyte G2, Photon machine Inc.) et une spectrométrie de masse de plasma à couplage inductif quadripolaire (varian 820-MS) (LA-Q-ICP-MS) au LPG, Nantes.

(Annexe 7 : Fiche technique et caractéristiques de la méthode de mesure avec le LA-ICP-MS).

Avant chaque session analytique, l'ICP-MS a été réglée avec le matériel de référence NIST SRM 612 pour minimiser la formation d'oxyde ($\text{ThO}^+/\text{Th}^+ < 0.5\%$) et le fractionnement élémentaire ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ proche de 1) pour optimiser le signal. Un profil d'ablation laser typique correspond à une acquisition de données de ~ 30 sec du signal de fond (background ou blanc), suivie d'une ablation de la paroi de la chambre (durée d'environ 30 sec). Le processus d'ablation est arrêté manuellement après un contrôle visuel de l'ablation complète de la paroi de la chambre (correspondant souvent à une percée complète de la paroi du test). Enfin, un autre intervalle de signal de fond est mesuré (Figure 2-9).

Toutes les 5 analyses de foraminifères, les standards, NIST 610 ainsi que le standard de carbonate interne obtenu auprès du *Royal Netherlands Institute for the Sea Research* (NFHS) sont soumis à une ablation avec une densité d'énergie laser d'environ $0.91 \text{ J}/\text{cm}^2$. Les résultats de la norme NFHS carbonate sont utilisés pour un contrôle de qualité et l'évaluation de la reproductibilité de nos analyses. Ces analyses ont été réalisées tout au long et dans toutes les séances analytiques.

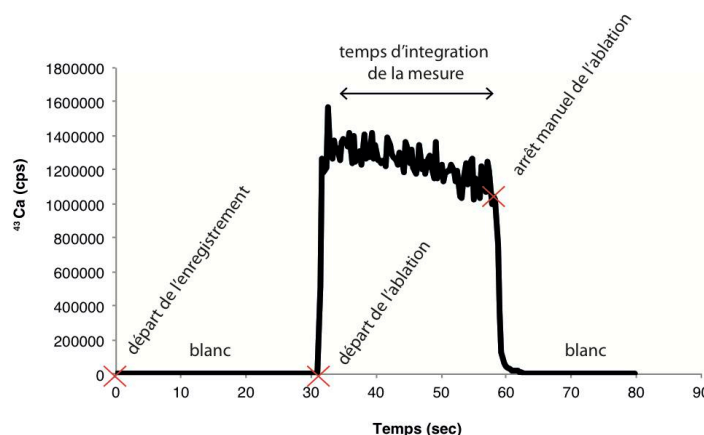


Figure 2-9: Exemple de profil d'ablation au laser pour un foraminifère *G. ruber* ss (F-1), élément ^{43}Ca .

- Traitement des données et reproductibilité :

Les rapports Mg/Ca ont été calculés par normalisation aux concentrations en éléments traces connues dans les analyses de la norme NIST 610 corrigées par la dérive (Mg = 432 $\mu\text{g/g}$, Ca = 81830 $\mu\text{g/g}$, écart type relatif environ 0.1 à 0.5 %, (Jochum et al., 2011)). Le ^{43}Ca est utilisé comme standard interne. Le logiciel « Glitter » sert à délimiter la zone d'intégration moyenne, souvent après exclusion d'un pic élémentaire initial (Figure 2-9), afin d'obtenir un rapport Mg/Ca moyen par ablation. Un fichier journalier est alors généré en ppm. Chaque ratio est converti en mmol/mol grâce aux concentrations molaires des éléments.

2.3.9 Estimation des températures à partir des mesures Mg/Ca :

Pour les deux techniques décrites, qu'il s'agisse d'une mesure moyenne sur plusieurs foraminifères ou sur un seul foraminifère, les températures sont estimées à partir du rapport Mg/Ca mesuré. Des travaux de calibrations ont permis de mettre en évidence l'existence d'une relation exponentielle entre le Mg/Ca incorporé dans la calcite foraminifère et la température de l'eau environnante (Anand et al., 2003 ; Elderfield and Ganssen, 2000 ; Kısakürek et al., 2008 ; McConnell and Thunell, 2005). Cette relation est définie par l'équation :

$$\text{Mg/Ca} = a \exp bT$$

où le ratio Mg/Ca est donné en mmol/mol et a et b sont respectivement les valeurs pré-exponentielles et coefficients d'étalonnage exponentiels. Selon Anand et al (2003), les termes a et b dans l'équation varient entre les taxons, la fraction granulométrique et d'autres facteurs environnementaux.

Pour l'ensemble des données ODP823B et MD06-3028, les températures sont estimées à partir de l'équation spécifique de *G. ruber* basée sur un piège à sédiments pour la fraction de taille 250-350 μm , sans coefficient de partage présumé ($a = 0.34 \text{ mmol / mol}$, $b = 0.102 \text{ (}^\circ\text{C)}$) (Anand et al., 2003). Cette équation a été choisie car elle est basée sur une fraction de taille, une méthode de nettoyage et une espèce similaires à celles utilisées dans la présente étude. Aucune calibration n'a été proposée pour différencier les deux morphotypes de *G. ruber* ss et sl. La même équation a donc été utilisée pour les deux morphotypes. De même aucune correction n'a été appliquée pour la dissolution et la salinité.

En général, l'incertitude de l'estimation de la température, associée aux constantes de la fonction d'étalonnage, est relativement importante ($\pm 4.9 \text{ }^\circ\text{C}$ pour $\text{Mg/Ca} = 4 \text{ mmol/mol}$ en utilisant l'étalonnage ci-dessus) par rapport à la reproductibilité de l'échantillon ($2\sigma_r = 1 \text{ }^\circ\text{C}$) ou à la précision analytique dans l'étude ($2\sigma_a = 0.1 \text{ }^\circ\text{C}$). La précision de cette équation a été testée, en comparant les températures estimées dans les échantillons du haut de l'enregistrement (correspondant à la période Holocène) avec les données en températures modernes connues.

En utilisant des mesures de Mg/Ca sur des foraminifères planctoniques, on obtient une reconstruction locale à haute résolution des changements de SST sur la période de temps définie. Pour effectuer cette mesure, deux techniques ont été utilisées. Ces données seront analysées pour considérer l'effet potentiel des changements de températures sur l'histoire de la production de carbonate le long de la marge est de la Grande Barrière de Corail et de la marge ouest de la Nouvelle-Calédonie au cours des derniers 1.5 Ma.

2.4 Résultats de la carotte ODP823B

2.4.1 Les faciès sédimentaires et le log de la carotte ODP823B

Suite aux descriptions des carottes, trois faciès spécifiques ont été distingués sur les 132 m de la carotte ODP823B (Tableau 2-1).

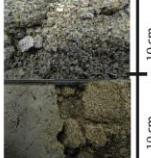
	Principaux Faciès sédimentaires	Taille des grains	Structures et caractéristiques	Sources sédimentaire	Photos	Couleur symbolique
Hémipélagique	Boue	argile-silt	bioturbation (terriers) variation de couleurs d'après la chart de Munsell: - «white gray» - «greenish gray» - «dark greenish gray»	- pelagique ooze - periplatforme ooze - boue terrigène		 Hémipélagique
Gravitaire	Turbidites	silt-sable- sable grossier	couches centimétriques à pluricentimétriques base érosive bioclastes, foraminifères	- néritique biogène - pélagique biogène - terrigène		 Turbidite
	Débrite ou Coulée de débris	argile-silt-sable	matrice, clast, plie, bioturbation	- conglomérat - brèches : boue, argile - bloc d'affaissement		 Déformation
	Dépôt de Slump	argile-silt-sable	lamination , stratification déformation des sédiments mous, microfailles	- boue hémipélagique - inclusions d'événements gravitaires affaissements ou glissements		 Déformation

Tableau 2-1: Récapitulatif des faciès décrits avec leurs caractéristiques issues de la carotte ODP823

Cette reconnaissance de faciès a permis la création de séquences et de logs simplifiés, du haut de la carotte ODP823B jusqu'à 130 m de profondeur (Figure 2-10), utilisés dans la suite des figures du manuscrit.

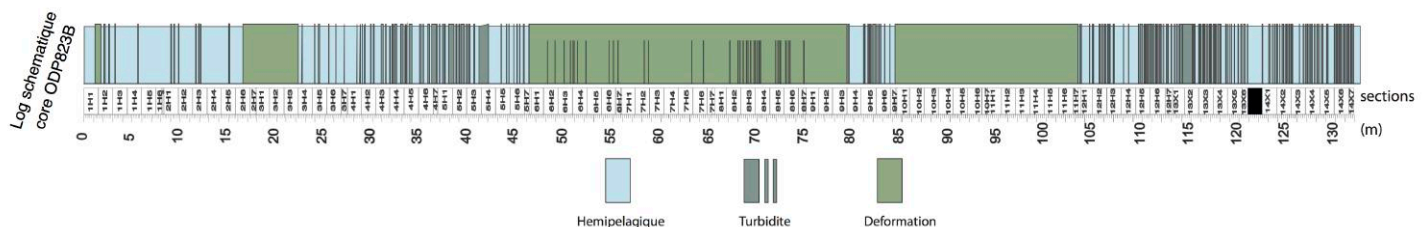


Figure 2-10: Log sédimentaire simplifié de la carotte ODP823B, depuis le haut de l'enregistrement jusqu'à 132 mètres de sédiments.

Entre 0 et 45 m le sédiment hémipélagique est intercalé avec des événements de types turbiditiques symbolisés par des lignes en gris sur la Figure 2-10. Un événement plurimétrique entre 16 et 22 m de profondeur sédimentaire est décrit comme un « *debris flow* ». Cette unité contient des marqueurs de déformations importantes, avec des clastes de sources variables et des figures de plis (Figure 2-10).

Après 46 m jusqu'à 103 m, une succession d'événements de dépôts laminés avec des marqueurs de déformations variables est un intervalle complexe. L'analyse visuelle du sédiment ne permet pas d'identifier avec précision le type de déformation ou le processus de dépôt. Après

l'observation des analyses effectuées dans le cadre de la thèse de Alexander (1996) et avec les conclusions post mission ODP sur le site ODP823A, le choix a été fait de ne pas procéder à une analyse géochimique (à l'exception des mesures XRF banc). Cet intervalle est classé comme potentiellement « *slumpé* ». Un faible passage autour de 80 à 84 mètres de profondeur semble potentiellement en place d'où le test de quelques points de mesures isotopiques ou de Mg/Ca sur ce petit intervalle isolé (Figure 2-10).

Entre 103 et 132 m de profondeur, correspondant à la base de l'étude de la carotte ODP823B (14X section 7), le sédiment est caractérisé par des dépôts hémipélagiques d'une couleur légèrement plus foncée (« *dark greenish gray* », d'après la charte de Munsell) que les dépôts du haut de l'enregistrement. Ce sédiment est de nouveau intercalé avec de nombreux épisodes turbiditiques (Figure 2-10).

2.4.2 Les contenus des événements turbiditiques dominants

Les turbidites sont générées par le mouvement gravitaire subaquatique de mélanges relativement denses de sédiments et d'eau sous forme de courants de turbidité. Ils peuvent être initiés par des ruptures de pente ou par des sédiments se déplaçant depuis la plate-forme. Les ruptures de pente peuvent être déclenchées par des instabilités inhérentes des accumulations épaisses de sédiments le long des pentes continentales, ou par une variation d'énergie, des secousses sismiques ou le mouvement d'autres écoulements gravitaires (Einsele, 1992). Les sédiments qui composent les turbidites peuvent ainsi provenir soit de la plate-forme, avec une origine néritique ou terrigène, soit être le produit d'un remaniement de la pente (Coniglio and Dix, 1992).

De ce fait, plusieurs catégories de sédiments sont potentiellement identifiables en fonction de leurs sources au sein même des différents événements turbiditiques. Le Tableau 2-2 reprend les caractéristiques de ces grandes familles et décrit leur composition.

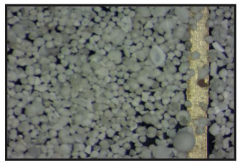
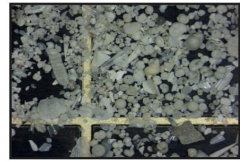
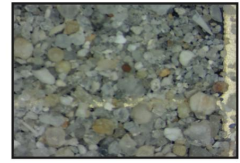
	Familles	Sources	Compositions	Photos et codes couleurs
Événement Gravitaire: Turbidite	Pelagique	colonne d'eau	Foraminifères planctoniques et benthiques, ptéropodes, coccolithes, diatomées, radiolaires	 ●
	Néritique	milieu peu profond	Bioclastes: mollusques, échinodermes, grands foraminifères benthiques, algues vertes, bivalves, bryozoaires, miliolles, coraux, éponge (spicule), algues rouges	 ●
	Terrigène	continentale	Fragments de roches: quartz, mica	 ●

Tableau 2-2: Description du contenu des événements turbiditiques de la carotte ODP823B. Distinction en fonction des proportions des éléments et de leur source potentielle.

Globalement sur les 105 échantillons observés, correspondant aux 74 événements (>33 %), dans ce contexte de marge mixte, peu d'événements gravitaires sont monogéniques. Les apports terrigènes sont omniprésents surtout dans la fraction fine (<63 μm). Les turbidites sont souvent composées d'éléments bioclastiques et contiennent toutes des foraminifères pélagiques. Les échantillons observés sont classés en fonction de leur dominance : 19 échantillons, correspondant à 10 événements turbiditiques (13 % des observations) sont dominés par un contenu terrigène ; 47 échantillons correspondant à 31 événements turbiditiques (42 % des observations) sont dominés par un contenu néritique et 39 échantillons correspondant à 33 événements turbiditiques (45 % des observations) sont dominés par un contenu pélagique. (Annexe 8 : Tableau du contenu des événements gravitaires observés dans la carotte ODP823B).

L'évolution de la composition des événements au cours des derniers 1.5 Ma sera abordée au chapitre 4 : Évolution de la Grande Barrière de Corail depuis la transition du Pléistocène moyen.

2.4.3 Les courbes isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (*G. ruber*)

Les mesures $\delta^{18}\text{O}$ des *G. ruber white* de la carotte ODP823B montrent une succession de cycles, allant d'un maximum de 0.22 ‰ à un minimum de -2.46 ‰ (Figure 2-11a. courbe noire). L'amplitude moyenne des cycles $\delta^{18}\text{O}$ est pour les premiers 35 m est de 2 ‰ (Figure 2-11b.).

L'amplitude des cycles $\delta^{18}\text{O}$ de la base de l'enregistrement est moins prononcée avec une amplitude moyenne autour de 1.5 ‰, à l'exception d'un événement marqué à 105 m de profondeur enregistrant un maximum à 0.2 ‰ (Figure 2-11c.).

Les mesures $\delta^{13}\text{C}$ des *G. ruber white* de la carotte ODP823B montrent des valeurs allant de 1.28 ‰ à -0.50 ‰, une cyclicité est observée avec une amplitude moyenne des variations d'environ 0.5 ‰ pour l'ensemble de l'enregistrement (Figure 2-11a, courbe grise). Le minimum $\delta^{13}\text{C}$ est enregistré à 105 m de profondeur (Figure 2-11c.). (Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰)).

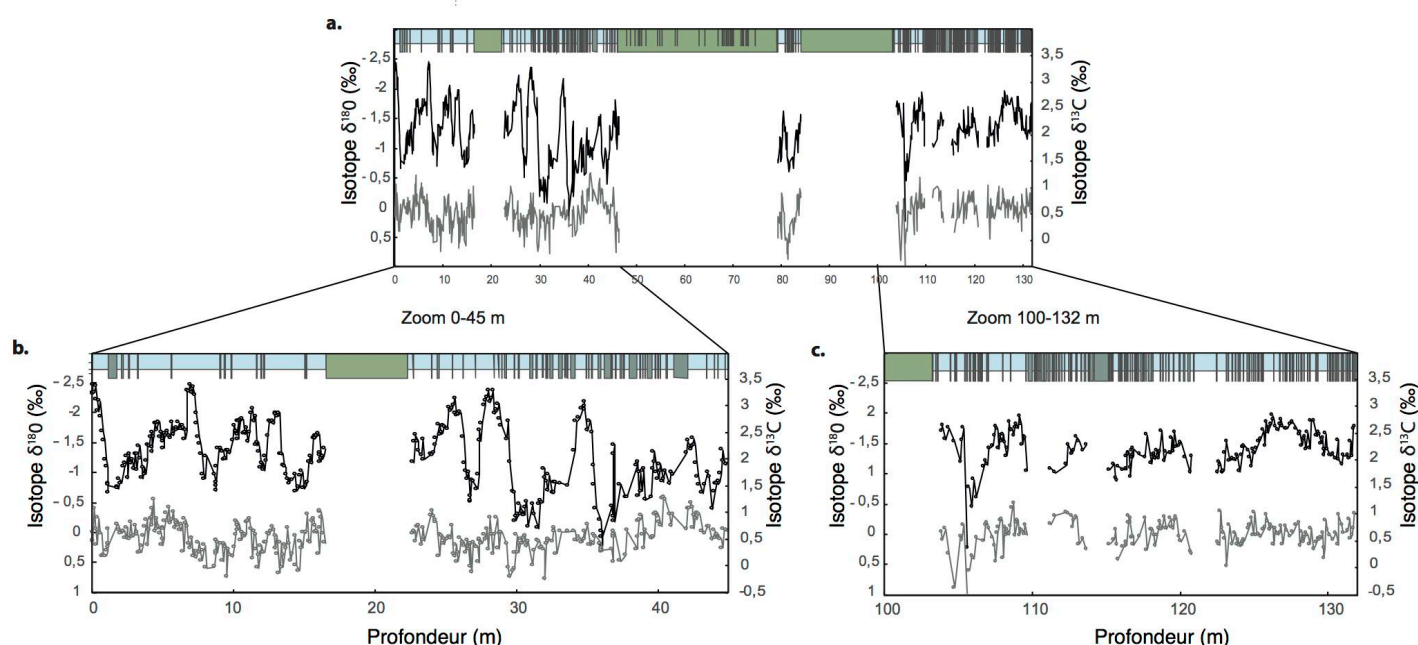


Figure 2-11: Courbe isotopique de l'oxygène : $\delta^{18}\text{O}$ (courbe noire) et du carbone: $\delta^{13}\text{C}$ (courbe grise) en profondeur sur la carotte ODP823B, avec visualisation du log simplifié. a. Donnée sur l'ensemble des 132 mètres de sédiment. b. Zoom sur le haut de la carotte (0-45 m). c. Zoom sur la base (100-132 m).

Ces mesures isotopiques seront utilisées et interprétées dans le chapitre 3 : Établissement d'un modèle d'âge de la carotte ODP823B.

2.4.4 Les mesures XRF et WD-XRF : exemple du profil du strontium

Le profil du strontium (Sr) est présenté comme exemple de résultats de la composition chimique du sédiment mesuré par banc XRF sur l'ensemble des sections de la carotte ODP823B (0-132 m). Depuis la base vers le haut de l'enregistrement, le profil a une tendance générale à augmenter. Le signal du Sr a une valeur moyenne autour de 20000 cps/sec entre 132 et 90 m, avec une amplitude

des variations d'environ 20000 cps/sec. Une augmentation significative est observée entre 90 et 60 m, lorsque la moyenne atteint 40000 cps/sec. Depuis 60 m jusqu'au haut de l'enregistrement sédimentaire, le signal de Sr moyen est autour de 25000 cps/sec avec une amplitude des variations d'environ 50000 cps/sec. Des pics de Sr atteignent des maximums de 60000 cps/sec, surtout visibles entre 30 et 45 m de profondeur. Ces pics de Sr sont corrélés avec la position des événements turbiditiques symbolisés sur le log stratigraphique en gris (Figure 2-12).

Sur cette même figure sont représentées les valeurs des échantillons prélevés pour les mesures du Sr effectuées par WD-XRF (Figure 2-12 ; croix noires). La corrélation entre les deux mesures est bonne ($R^2 = 0.85$) et met en évidence la bonne relation entre le Sr mesuré sur le banc et sur le WD-WRF. Les mesures complémentaires sur la soixantaine d'échantillons seront dans un second temps comparées aux mesures XRD. Cette comparaison permettra de faire passer les mesures du Sr effectuées sur le banc en mesures quantitatives en utilisant une loi de corrélation. (*Annexe 10 : Profils XRF et propriétés physiques en profondeur de la carottes ODP823B*).

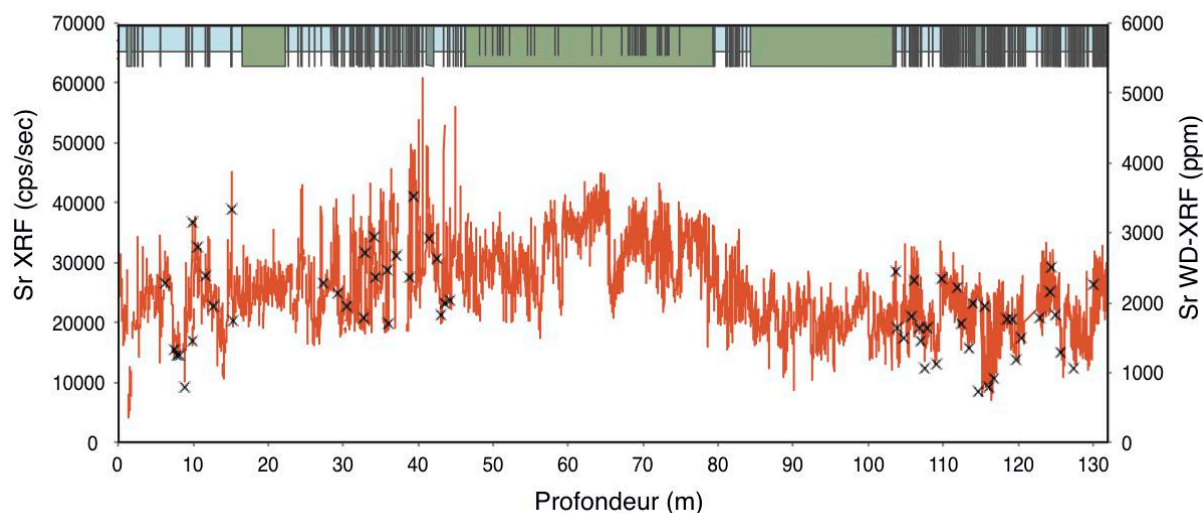


Figure 2-12: Exemple du profil de strontium mesuré par banc XRF « core scanner » sur 132 mètres de sédiment de la carotte ODP823B. Observation de la relation avec les mesures WD-XRF sur 59 échantillons (croix noires).

Ces mesures XRF seront utilisées et interprétées dans le chapitre 4 : Évolution de la Grande Barrière de Corail depuis la transition du Pléistocène moyen.

2.4.5 Les mesures XRD : exemple du pourcentage d'aragonite et du quartz

Comme décrit dans la méthode, l'analyse XRD permet de mesurer la teneur minéralogique d'un échantillon. On observe des variations de carbonates (ex : aragonite) et particules terrigènes (ex :

quartz) mesurées sur des échantillons le long de la carotte ODP823B (Figure 2-13). Les résultats sont comparés aux observations (logs) sédimentaires.

Le pourcentage de teneur en aragonite varie globalement de 4 % à 36 % pour les échantillons mesurés. On peut différencier la base de la carotte avec une teneur moyenne de 14 % d'aragonite suivit d'une augmentation autour de 18 % pour le haut de la carotte. Les extrêmes les plus élevés sont associés aux échantillons prélevés dans les turbidites avec un maximum de 36 % à environ 15 m. Inversement, les teneurs en aragonite les plus basses sont enregistrées dans les sédiments hémipélagiques.

Le quartz, est également une composante du sédiment avec des valeurs entre 1 % et 28 % en volume, ce qui est caractéristique d'une marge à sédimentation mixte. L'observation des mesures des quelques échantillons suggère une diminution significative et progressive de la teneur en quartz entre la base (moyenne 11 %) et le sommet de la carotte (8 %). Les extrêmes sont enregistrés dans les sédiments turbiditiques du haut de la carotte sédimentaire.

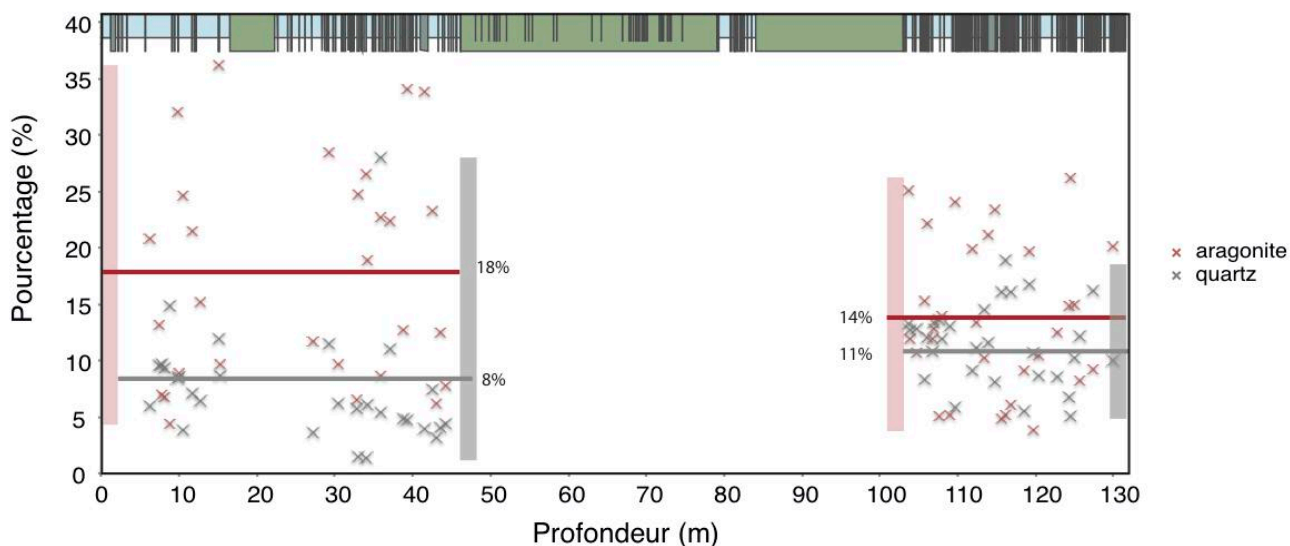


Figure 2-13: Valeur XRD du pourcentage d'aragonite (croix rouge) et de quartz (croix grise) dans des échantillons de la carotte ODP823B. La moyenne des valeurs d'aragonite et de quartz du haut et de la base de l'enregistrement sont représentées respectivement par les droites rouges et grises. La variabilité (min-max) des valeurs d'aragonite et de quartz, est représentée par des rectangles rouges et gris respectivement.

Ces mesures XRD décrites ici seront utilisées et interprétées dans le chapitre 4 : Évolution de la Grande Barrière de Corail depuis la transition du Pléistocène moyen.

2.4.6 Le strontium comme potentiel traceur de l'aragonite : lien entre les mesures WD-XRF et XRD.

La teneur en aragonite, qui constitue 50 à 80 % de la fraction sédimentaire néritique (James et al., 2005), peut être utilisée pour étudier l'histoire de la production de carbonate peu profond et l'export de ce matériel vers les pentes ou les bassins adjacents (Droxler and Jorjy, 2013 ; Droxler and Schlager, 1985 ; Harper et al., 2015 ; Paul et al., 2012 ; Reijmer et al., 1988). La teneur en aragonite est souvent mesurée par XRD. Cependant, ces analyses sont destructives et chronophages car elles sont effectuées sur des échantillons préalablement broyés, comme expliqué précédemment, ce qui limite le nombre d'analyses. Afin d'obtenir une analyse continue, une technique alternative pour établir la teneur en aragonite consiste à effectuer des mesures XRF (Harper et al., 2015). L'XRF donne des concentrations élémentaires à haute résolution (1 cm) sur les sédiments ; c'est une méthode non destructive et relativement rapide (1h30 /sections) (Richter et al., 2006 ; Rothwell et al., 2006). Le Sr est trouvé comme oligo-élément dans un certain nombre de minéraux, notamment dans l'aragonite. L'incorporation préférentielle du Sr dans l'aragonite fait de la teneur en Sr dans les sédiments un potentiel indicateur des variations de la teneur en aragonite (Boardman et al., 1984 ; Dunbar and Dickens, 2003 ; Rothwell et al., 2006). Les mesures XRF du Sr peuvent ainsi être utilisées en tant que substitut de l'aragonite néritique une fois étalonnée. Cette calibration se fait par les mesures aragonitique XRD et Sr XRF. Pour plus de précision, les mêmes échantillons mesurés en XRD sont analysés via un WD-XRF. Ainsi la première étape est de calibrer les données semi-quantitative du banc XRF avec les mesures d'échantillons du WD-XRF pour plus de précision dans l'analyse. La Figure 2-12, met en avant la relation entre les mesures XRF banc et WD-XRF sur échantillons précis. La seconde étape est de calibrer les données semi-quantitatives Sr du WD-XRF avec les mesures quantitatives, XRD de l'aragonite (Harper et al., 2015).

La Figure 2-14 compare les valeurs WD-XRF et les mesures XRD, en faisant la distinction entre les échantillons prélevés dans les sédiments hémipélagiques (noir) et des échantillons prélevés dans les niveaux à turbidites (rouge). Les données WD-XRF de Sr corrélées avec les données XRD d'aragonite (Figure 2-14a) montrent une relation positive claire entre les deux paramètres avec un $R^2 = 0.66$ dans les sédiments hémipélagiques et $R^2 = 0.76$ dans les turbidites.

Deux autres diagrammes sont représentés pour observer le lien entre les mesures WD-XRF et XRD sur les mêmes échantillons (Figure 2-14b.c). La seconde relation compare le pourcentage de SiO_2 déterminé par WD-XRF et la teneur en quartz mesurée par XRD. La corrélation des deux outils est claire, dans le sédiment hémipélagique la relation est excellente avec un $R^2=0.955$, dans les échantillons turbiditiques le $R^2 = 0.88$. Les droites de calibration entre les données semi-quantitative et quantitative sont distinctes en fonction du type de sédiment (hémipélagiques ou turbiditiques) pour l'oxyde de silicium (quartz) (Figure 2-14b.).

Les résultats des estimations de CaO estimés via les mesures WD-XRF et XRD sont également comparées, pour l'ensemble des échantillons la corrélation est excellente avec un $R^2 > 0.9$, pour les sédiments hémipélagique et turbiditique (Figure 2-14c.).

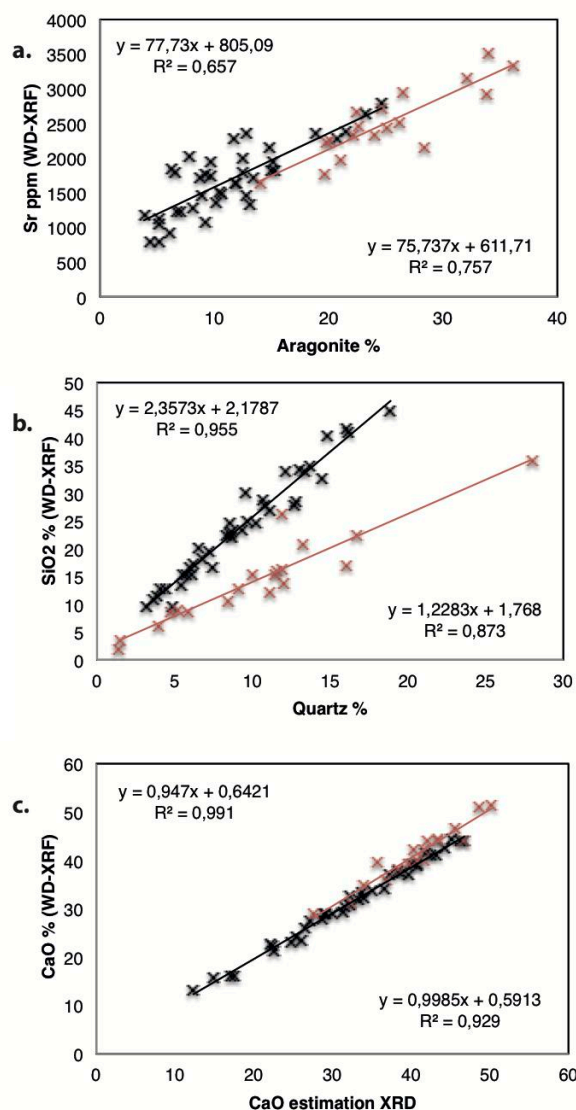


Figure 2-14: Diagrammes comparatif des mesures XRD et WD-XRF effectuées sur 60 échantillons le long des 132 premiers mètres de sédiment de la carotte ODP823, dans les sédiments hémipélagiques (noir) et dans les échantillons de turbidites (rouge). Relation entre : a. le pourcentage aragonitique (XRD) et le strontium (WD-XRF) en ppm ; b. le pourcentage de quartz (XRD) et le SiO2 (WD-XRF) et les estimations de CaO via les deux types d'analyses (XRD et WD-XRF).

Les relations observées entre les valeurs WD-XRF et XRD décrites ici seront utilisées et interprétées dans le chapitre 4 : Évolution de la Grande Barrière de Corail depuis la transition du Pléistocène moyen.

2.4.7 Reconstruction des températures des eaux de surface (SST)

Les résultats Mg/Ca mesurés sur *G. ruber* ss sont compris entre 4.15 et 7.47 mmol/mol (± 0.4), correspondant à une température moyenne de 24.5-30.3 °C (± 1 °C) respectivement. La gamme moyenne entre les valeurs hautes et basses est de 2-3 °C avec une médiane autour de 5.12 mmol/mol soit 26.5 °C (± 1 °C) (Figure 2-15a.). La reconstruction des SST sur la carotte ODP823B d'après les mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss, montre une cyclicité à travers l'enregistrement comparable aux variations $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 2-11).

Les augmentations de SST se corrélient avec les diminutions de $\delta^{18}\text{O}$, cette corrélation est particulièrement forte de 0 à 30 m. Entre 30 et 45 m les valeurs de SST sont plus élevées avec un maximum de 30.3 °C enregistré à 40,9 m de profondeur (Figure 2-15a.b.). Entre 103-132 m, les SST varient de 27 °C ± 1 °C (5.5 mmol/mol ± 0.4) et 25°C ± 1 °C (4 mmol/mol ± 0.4), avec quelques pics de température à 29-30 °C vers 108-118 m.

Les résultats Mg/Ca mesurés sur *G. ruber* sl sont compris entre 3.7 et 9.5 mmol/mol (± 0.4), correspondant à une température moyenne de 23.5-32.6 °C (± 1 °C) respectivement, autour d'une médiane de 5.15 mmol/mol (26.5 °C ± 1 °C). Le zoom du haut de la carotte (0-45 m) permet de différencier les valeurs mesurées sur les morphotypes *G. ruber* ss (cercles noirs) et les *G. ruber* sl (cercles verts) (Figure 2-15b.). Sur le haut de cette enregistrement, les résultats SST obtenus sur les deux morphotypes suivent globalement la même tendance. De 0 à 30 m les résultats indiquent des valeurs plus fortes pour le *G. ruber* ss que pour le *G. ruber* sl avec une différence moyenne de 0.5 °C. Entre 30 et 45 m, les valeurs mesurées sur le *G. ruber* sl augmentent avec un maximum de 32.6 °C enregistré à 36.85 m de profondeur. Dans cet intervalle, à l'inverse du haut de l'enregistrement, les valeurs du *G. ruber* ss sont plus faibles que les valeurs du *G. ruber* sl, avec une différence moyenne de 1 °C. Sur l'ensemble des résultats des échantillons mesurés sur la carotte ODP823, le rapport Fe/Mg reste inférieur à 0.1 mol/mol, ce qui est un indicateur d'une faible contamination minérale (Greaves et al., 2008). (Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) et des mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss et sl (mmol/mol), convertis en température (°C) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B).

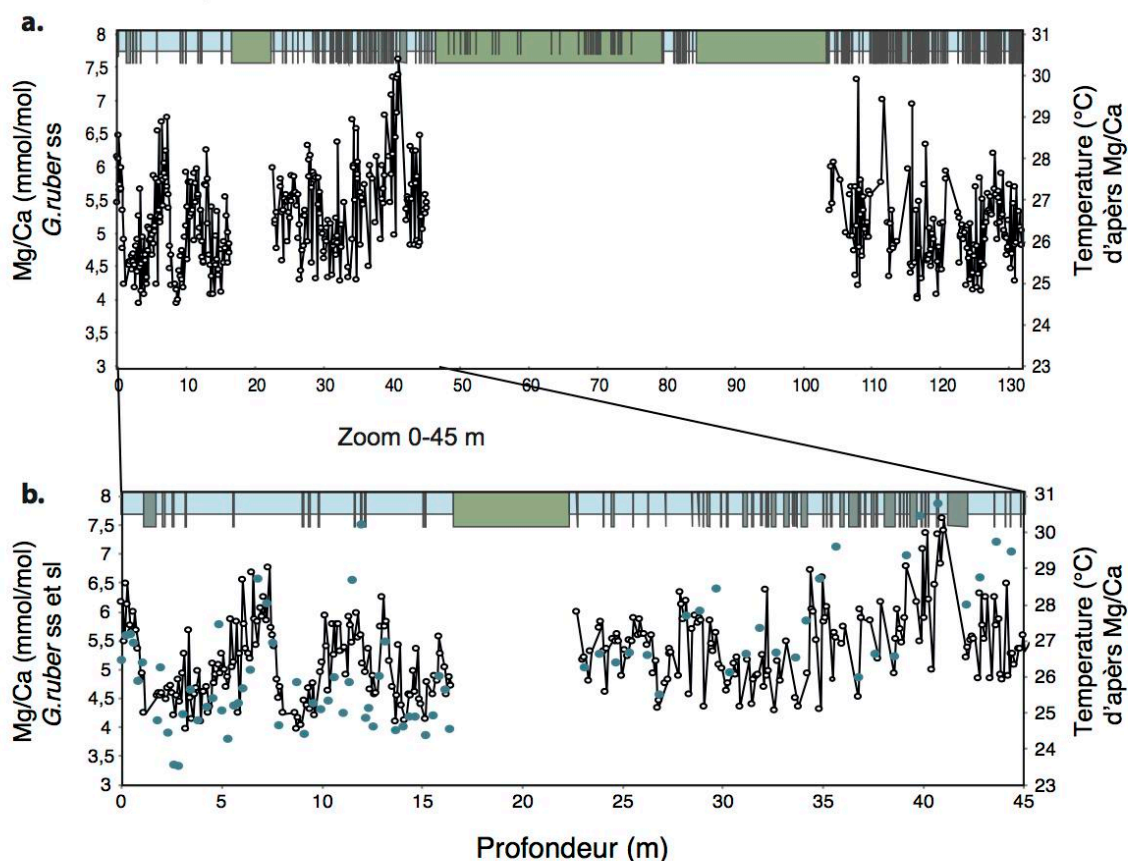


Figure 2-15: Mesure Mg/Ca moyen de la carotte ODP823B à partir du foraminifère planctonique : *G. ruber white* converti en température (°C) d'après Anand et al, (2003). a. Données des mesures du morphotype *G. ruber ss* sur l'ensemble des 132 premiers mètres de sédiment. b. Zoom sur le haut de la carotte (0-45 m) avec les mesures du morphotype *G. ruber ss* (noir) et *sl* (vert). Avec visualisation du log simplifié.

Ces mesures du rapport Mg/Ca transformé en SST sur les deux morphotypes de *G. ruber ss* et *sl* feront l'objet d'une étude dans le chapitre 5 : Étude paléoenvironnementale.

2.4.8 Les mesures du rapport Mg/Ca par LA-ICP-MS sur les loges de foraminifères

Trois répliques (nommés a, b, c) des mesures Mg/Ca sur 15 foraminifères *G. ruber ss* et 15 foraminifères *G. ruber sl* ont été effectués sur la même période de temps (Holocène : 1 cm) dans l'objectif d'observer la reproductibilité de la méthode. L'erreur estimée sur les variations entre les trois gammes de Mg/Ca obtenue est de 0.4 mmol/mol soit 0.8 °C transformé en température.

La Figure 2-16 représente l'une des gammes de Mg/Ca mesurée sur 30 foraminifères pendant l'Holocène et convertie en température par l'équation de calibration présentée précédemment. Cette gamme de variabilité est représentée par des cercles. Chaque cercle correspond à la moyenne de six ablations : 3 mesures par loges sur les deux avant dernières loges d'un même

foraminifère. Ainsi, les cercles oranges représentent les mesures sur les *G. ruber* ss et les cercles verts les mesures sur les *G. ruber* sl. La distribution de l'ensemble des mesures Mg/Ca de chaque niveau (1 cm de dépôt sédimentaire) est considérée comme reflétant la variabilité de température pour la période de temps considérée (en moyenne : 300-500 ans de dépôts). La gamme de température est représentée en fonction de la valeur médiane et de la distribution des valeurs autour de cette médiane (25 % et 50 %). Les mesures de foraminifères extérieures à cette distribution seront représentées par un cercle en dehors de la boîte, ce qui permet de n'exclure aucune valeur.

Pour l'Holocène dans la carotte MD06-3018 (1 cm), les valeurs de Mg/Ca transformées en température sur les 15 foraminifères *G. ruber* sl sont comprises entre 28.7 à 23.4 °C (± 0.8) avec une valeur médiane de 25.7 °C. La gamme de température enregistrée par le morphotype *G. ruber* ss est de 29.3 à 25.3 °C (± 0.8) avec une valeur médiane d'environ 27 °C.

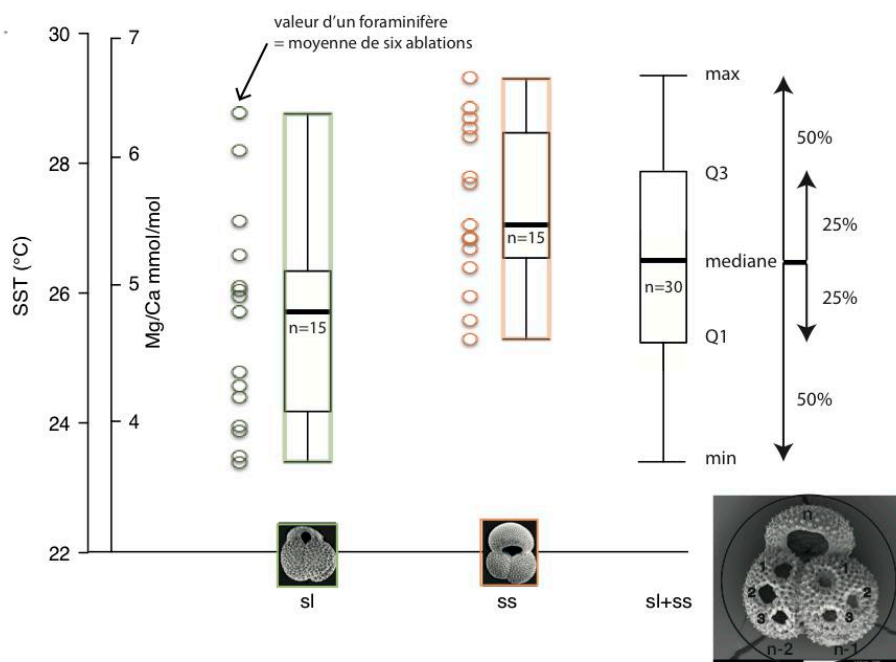


Figure 2-16: Température (SST) dérivées du rapport Mg/Ca sur foraminifère unique *G. ruber*.

Distinction des deux principaux types de morphotypes : sl (vert) et ss (orange) pour une période de temps donnée. Exemple des résultats de l'Holocène sur la carotte sédimentaire MD06-3018.

Cette méthode permet d'obtenir des informations sur la variabilité intra-spécimens, la variabilité inter-morphotypes, la saisonnalité ou encore la variabilité interannuelle, développée plus amplement dans le chapitre 5 : Étude paléoenvironnementale.

Conclusion

La description du site d'étude a défini un contexte régional et local des carottes sédimentaires analysées au large de la Grande Barrière Récifale et de la Nouvelle-Calédonie. L'ensemble des méthodes analytiques utilisées témoignent de l'aspect pluridisciplinaire de l'étude. Dans un cadre chronologique bien défini, la reconstruction de l'histoire des dépôts gravitaires en lien avec l'expansion récifale au cours des derniers 1.5 Ma sera abordée via l'étude de la composition du sédiment. Le lien entre la production carbonatée associée aux récifs coralliens et les changements environnementaux régionaux au cours du Quaternaire, telles que les températures des eaux de surface (SST), seront abordés via les analyses sur les foraminifères. L'ensemble des résultats présentés sera interprété et discuté dans les chapitres suivants.

3 Etablissement d'un modèle d'âge de la carotte ODP823B

Résumé

Ce chapitre présente le modèle d'âge de la carotte ODP823B, qui est basé sur des mesures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) et l'identification de biozones (nannofossiles). Les méthodes de stratigraphie isotopique utilisées sont décrites ainsi que le cadre chronologique du haut de la carotte (0-45 m) et de la base de l'enregistrement (79-83 m et 103-132 m). L'âge de la base de la carotte ODP823B est estimé à 1467 ka. On remarque une zone de sédimentation perturbée entre environ 600 et 1220 ka. La vitesse de sédimentation moyenne est estimée à environ 6 cm/ka. Le cadre stratigraphique décrit dans ce chapitre sera utilisé pour la suite.

Sommaire du chapitre 3

3.1	Les méthodes utilisées pour construire le modèle d'âge de la carotte ODP82B.....	61
3.1.1	La stratigraphie isotopique.....	61
3.1.2	La biostratigraphie : Les nannofossiles	64
3.2	La chronologie de la carotte ODP823B.....	65
3.2.1	Contraintes chronologiques apportées par la stratigraphie isotopique	65
3.2.2	Contraintes chronologiques apportées par les données nannofossiles	67
3.3	Le Modèle d'âge de la carotte de sédiment ODP823B.....	70
3.3.1	Chronologie des derniers 600 ka	70
3.3.2	Chronologie de 900-1700 ka.....	71
3.4	Cohérence régionale du modèle d'âge proposé	71
	Conclusion	74

Introduction

L'étude des enregistrements sédimentaires nécessite l'élaboration d'un modèle d'âge. La période étudiée est le Pléistocène qui est caractérisé par des fluctuations climatiques significatives en réponse au forçage de l'insolation. Des cycles glaciaires et interglaciaires sont enregistrés dans les archives sédimentaires au travers des changements de la composition isotopique des microfossiles et de leurs assemblages fossiles. Des courbes de référence basées sur des chronologies absolues ont été produites (e.g. Lisiecki and Raymo, 2007) et des biozones de nannofossiles ont été identifiées (e.g. Gartner, 1977 ; Thierstein et al., 1977). Dans cette étude, la précision temporelle de nos enregistrements doit permettre d'identifier les cycles glaciaires et interglaciaires au cours des derniers 2 Ma.

Un modèle d'âge de la carotte ODP823 a été décrit par Alexander (1996), lors de ses travaux de thèse et repris par Braithwaite et al. (2004). Toutefois dans ce travail, il a été décidé de réviser et d'améliorer ce modèle d'âge d'une part en raison de l'abondance de dépôts gravitaires impliquant la possibilité de hiatus sédimentaires et, d'autre part, à cause de l'absence de données magnétostratigraphiques fiables (Davies et al., 1991). Wei and Gartner (1993) donnent une première approximation grâce à la biostratigraphie. Cependant, plusieurs des biozones observées se trouvent dans des dépôts gravitaires, ce qui rend leur âge discutable et incertain (Watts et al., 1993).

Des mesures isotopiques de l'oxygène et du carbone ont été réalisées sur le forage *hole* A avec une résolution de 25 cm (Alexander, 1996 ; Braithwaite et al., 2004). Ces études concluent que dans un environnement de bassin profond, au pied d'une pente carbonatée, les variabilités temporelles et spatiales couplées aux processus de diagenèse précoce et aux événements gravitaires intenses peuvent rendre difficile l'établissement d'une chronologique précise. Un des objectifs de ce travail a été d'améliorer le modèle d'âge préexistant notamment, en augmentant la résolution des mesures isotopiques. Sur la même base d'échantillon haute résolution, ces mesures ont été couplées à des estimations de SST par analyse du Mg/Ca (Chapitre 4).

La chronologie proposée pour la carotte de sédiment site ODP823B repose sur le couplage de deux méthodes stratigraphiques communément utilisées pour étudier les séries sédimentaires marines du Quaternaire. L'approche a consisté à faire des mesures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) sur des foraminifères planctoniques, avec une résolution de 10 cm, dans les sédiments hémipélagiques du site ODP823B. L'utilisation de la stratigraphie isotopique a été initialement proposée par Emiliani (1955). C'est l'un des outils les plus utilisés pour définir les séquences de cycles glaciaire-interglaciaire et ainsi produire des modèles d'âge pour les enregistrements

sédimentaires. Les mesures de la composition isotopique des tests carbonatés des foraminifères planctoniques effectuées dans cette étude sont décrites dans le chapitre précédent et les résultats sont présentés dans la Figure 2-11 (Chapitre 2 : Contexte scientifique, matériel et méthode, résultats). Les profils isotopiques obtenus serviront à une première détermination chronologique.

L'autre outil permettant de contraindre le cadre stratigraphique est l'étude des assemblages de nannofossiles calcaires (ou coccolithophores). Les assemblages de nannofossiles calcaires évoluent dans le temps en raison des apparitions et des extinctions des taxons. De tels changements de population, lorsqu'ils sont distincts et corrélables, peuvent servir de marqueurs biostratigraphiques (Domenico Rio et al., 1990), et notamment pour le Pliocène et le Pléistocène qui sont des périodes caractérisées par des conditions climatiques très instables et des renouvellements rapides de l'évolution du nannoplancton calcaire. Pour le site ODP823, de nouvelles observations couplées avec les résultats décrits par Wei and Gartner (1993), seront présentées et interprétées dans ce chapitre.

3.1 Les méthodes utilisées pour construire le modèle d'âge de la carotte ODP82B.

3.1.1 La stratigraphie isotopique

Le rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ dépend du processus de fractionnement isotopique (Bigeleisen, 1949 ; Urey, 1947). (*Annexe 9 : Principe schématique du fractionnement isotopique de l'oxygène*). Les variations de $\delta^{18}\text{O}$ dans les carottes de sédiments marins sont utilisées pour définir le cadre chronologique des études paléoclimatiques ce qui constitue l'une des plus grandes réalisations scientifiques du 20^{ème} siècle, relative à l'étude des carbonates marins (Epstein et al., 1953 ; McCrea, 1950). Le processus de fractionnement isotopique dépend des différentes phases du cycle hydrologique. La composition isotopique de l'eau de mer dépend du volume des glaces continentales qui sont appauvries en isotopes lourds ($\delta^{18}\text{O}$), ainsi que de la balance locale entre évaporation et précipitation.

Lors de la calcification de leur test, les foraminifères enregistrent les variations isotopiques de l'oxygène et du carbone des océans. Emiliani a été le premier, en 1955, à interpréter les enregistrements isotopiques de l'oxygène des foraminifères dans les sédiments marins en termes de variations de températures au cours du Pléistocène. Les variations de la composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées par les foraminifères reflètent à la fois les variations de température et la composition isotopique de l'eau de mer dans laquelle ils ont grandi (Shackleton, 1967). Les mesures isotopiques reflètent donc à la fois les variations de la salinité régionale de l'eau, et les

fluctuations globales du niveau de la mer (Shackleton, 1987) donnant accès à un moyen d'appréhender les variations du cycle hydrologique et des changements glaciaire-interglaciaire dans le passé. Ainsi, l'évolution du rapport isotopique se fait de manière cyclique et reflète des alternances de périodes chaudes (interglaciaires) et froides (glaciaires) qui ont marqué le Quaternaire. Shackleton and Opdyke (1973) ont établi la première stratigraphie isotopique en corrélant les variations de la composition isotopique des foraminifères à la stratigraphie magnétique des sédiments marins. Sur l'échelle des temps géologiques, la contribution du volume global de glace à la variabilité isotopique est spatialement homogène, fournissant la base pour l'utilisation de la mesure en tant qu'outil de corrélation stratigraphique (Lisiecki and Raymo, 2005).

La méthode de la stratigraphie isotopique repose donc sur l'hypothèse selon laquelle les variabilités observées des profils isotopiques mesurées en continu peuvent être corrélées ou « accordées » à un enregistrement de référence global pour cette variable (compilation de plusieurs sites répartis dans le monde et bien contraints chronologiquement). Cette référence est elle-même corrélée aux changements des paramètres orbitaux de la Terre « théorie orbitale du climat » (Hays et al., 1976 ; Huybers and Aharonson, 2010 ; Imbrie et al., 1984 ; Lisiecki and Raymo, 2005 ; Martinson et al., 1987).

Initialement, la courbe de référence la plus utilisée pour les variations $\delta^{18}\text{O}$ sur foraminifères benthiques est celle de SPECMAP (Imbrie et al., 1984) qui est une synthèse des variations normalisées de $\delta^{18}\text{O}$ de cinq carottes sédimentaires océaniques qui remontent à 800 ka. Depuis, de nombreux enregistrements $\delta^{18}\text{O}$ plus longs et de plus hautes résolutions ont été produits. La récente compilation LR04 de Lisiecki and Raymo (2005), contient 57 enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur des foraminifères benthiques distribués globalement et qui couvrent les derniers 5,7 Ma (Figure 3-1).

L'attribution des stades isotopiques ou MIS (Marine Isotopic Stage) a suivi le schéma de numérotation décrit par Emiliani (1955), étendu par Lisiecki and Raymo (2005), (2007) ; Ruddiman et al., (1989) ; Shackleton and Opdyke (1973). Les stades pairs représentent les intervalles glaciaires (valeurs $\delta^{18}\text{O}$ enrichies) et les stades impairs représentent les périodes interglaciaires (valeurs $\delta^{18}\text{O}$ appauvries). Certains stades plus complexes sont même subdivisés (exemple MIS5 : 5a, b, c, d, e). Ainsi, chaque MIS est daté par le point médian temporel entre le début et la fin du changement rapide en $\delta^{18}\text{O}$ numéroté à partir du stade tempéré actuel ou MIS1 (Figure 3-1).

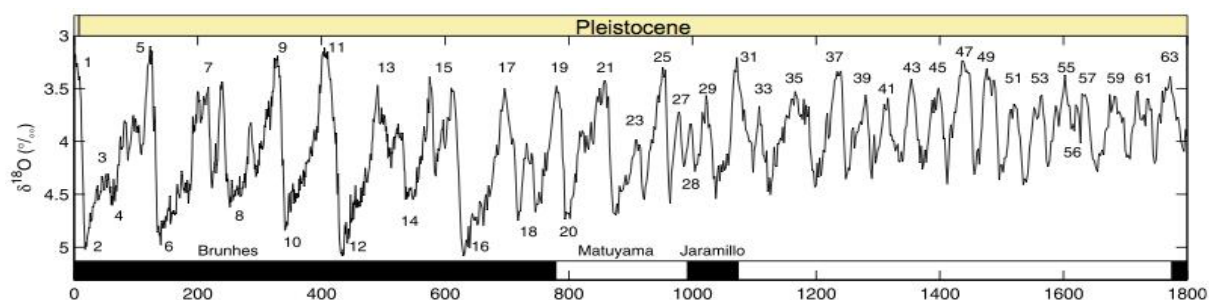


Figure 3-1: Courbe « LR04 » de référence depuis 1800 ka, avec la succession et la désignation des stades isotopiques d'après Lisiecki et Raymo (2005).

La cyclicité observée dans les variations climatiques glaciaire-interglaciaire est liée à la théorie de Milankovitch (1941, confirmé en 1970). Cette théorie astronomique des changements climatiques propose d'expliquer les alternances glaciaire-interglaciaire par les changements de l'insolation. La courbe d'insolation qui permet de corréler les courbes de référence tel que LR04 dépend de trois paramètres orbitaux : l'excentricité de l'orbite de la Terre autour du soleil de périodes 400 et 100 ka, l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre de période de 41 ka et la précession des équinoxes de périodes 19 et 21 ka.

On utilise ainsi les amplitudes, les « caractéristiques remarquables » de chaque stade (MIS) (Prell et al., 1986), pour corréler les mesures de la carotte ODP823B avec la courbe de référence (LR04) (Figure 3-2). La corrélation des variations isotopiques est effectuée grâce au logiciel « AnalyseSeries » qui est un outil graphique et interactif pour la corrélation stratigraphique entre les enregistrements sédimentaires et le développement de modèle d'âge (Paillard, 1998). Il se base sur la méthode classique décrite ici pour établir une échelle d'âge sur un enregistrement sédimentaire, en utilisant un signal comparable daté comme signal de référence (LR04). À l'aide de traceurs (*tie-point*) positionnés par l'utilisateur, le logiciel ajuste l'échelle de profondeur de l'enregistrement dans l'échelle d'âge de la référence.

Comme il a été noté au chapitre 2 (Contexte scientifique, matériel et méthode et résultats), en raison d'un faible nombre de foraminifères benthiques dans la carotte ODP823B, les mesures isotopiques ont été réalisées sur l'espèce planctonique *G. ruber white* sensu stricto. Contrairement aux enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ benthiques, qui reflètent principalement les changements du volume de glace (e.g. Waelbroeck et al., 2002), les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ planctoniques reflètent à la fois les variations de l'hydrologie des eaux de surface, température de surface locale et salinité (Duplessy et al., 1981) et les changements du volume de glace continentale.

Ainsi, on peut s'attendre à une variabilité plus importante dans les eaux de surface et à des amplitudes des cycles glaciaire-interglaciaire régionalement différentes, en raison des effets de

température et/ou de salinité. Dans les tropiques les variations de SST glaciaire-interglaciaire sont de l'ordre de 1-3 °C alors que dans les hautes latitudes, elles sont >5 °C.

Par conséquent, afin d'affiner les modèles d'âge basés sur les mesures isotopiques de foraminifère planctonique, d'autres profils $\delta^{18}\text{O}$ de carottes marines voisines, elles-mêmes basées sur la chronologie de LR04 et recouvrant la même période de temps, ont été également utilisées pour l'ajustement de la courbe isotopique du site ODP823B. Cette corrélation permet d'observer et de comparer un signal plus régional (ODP1123) avec des enregistrements mesurés sur des foraminifères planctoniques (MD06-3018, MD06-3019, MD97-2140).

La stratigraphie isotopique est un outil puissant qui a l'avantage de définir un nombre de points de contrôle d'âge-profondeur (*tie-point*) qui peut être utilisé pour définir un modèle. Bien qu'il subsiste des incertitudes liées aux limitations des taux de sédimentation, à la préservation des sédiments, au choix du point de contrôle ainsi qu'à la corrélation des enregistrements d'emplacements spécifiques aux courbes de référence globales, la stratigraphie isotopique peut fournir des modèles d'âge avec une incertitude absolue de l'ordre de ± 10 ka (Martinson et al., 1987).

La nature de la carotte, avec de nombreux événements gravitaires et des sédiments déformés, engendre de potentielles erreurs lors de la construction du modèle d'âge. Des périodes d'érosion et par conséquent une perte du signal isotopique est probable. La préservation du matériel est un autre facteur limitant. La recristallisation de calcite secondaire lors de la diagenèse, peut en effet biaiser les valeurs isotopiques initiales des tests de foraminifères. Cependant, l'examen des tests au microscope suffit à éviter les foraminifères potentiellement affectés. Chaque individu sélectionné pour analyse est vérifié, afin qu'il apparaisse bien préservé et exempt de tout remplissage par des cristaux de calcites issues d'une cristallisation secondaire à partir des carbonates de l'eau de mer ou au sein du sédiment.

3.1.2 La biostratigraphie : Les nannofossiles

Une unité biostratigraphique, également appelée biozone, est un ensemble de strates définies sur la base de son contenu unique, de sa distribution séquentielle et de son absence ou de ses combinaisons de fossiles. Les biozones de nannofossiles calcaires considérées dans ce travail sont basées sur des changements dans les modèles d'abondance des taxons.

Le principe est basé sur l'apparition (FO) et la disparition (LO) d'espèces pour établir des biozones qui ont été datées indépendamment (Wade et al., 2011). Il y a environ 40 ans, une série de

zonations biostratigraphiques de nannofossiles calcaires a été établie pour diverses parties de la colonne stratigraphique du Cénozoïque (Bukry and Bramlette, 1969, 1970 ; Hay et al., 1967 ; Martini and Worsley, 1970 ; Pujol et Giraudeau 1995). Ces études ont toutes été basées sur l'étude de forages sédimentaires spécifique des missions DSDP, ODP, IODP (JOIDES Journal, juin 1979, www.odplegacy.org). Plus récemment, Backman et al. (2012) a procédé à une révision des biozonations en combinant des données de basses et moyennes latitudes avec une haute résolution pour améliorer la précision stratigraphique des biozones de nannofossiles calcaires.

Il y a plusieurs niveaux de référence des nannofossiles utilisés pour subdiviser le Pléistocène. Par ordre chronologique, l'apparition d'*Emiliana huxleyi*, l'extinction de *Pseudo-emiliana lacunosa*, la première apparition de *Gephyrocapsa oceanica* et la première apparition de *Gephyrocapsa caribbeanica* sont les plus utilisés et, plus spécifiquement, la biozone de *Pseudo-emiliana lacunosa* proposée par Gartner en 1969 (Tableau 3-1). En effet, cette dernière espèce est souvent dominante dans les assemblages de nannofossiles du Pliocène moyen jusqu'au Pléistocène moyen. Pour cette période, elle constitue donc un excellent marqueur biostratigraphique. En revanche, cette espèce n'est pas présente dans les sédiments au-dessus du MIS12, sauf très rarement en tant que spécimens remaniés (Gartner and Lidz, 1972). Les études récentes de Raffi et al. (2006) puis de Backman et al. (2012) ont fourni des estimations d'âge pour toutes les biozones (exemple : références d'étalonnage). Ces estimations sont dérivées soit de la susceptibilité magnétique soit de la corrélation avec les MIS du Pléistocène d'après Lisiecki et Raymo (2005). D'après Backman (2012), l'erreur moyenne des estimations de l'âge pour les 27 biozones Pliocène-Pléistocène est de 7 ka.

3.2 La chronologie de la carotte ODP823B

3.2.1 Contraintes chronologiques apportées par la stratigraphie isotopique

Les courbes isotopiques décrivent (Chapitre 2 : Figure 2-11) une succession de cycles glaciaire-interglaciaire caractérisés respectivement par des valeurs isotopiques plus négatives et plus positives. L'amplitude de ces cycles climatiques est de l'ordre de 1.2-2 ‰ entre 0-35 m puis diminue jusqu'à <1 ‰ entre 35-45 m, 80-84 m et entre 103-132 m (base de la carotte).

L'identification des cycles climatiques et le calage temporel de la carotte ODP823B sont cohérents entre 0 et 27 m de profondeur, correspondants aux derniers 300 ka. Les stades isotopiques (1-8) et certains interstades comme MIS 5a-e sont identifiés. Cet intervalle couvre la période depuis la transition MIS8/MIS9 (environ 300 ka) jusqu'à l'Holocène. Le taux de sédimentation moyen est d'environ 5-6 cm/ka.

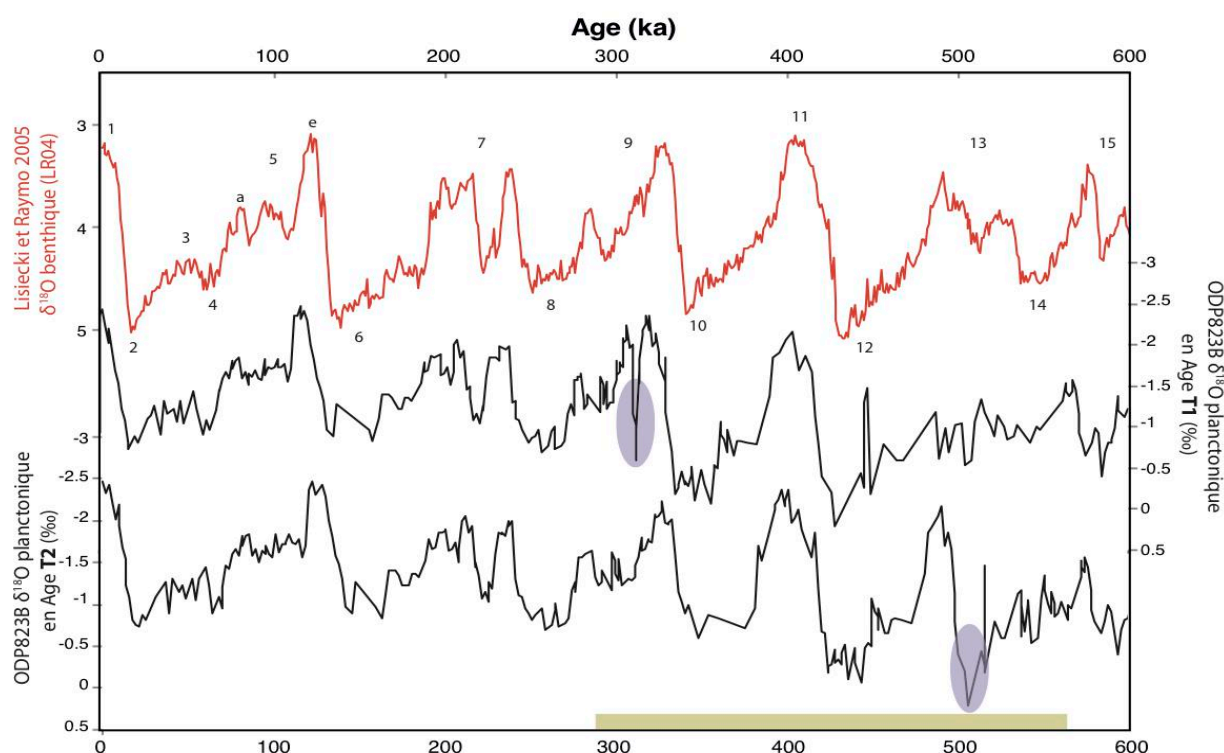


Figure 3-2: Représentation des deux modèles d'âge (T1 et T2) avec la courbe de référence LR04 (rouge). Les zones violettes correspondent aux anomalies isotopiques liées à l'interprétation du modèle d'âge. Le rectangle jaune identifie la zone dans laquelle les modèles diffèrent nettement.

A partir du début du stade MIS9 (27 m), deux hypothèses sont proposées (T1 et T2, Figure 3-2). Le modèle d'âge T1 positionne le MIS11 à environ 35 m de profondeur, là où les valeurs $\delta^{18}O$ *G. ruber* montrent la plus forte amplitude, de l'ordre de 2 ‰ (Figure 3-2-T1). Ce modèle d'âge implique nécessairement une forte anomalie dans la vitesse de sédimentation au milieu du stade isotopique MIS9 entre 25 m et 27 m qui correspondrait, soit à un remaniement (turbidite, slump), soit à un refroidissement abrupt. Le profil $\delta^{18}O$ de la carotte ODP823B mesuré sur l'espèce *G. ruber* (foraminifères planctoniques) peut refléter un signal régional des variations de l'hydrologie des eaux de surface. Il est peu probable qu'il y ait eu un refroidissement abrupt de l'ordre de 6 à 7 °C (équivalent à 1.5 ‰) qui pourrait expliquer la différence avec la courbe de référence mesurée sur des foraminifères benthiques. Cette anomalie $\delta^{18}O$ pourrait en revanche refléter un remaniement sédimentaire avec le déplacement du matériel sédimentaire déposé lors du MIS 12 par exemple. Cependant, les échantillons ont été sélectionnés dans un sédiment sans signe apparent de

perturbation (bioturbation, changement de couleur, variation de granularité ou figure de déformation). (*Annexe 1 : Photographies en planches des sections de carottes ODP823B*).

Entre 450-600 ka, les événements turbiditiques sont plus nombreux, la résolution et l'amplitude des cycles glaciaire-interglaciaire diminue et la précision du modèle d'âge diminue. En considérant l'hypothèse d'un taux de sédimentation constant, le MIS15 se situerait autour de 42 m de profondeur correspondant à un âge d'environ 600 ka. Les 45 m de dépôts sédimentaires correspondraient à la période couvrant les derniers 600 ka avec une vitesse de dépôt moyenne de 5 cm/ka (Figure 3-2-T1).

Un deuxième modèle T2 (Figure 3-2-T2) positionne le MIS10 autour de 27 m et le MIS11 à 28 m de profondeur. Ce modèle, introduit des anomalies isotopiques pour les MIS13 et 14, avec des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ respectivement basses (-2 ‰) et élevées (0 ‰). Ce modèle d'âge est similaire à celui réalisé par Alexander (1996) et utilisé par Braithwaite et al. (2004) entre 600 ka et le haut de l'enregistrement.

Quel que soit le modèle considéré, l'âge de la base de cette section de carotte de sédiment est daté à environ 600 ka à 45 m de profondeur.

Cinq cycles glaciaire-interglaciaire ont pu être identifiés entre 103 m et 132 m grâce à l'analyse des données $\delta^{18}\text{O}$ (Chapitre 2 : Figure 2-11) avec une amplitude moyenne de 0.7 ‰. La présence des larges unités déformées entre 46 m et 103 m isole cette partie de l'enregistrement. La base de la carotte ODP823B ne peut pas être contrainte chronologiquement par l'unique observation des isotopes stables.

(Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B).

3.2.2 Contraintes chronologiques apportées par les données nannofossiles

Lors de la mission ODP leg 133 en 1990, un échantillon de chaque section des carottes de sédiment A, B, C, du site 823 a été prélevé à bord puis analysé en lumière polarisée analysée au microscope. Sur l'ensemble du site ODP823, l'abondance et la bonne préservation des nannofossiles permet de fournir une première approximation biostratigraphique. Pour le haut de la succession sédimentaire (0-132 m), sept biozones ont été identifiées pour contraindre le modèle d'âge de la carotte ODP823. D'après le rapport de Watts et al. (1993), certains niveaux observés avaient potentiellement été sélectionnés dans des niveaux affectés par des processus de transport gravitaire.

Pour affiner les contraintes temporelles de certaines transitions, une dizaine de niveaux supplémentaires ont été observés (travail effectué par L. Beaufort, CEREGE/Université Aix-Marseille). Ces intervalles de temps sont indiqués dans le Tableau 3-1. Les observations fournissent des contraintes temporelles supplémentaires basées sur la présence/absence des spécimens de coccolithophoridés et ne permettent donc pas de définir précisément la biozone (LO ou FO). Cependant, les nouvelles informations permettent de mettre en évidence l'une des transitions majeures : la disparition de *P. lacunosa* datant de 430 ka qui se trouve entre 26.85 m et 27.85 m de profondeur (Figure 3-3 et Tableau 3-1).

Tableau récapitulatif des observations de nannofossiles de la carotte ODP823 d'après Wei et Gartner (1990) et L.Beaufort (Cerege)							
Profondeur (m)	Profondeur (cm)	Age minimum (ka)	Age (ka)	Age maximum (ka)	Caractéristiques nannofossiles biohorizons ou caractéristiques	Observation d'après	Référence pour l'âge publication
12.2	1220	NA	275	NA	FO <i>E. huxleyi</i>	Wei and Gartner (1993)	Rio et al 1990
26.85	2685	0	NA	405	<i>P.lacunosa</i> absent	Beaufort.L	Backman et el 2012
27.85	2785	430	NA	600	<i>P.lacunosa</i> absent	Beaufort.L	Backman et el 2012
31.86	3186	430	NA	600	<i>P.lacunosa</i> absent	Beaufort.L	Backman et el 2012
32	3200	NA	465	NA	LO <i>P. lacunosa</i>	Wei and Gartner (1993)	Rio et al 1990
34.65	3465	430	NA	600	<i>P.lacunosa</i> present l'acmé de <i>G.caribbeanica</i>	Beaufort.L	Backman et el 2012
35.45	3545	430	NA	600	<i>P.lacunosa</i> present l'acmé de <i>G.caribbeanica</i>	Beaufort.L	Backman et el 2012
40.85	4085	430	NA	600	<i>P.lacunosa</i> present l'acmé de <i>G.caribbeanica</i>	Beaufort.L	Backman et el 2012
43.63	4365	430	NA	600	<i>P.lacunosa</i> present l'acmé de <i>G.caribbeanica</i>	Beaufort.L	Backman et el 2012
45.25	4525	600	NA	1200	peu de <i>G.caribbeanica</i>	Beaufort.L	Raffi et al 2002
80.05	8005	950	NA	1200	<i>Gephyrocapsa</i> absent	Beaufort.L	Raffi et al 2002
80.2	8020	NA	920	NA	FO <i>Gephyrocapsa</i>	Wei and Gartner (1993)	Rio et al 1990
83.65	8365	950	NA	1200	<i>Gephyrocapsa</i> absent	Beaufort.L	Raffi et al 2002
95.5	9550	NA	1100	NA	LO <i>Gephyrocapsa</i>	Wei and Gartner (1993)	Rio et al 1990
103.95	10395	1250	NA	1560	<i>C. macintyreii</i> absent	Beaufort.L	Raffi et al 2002
105.7	10570	NA	1270	NA	LO <i>H. selli</i>	Wei and Gartner (1993)	Rio et al 1990
109.65	10965	1250	NA	1560	<i>C. macintyreii</i> absent	Beaufort.L	Raffi et al 2002
118.66	11866	1250	NA	1560	<i>C. macintyreii</i> absent	Beaufort.L	Raffi et al 2002
124.35	12435	1250	NA	1560	<i>C. macintyreii</i> absent	Beaufort.L	Raffi et al 2002
126.18	12618	1250	NA	1560	<i>C. macintyreii</i> absent	Beaufort.L	Raffi et al 2002
127.85	12785	1250	NA	1560	<i>H.selli</i> present, <i>C.macintyreii</i> absent	Beaufort.L	Raffi et al 2002
130.68	13068	1250	NA	1560	<i>H.selli</i> present, <i>C.macintyreii</i> absent	Beaufort.L	Raffi et al 2002
150.9	15090	NA	1450	NA	LO <i>C. macintyreii</i>	Wei and Gartner (1993)	Rio et al 1990

Tableau 3-1: Compilation des résultats de nannofossiles d'après Wei et Gartner (1990) avec les observations réalisées dans la présente étude sur le site ODP823.

Une bonne correspondance apparaît entre les nouvelles observations et celles effectuées lors de la mission ODP (Tableau 3-1). Les légères différences de datation sont dues aux différences de références utilisées pour estimer l'âge des biozones, comme, par exemple, la biozone *P. lacunosa* positionnée selon Rio et al. (1990), autour de 465 ka. Récemment, l'étude de Backman et al. (2012), propose une nouvelle datation pour cette même biozone (*P. lacunosa*), datée à 430 ka grâce au couplage avec d'autres méthodes de datations (stratigraphie isotopique et propriétés magnétiques).

La présence du « bouclier » distal observé au microscope sur l'espèce *P. Lacunosa* est un premier argument concernant la préservation des spécimens étudiés. Cet appendice fragile ne pourrait pas être conservé sous un régime de haute énergie ce qui constitue un indice concernant l'absence de transport des spécimens (Figure 3-3).

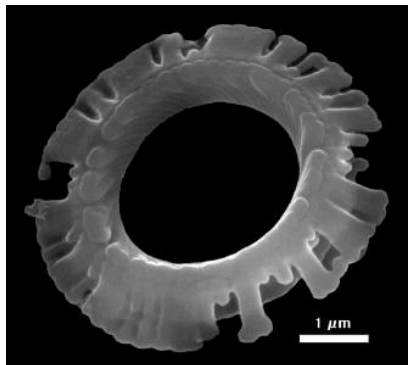


Figure 3-3: Photo MEB d'un spécimen de *P. lacunosa* provenant de la carotte ODP823B.

La présence d'argiles dans ce site permet une assez bonne préservation des spécimens de nannofossiles et garanti la bonne qualité des indices de biostratigraphie. Etant situé sur une marge mixte, le site ODP823 est assez riche en argiles (Figure 2-13), ce qui contribue à une meilleure conservation des nannofossiles. En effet, les particules d'argiles ont vraisemblablement des effets d'isolation sur les spécimens de nannofossiles, ce qui inhibe la diffusion et la re-précipitation, évitant ainsi les effets potentiels de diagenèse (Wei and Gartner, 1993).

On pourrait également supposer que la profondeur de la colonne d'eau est un autre facteur susceptible d'affecter la préservation des nannofossiles. En effet, les foraminifères et coccolites les moins résistants à la dissolution sont souvent dissous avant l'enfouissement dans les sites relativement profonds. Cependant, la bonne préservation des nannofossiles, comme des foraminifères, observés lors de la mission ODP pendant l'identification taxonomique permet de négliger cet effet.

L'ensemble des contraintes stratigraphiques est présenté dans la Figure 3-4 avec la proposition du modèle de la carotte ODP823B.

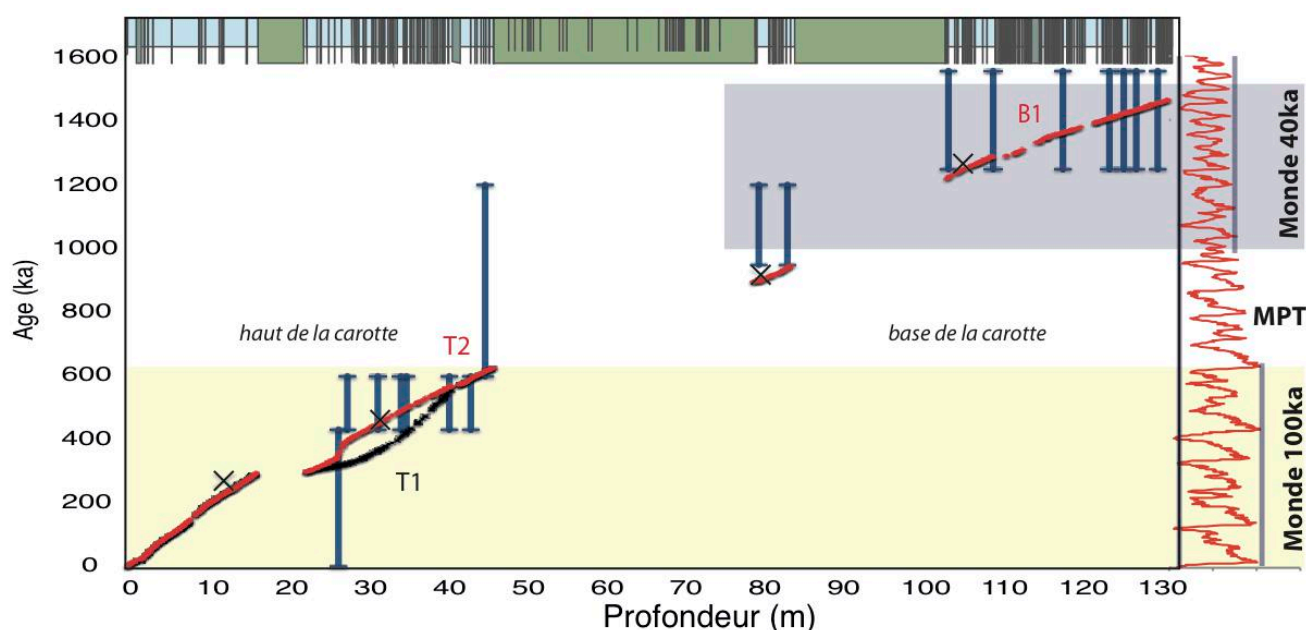


Figure 3-4 : Profil profondeur-âge de la carotte ODP823B, basé sur les mesures isotopiques et les nannofossiles. Les croix représentent les données nannofossiles d'après Katz et Miller (1993), les intervalles bleus correspondent aux données nannofossiles analysées dans cette étude. La courbe de référence LR04 est représentée en rouge avec une mise en évidence des variations d'amplitudes entre les périodes glaciaire et interglaciaire (rectangle gris). Le rectangle jaune représente la période climatique à la cyclicité de 100 ka et le rectangle bleu la période climatique à 40 ka. Ces résultats sont mis en relation avec la sédimentation via la représentation du log simplifié.

3.3 Le Modèle d'âge de la carotte de sédiment ODP823B

3.3.1 Chronologie des derniers 600 ka

L'apparition de l'espèce de nannofossile *E. huxleyi* autour de 275 ka est relativement en phase avec les modèles T1 et T2 proposés, en considérant les 50 ka de différence inclus dans les barres d'erreur. La disparition de *P. lacunosa* entre 26.85 m et 27.85 m de profondeur implique par définition que les sédiments hémipélagiques plus profonds soient situés entre 430 et 600 ka (Backman et al., 2012). Cette contrainte correspond mieux avec le modèle d'âge T2 (Figure 3-4). Enfin, le marqueur entre 43 m et 45 m de profondeur mis en évidence par *G. caribbeanica* correspond dans les deux types de modèles d'âge, contraignant l'ensemble de ce début d'enregistrement entre 600 ka (MIS 15) et l'actuel (MIS1). Dans l'ensemble, la superposition des deux méthodes de datation pour le haut de l'enregistrement indique une meilleure correspondance avec le modèle d'âge T2. Sur la base des contraintes temporelles de la stratigraphie isotopique et des observations de nannofossiles, le modèle T2 est choisi comme cadre chronologique de la carotte ODP823B entre 600-0 ka.

3.3.2 Chronologie de 900 à 1700 ka

La chronologie de la partie entre 79-83 m est peu contrainte. Le couplage des informations réduit l'incertitude d'âge de 500 ka, uniquement défini par l'interprétation des isotopes, à environ 200 ka, en ajoutant les observations de nannofossiles. L'absence de l'espèce de la petite *Gephyrocapsa* additionnée à la biozone FO *Gephyrocapsa* (Wei and Gartner, 1993) impose par définition un âge autour de 920-1200 ka (Raffi, 2002 ; Domenico Rio et al., 1990) à 80 m de profondeur. Sur la base de la disparition de *H. selii* et la présence de *C. macintyreii*, l'information apportée par les assemblages de nannofossiles impose par définition un âge compris entre 1250 et 1560 ka pour l'ensemble des points observés à partir de 105.7 m de profondeur (Figure 3-4). Malgré les incertitudes, avec l'ensemble des observations, via le couplage des isotopes et de la biostratigraphie, le modèle B1 est défini comme cadre chronologique de la base de la carotte ODP823B.

3.4 Cohérence régionale du modèle d'âge proposé

Afin d'affiner ce modèle proposé par couplage de la stratigraphie isotopique et de la biostratigraphie, des enregistrements similaires de $\delta^{18}\text{O}$ obtenus sur des carottes de sédiments marins plus proches sont comparés avec les profils $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte ODP823B. Toutes les carottes de sédiments sont bien contraintes chronologiquement et recouvrent la même période de temps. Cette comparaison permet de repérer un signal plus local par rapport à celui de la courbe de référence LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005). Une comparaison des mesures sur des foraminifères planctoniques (MD06-3018, MD06-3019, MD97-2140) qui se rapprochent davantage des analyses effectuées sur le site ODP823 (Figure 3-5).

La carotte de sédiment MD06-3018 a été prélevée au large de la Nouvelle-Calédonie. Le profil isotopique a été obtenu à partir de l'espèce de foraminifère planctonique *G. ruber white* (ss) (Russon et al., 2011). L'enregistrement couvre les derniers 1550 ka jusqu'à l'actuel. Selon Russon et al. (2011), ce profil isotopique reflète les variations régionales de l'hydrologie des eaux de surface mesurées à partir de sédiments hémipélagiques non perturbés. Le site MD97-2740 (De Garidel-Thoron et al., 2005) se trouve plus au nord dans la zone équatoriale. Un profil isotopique a également été obtenu à partir de la même espèce de foraminifère planctonique. Finalement, la carotte sédimentaire ODP1123 provenant du leg181 au large de la Nouvelle-Zélande fait également partie des enregistrements utilisés pour la construction de la courbe de référence LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005). Ce profil isotopique sur foraminifères benthiques permet d'observer les variations du signal isotopique à haute résolution (Hall et al., 2001 ; Harris, 2002) pouvant donner des caractéristiques supplémentaires aux stades isotopiques.

Dans tous les enregistrements, les successions des stades glaciaires et interglaciaires sont bien définies ainsi que le passage des variations d'amplitudes entre un monde à 41 ka et un monde à 100 ka (MPT) (Chapitre 1 : Introduction). La comparaison des différentes courbes met en évidence l'importance de la résolution, les variabilités en fonction de l'espèce mesurée (planctonique, benthique) et celles liées à l'aspect local.

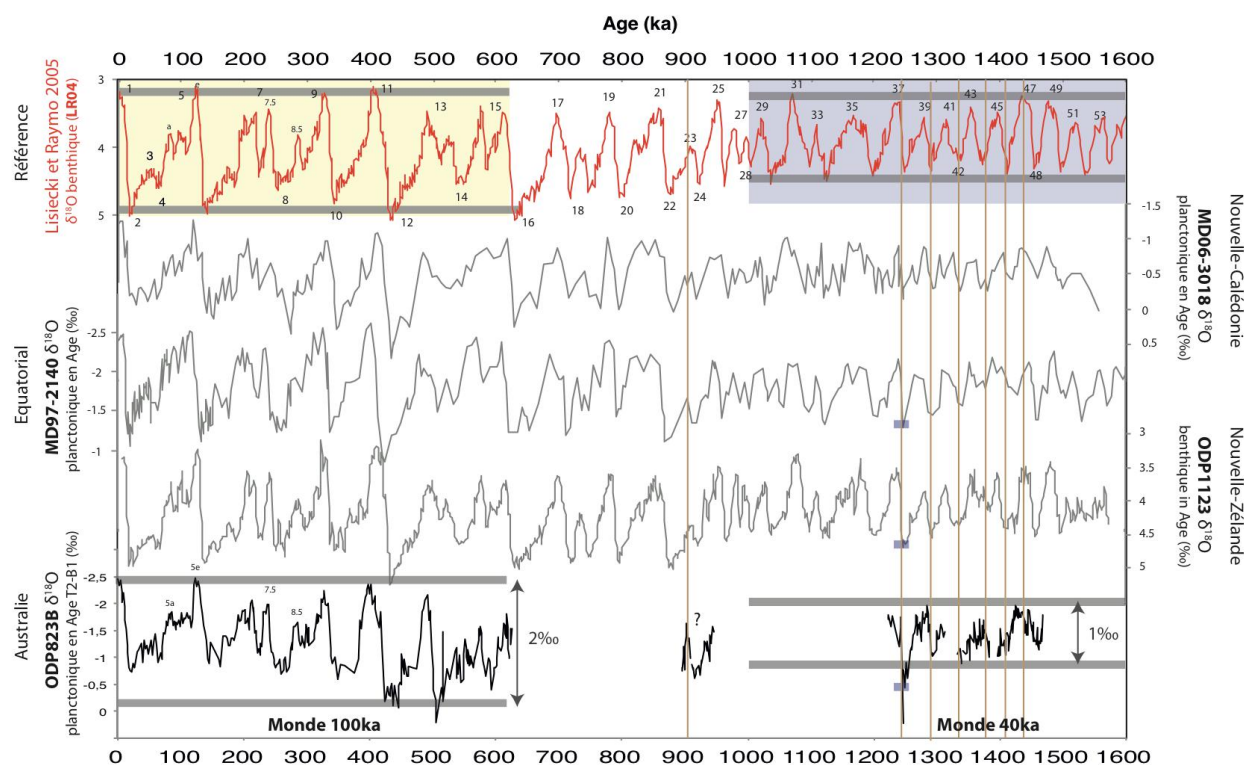


Figure 3-5: Comparaison des mesures des isotopes de l'oxygène de la carotte ODP823B en âge (T2-B1) (courbe noire) avec la courbe de référence LR04 (rouge) et des enregistrements d'autres carottes dans la même région (MD06-3018, MD97-2140, ODP1123). Mise en évidence des différentes amplitudes entre les périodes glaciaires et interglaciaires à 100 ka (rectangle jaune) et les périodes climatiques à 40 ka (rectangle bleu).

Pour le haut de la carotte, on retrouve une très bonne corrélation entre les profils isotopiques des différents enregistrements et le modèle proposé pour la carotte ODP823B, surtout dans la succession des stades isotopiques MIS11 à MIS1. En effet, des sous-stades peuvent être aussi corrélés (MIS 5a, 5e, 7.5, 8.5) grâce à la résolution de l'enregistrement. Cette comparaison confirme le cadre chronologique de cette partie de la carotte, matérialisée par une forte amplitude des cycles de l'ordre de 2 ‰. Comme décrit précédemment, l'anomalie autour du MIS13 avec des valeurs isotopiques importantes (>0 ‰) reste non expliquée et non remarquée dans les enregistrements des autres sites.

L'enregistrement étant perturbé et non continu, la corrélation pour la base de la carotte ODP823B est compliquée. Il est ainsi difficile d'établir une correspondance avec les autres enregistrements. Le choix du modèle d'âge est donc fortement contraint par les résultats des nannofossiles.

Également utilisées pour la corrélation stratigraphique, les variations du rapport $\delta^{13}\text{C}/\delta^{12}\text{C}$ sur foraminifères planctoniques sont en partie liées aux changements océaniques mondiaux dus au transfert, à grande échelle, du carbone de la biosphère vers la phase échangeable du CO_2 océanique (Shackleton, 1977). Cependant, les variabilités locales peuvent atténuer cette relation (Labeyrie and Duplessy, 1985). En effet, les changements isotopiques du carbone sont également un signal communément utilisé comme un traceur de la paléoproduktivité. Plus la productivité primaire est importante, plus le $\delta^{13}\text{C}$ planctonique des tests carbonatés est élevé (Berger et al., 1978). De par cette sensibilité locale liée à la pompe biologique, la corrélation des variations des isotopes stables du carbone mesurée sur la carotte ODP823 est comparée à un enregistrement proximal, la carotte MD06-3018 (Figure 3-6).

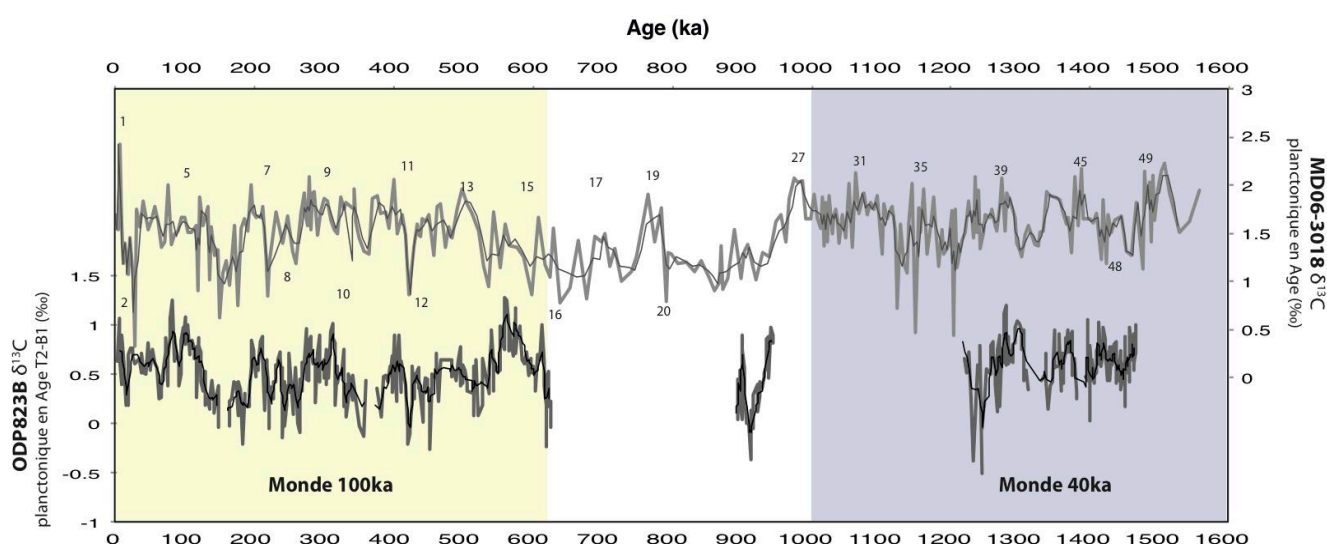


Figure 3-6: Comparaison des mesures des isotopes du carbone de la carotte MD06-3018 (courbes grises du haut, d'après Russon 2010) avec l'enregistrement du carbone de la carotte ODP823B en âge (T2-B1) (courbe noire du bas). Pour chacune des courbes est représentée sa moyenne mobile à trois points. Mise en évidence des cycles climatiques à 100 ka (rectangle jaune) et des cycles climatiques à 40 ka (rectangle bleu).

Finalement, le choix du modèle d'âge sur la base de l'enregistrement définit un profil de relation temps/âge relativement constant (Figure 3-4, courbe rouge). Par conséquent, l'accumulation sédimentaire, en apparence déformée entre 45 m et 103 m, n'impacte pas le taux de sédimentation.

Conclusions

Dans ce travail, il a été choisi de coupler la stratigraphie isotopique avec les données nannofossiles qui permettent d'identifier des biozones d'âges connus. Il a été possible de réduire les incertitudes et d'améliorer le modèle d'âge de la carotte sédimentaire ODP823B (0-132 m). Pour le haut de la carotte (0-45 m), ce chapitre met en évidence un cadre chronologique allant de 600 ka jusqu'à l'actuel, avec un excellent calage stratigraphique depuis 300 ka. Cette période est définie par la prédominance de cycles climatiques avec une périodicité de 100 000 ans, caractérisée par des amplitudes de 2 ‰ dans les variations isotopiques entre les périodes interglaciaires et glaciaires.

Pour la base de l'enregistrement (100-132 m), le calage chronologique est impacté par le manque d'informations en raison des zones de déformations. Cependant, d'après les observations de nannofossiles, le taux de sédimentation ne semble pas affecté. Suivant le modèle choisi, cette période allant de 1470 ka à 1250 ka est définie par la prédominance de cycles climatiques avec une périodicité de 40 000 ans, caractérisée par des amplitudes dans les variations isotopiques de 1 ‰.

La suite de l'étude, sera effectuée avec l'utilisation du modèle chronologique T2, un modèle affiné et proche de celui effectué par Wei et Gartner (1990), ainsi que par Alexander au cours de ses travaux de thèse (1996) et repris par Braithwaite et al. (2004). Ce modèle d'âge donne un cadre chronostratigraphique du site ODP823B, permettant de faire des interprétations de l'évolution temporelle de la plate-forme carbonatée de la marge continentale australienne, de la sédimentation et de la paléocéanographie avant et après la MPT.

4 Évolution de la Grande Barrière de **Corail depuis la transition du** **Pléistocène moyen : nouvel** **enregistrement d'une carotte** **sédimentaire ODP823**

Résumé

Ce chapitre, s'articule autour de l'étude sédimentaire de la carotte ODP823B en lien avec l'évolution de la production de carbonates néritiques et plus particulièrement la mise en place de la Grande Barrière Récifale au cours des derniers 1.5 Ma. Une analyse régionale est abordée avec la comparaison d'un autre site au large de la Nouvelle-Calédonie, évoquant l'hypothèse d'une mise en place globale des systèmes barrières de la mer de Corail. Une synthèse de l'article en français précède l'étude écrite sous forme d'article dans l'objectif d'une publication dans « Journal of Sedimentary Research ».

Sommaire du chapitre 4

4.1	Materials and methods	83
4.1.1	Site description	83
4.1.2	Description of Sediment cores	84
4.1.3	Analytical Methods	85
4.2	Results.....	87
4.2.1	Sediment core and turbidites observations	87
4.2.2	Age model of the core ODP823B	88
4.2.3	XRF (carbonate versus terrigenous content).....	91
4.2.4	XRD measurements and strontium concentration from WD-XRF	91
4.2.5	Estimating frequency and accumulation rates of turbidites deposits over the last 1.5 Ma.....	93
4.3	Discussion	96
4.3.1	Temporal variation in turbidites deposition, links with the growth of the GBR.....	96
4.3.2	Temporal variation in frequency and nature of the turbidites deposits in relation with sea level over last 600 ka	97
4.3.3	Regional signature of reef growth: Comparison with the New-Caledonia sediment core MD06-3019 over last 600 ka	99
4.3.4	Sediment flow evolution recorded in sediment cores adjacent the barrier reefs systems through the MPT.	102
	<i>Conclusion</i>	106
	<i>Acknowledgements</i>	106

Introduction et synthèse de l'article

L'histoire des récifs du Quaternaire est généralement étudiée à l'aide des forages de récifs, qui fournissent des informations spatiales limitées et sont soumis à des incertitudes de datation de l'ordre de ± 100 ka auxquelles se rajoutent les hiatus stratigraphiques (émersion-érosion). Cela signifie que toute corrélation entre l'expansion des récifs et les changements spécifiques dans le système climatique n'est pas bien contrainte. On sait que l'initiation de la production de carbonates sur les plateaux peu profonds se traduit par un signal sédimentaire dans les bassins plus profonds environnants, résultant du transport gravitaire de sédiments. Cette étude vise à vérifier de manière indépendante le modèle d'expansion de la grande Barrière de Corail autour de ~ 400 ka (Braithwaite et al., 2004 ; Humblet and Webster, 2017 ; Webster and Davies, 2003), en étudiant dans la carotte ODP823B les changements enregistrés par les turbidites dérivées des environnements peu profonds. L'hypothèse est qu'une expansion aussi importante de l'écosystème récifal devrait se traduire par des changements concomitants dans les dépôts dérivés de la plateforme. Les variations de paramètres tels que la fréquence, l'épaisseur, le contenu, la teneur en flux carbonatés (Ca, Sr pour l'aragonite) et en flux terrigènes (K, Ba) ont été analysées (Chapitre 2). L'enregistrement des événements gravitaires sur le site ODP823B bien contraint chronologiquement (Chapitre 3) met en évidence des variations significatives dans la fréquence des turbidites observées autour de 500-400 ka, associées à des pics de strontium. Cette signature sédimentaire est interprétée comme une évolution de la production carbonatée à faible profondeur et de son exportation. Les données collectées dans le cadre de la thèse de Foan (2015), sur le site MD06-3019, situé au large de la Nouvelle-Calédonie, ont été comparées en utilisant la même approche. Cette étude régionale à l'échelle de la mer de Corail permet de mettre en évidence le lien important entre facteurs locaux, essentiellement géomorphologiques, et les variations dans les enregistrements sédimentaires. La transition diminution simultanée dans les deux sites des fréquences de turbidites autour de 400 ka (Mid-Brunhes) révèle en revanche un facteur de contrôle commun, régional ou global.

Avec les enregistrements sédimentaires autour de 1200-1400 ka et de 0-600 ka, on peut observer les différences entre les apports dans le bassin au cours d'une période aux cycles climatiques à 40 ka et une période aux cycles climatiques à 100 ka, bien établis. La distinction des deux périodes montre essentiellement un changement de la contribution des flux terrigènes dans les sédiments, qui diminuent au cours du temps. L'expansion récifale est l'un des facteurs pouvant expliquer cette variation. La forte production carbonatée peut diluer le signal exporté. De plus, les apports terrigènes peuvent également être piégés dans le lagon induit par l'évolution géomorphologique du récif. L'hypothèse d'un changement climatique au cours des derniers 1.5 Ma est également

développé dans ce chapitre et retenu comme cause potentielle d'une augmentation de la production carbonatée.

Evolution of the Great Barrier Reef since the Mid Pleistocene Transition : new insights from deep-sea sediment core ODP823

Authors:

Schmitt A.¹, Elliot M.¹, Jorjy S.J.², Borgomano J.⁴, Foan A.⁵, Michel E.⁶, Tachikawa K.⁴, Masafumi M.⁷, Gupta L.⁷

¹LPG UMR 6112, 44300 Nantes, France

⁴IFREMER, 29280 Plouzané, France ³TOTAL Pau, 64000 Pau

⁵CEREGES, 13545 Aix en Provence, France

⁵School of geosciences, University of Edinburg, Edinburg, EH9 3JW, United Kingdom;

⁶LCSE, Gif-sur-Yvette;

⁷Kochi Core Center, JAMSTEC, Japan.

Abstract

Previous investigations into long-term evolution of the Great Barrier Reef have shown an expansion around 800-400 ka. Significant age uncertainties, due to the limitations of age models around this period, make it difficult to define the factors controlling these periods of reef expansion. We investigated a deep-sea sediment record, offshore from the Great Barrier Reef, to explore the relationship between changes in barrier reef edification, transport and sediment deposition in the adjacent basin. Variations in turbidite content, frequency, and accumulation rates in core ODP823B during last 600 kyr are interpreted as reflecting the amount of carbonate production on the platform and potentially, the development of the barrier reef in the province of the Great Barrier Reef. These results are compared with another similar sediment core located offshore of the New-Caledonia Barrier Reef. Both records show a significant synchronous shift in carbonate production around 500-400 ka, which we interpret as reflecting a regional expansion of barrier reefs. This age suggests that the reef initiation may have been related to the occurrence of sea level amplitude change during the Mid Pleistocene Transition. New long-term records of the concentration of different geochemical elements has been obtained for turbidites in core ODP823B, deposited between 1500-1200 ka. Calcium (Ca) and Strontium (Sr) as proxies for carbonate content and Potassium (K), Titanium (Ti) and Barium (Ba) for terrigenous flux. It is observed over this period that there is a change in the importance of terrigenous input, this is potentially the result of the expansion of the barrier reef.

Keywords : *West Pacific Warm Pool, Great Barrier Reef, Reef growth, Carbonate turbidites*

Introduction

The West Coral Sea contains two of the largest reef formations in the world: the Great Barrier Reef (GBR) and the New-Caledonia Coral Reef (NC). The term barrier reef is used for very extensive coral formations located on the ocean-edge of continental shelf ocean, separated from the mainland by a wide expanse of largely shallow water with deeper areas and canals (Braithwaite and Montaggioni, 2009). The deep basin depositional environment, off these two is a mixed carbonate-silicoclastic depositional system. The tropical mixed margin concept comes from Mount, (1984), who describes a system where large masses of terrigenous sand and mud discharge into a region of major neritic carbonate production (Dunbar et al., 2000; Page et al., 2003). In northeastern Australia, rivers sourced by Queensland rainforests discharge significant amounts of quartz and clay onto the continental margin, creating the world's largest extent mixed carbonate-siliciclastic depositional system (Davies et al., 1989; Maxwell and Swinchatt, 1970).

The dating of the barrier reef initiation and expansion is still poorly constrained. Information on Quaternary changes in reef growth has been mainly obtained through the study of bore holes taken from fossilized reef structures, for example the Florida Barrier Reef (Multer et al., 2002), such as Belize Barrier Reef (Droxler et al., 2003; Gischler et al., 2010) or the Ryuku Barrier Reef (Yamamoto et al., 2006). This approach also includes studies in New-Caledonia (Cabioch et al., 2008; Montaggioni et al., 2011) and the Great Barrier Reef (Alexander et al., 2001; Braithwaite et al., 2004; Humblet and Webster, 2017; Peederman et al., 1993; Webster and Davies, 2003).

In 1990 the leg ODP 133 was conducted to study the initiation, growth and demise of carbonate platforms in the central region of the GBR. Sixteen holes (Sites 811–826) were drilled on the Queensland and Marion Plateaus, in the Queensland and Townsville Troughs and on the GBR. Driven initially by Davies and McKenzies, this ambitious project subsequently led to numerous studies which aimed at estimating the age of GBR onset. Results have shown that reef growth initiated between 800 ka and 400 ka (Betzler et al., 1995; Cotillon et al., 1994; Davies et al., 1991; Dubois et al., 2008; Feary et al., 1993; Lawrence and Herbert, 2005).

Deep sediment cores can reveal the coupling between carbonate production, transport and sediment deposition offshore and distal locations of pure carbonate system (Droxler et al., 1983) or mixed siliciclastic-carbonate systems (Cotillon et al., 1994; Dubois et al., 2008; Glaser and Droxler, 1993; Harper, 2014). In addition to the observation of hemipelagic sediments, information of the distribution, frequency and composition of turbidites deposited in the basin has also been used as a potential marker of change in the production of the adjacent platform (in

the Atlantic Ocean (Andresen et al., 2003; Droxler and Schlager, 1985); and in the Pacific Ocean (Betzler et al., 1995; Droxler and Jorjy, 2013; Jorjy et al., 2008; Puga-Bernabéu et al., 2013, 2014; Webster et al., 2012). Deep sediment interpretation allows the interpretation of chronologically well constrained long-term record, that might not be preserved in shallower marine settings.

Despite a wide range of uncertainties resulting from the combination of different dating methods, all these investigations estimate the Barrier reef growth between 800 ka and 400 ka, during or just after one of the last major climatic transition: the Mid-Pleistocene transition (MPT). This period of time is characterized by a modification of the duration and amplitude of major glacial-interglacial cycles, of the terrestrial climate and expansion of ice volume. The main characteristic of this transition is a shift from obliquity driven 40 kyrs (>1400 ka) to apparently eccentricity driven 100 kyrs (<400 ka) glacial-interglacial cycles (hereafter 40kyr-world versus 100kyr-world).

With warm SSTs and high sea level, the interglacial MIS11 (~400 ka) has been proposed as a potential trigger for global reef barrier growth, including for the GBR (Droxler et al., 2003; Droxler and Jorjy, 2013; Montaggioni et al., 2011, 2015). Studies of distal cores in the upper part of the Marion Plateau dated slightly before 400 ka the onset of the South Central GBR at MIS 15 (Dubois et al., 2008) or MIS17 (Obrochta, 2004). A similar pre-MIS11 age (MIS15 or MIS13) has been suggested for reef initiation on the Western Australia Plateau, hypothesised as being related to the Leeuwin Current reinforcement and an increase in aridity and alkalinity (Gallagher et al., 2014). Alternatively, higher amplitude sea level oscillations after the Middle Pleistocene transition (Elderfield et al., 2012) have also been proposed as possible triggers for the extensive growth of coral reefs on the eastern Australian plateau (Dubois et al., 2008). Sea level and climate clearly influence the nature and timing of sedimentary deposits in the deep basins adjacent to continental margins (Davies et al., 1991; Droxler and Jorjy, 2013; Gischler et al., 2010; Kendall and Schlager, 1981). Turbidite deposition models of a silicoclastic system associate the presence of turbidites in the deep basin with glacial periods. Low sea level exposes the shelf and then, rivers can transport their sediment directly into the heads of canyons (Bouma, 1982; Gibbs, 1981; Mallarino et al., 2006; Schlager, 1993). Conversely, carbonate systems usually show that calciturbidites preferentially occur during interglacial periods. High sea level tends to flood the continental platforms, favouring the production and export of carbonated material (Andresen et al., 2003; Droxler and Schlager, 1985; Glaser and Droxler, 1993; Jorjy et al., 2010; Schlager et al., 1994).

This article aims to refine the existing age estimates of Quaternary barrier reef expansion along the Australian and New-Caledonia platforms, providing new insights into the regional history of these barrier reefs. In order to study the history of the Great Barrier Reef growth, a sediment core

located offshore the barrier has been studied (ODP823) and is compared to core MD06-3019 located offshore New-Caledonia. We use XRF measurements of Strontium which has been used as a proxy for aragonite content, and thus aragonite production. Strontium (Sr) is a metallic lithophile and found as a trace element in a number of minerals, such as: plagioclase, orthoclase and gypsum at low levels (300-1000 ppm), calcite and dolomite at intermediary levels (~1000 ppm) and aragonite at much higher levels (2000-8000 ppm) (Mielke, 1979). The preferential incorporation of Sr within aragonite can result in the Sr concentration of sediments being a useful proxy for the amount of neritic aragonite in sediments (Boardman et al., 1984; Dunbar and Dickens, 2003; Rothwell et al., 2006).

The sediment cores studied here are strategically located downslope from the major barrier reef systems. We conduct the **analysis of the frequency** of turbiditic/downslope deposits and **estimate their accumulation rate over the last 600 ka. Our hypothesis is that temporal changes** in these parameters provide information on the history for shelf carbonate production and the long-term evolution of the Great Barrier Reef. The observed patterns are **compared with results from a similar study of the barrier of New-Caledonia** (Foan, 2015). **Regional and local signatures** of sediments deposition are interpreted. Finally, we come to a **discussion of possible environmental controls on the long-term trends** (1.5 Ma) of carbonate production observed in both sites. These investigations on carbonate deep sediments can also provide new insights on the coupling between mixed shallow marine carbonate systems and distal turbidites.

4.1 Materials and methods

4.1.1 Site description

The temperature variation along the Queensland coastal belt in the Coral Sea is gradual and shows a latitudinal gradient. Modern, mean annual sea surface temperature (SST) decreases from 28 °C in the north (10°S) to 24 °C south (30°S) during the austral summer (DJF), and from ~ 26 °C to 18 °C in the austral winter (JJA) respectively (Figure 4-1).

At the core sites, SST range from 23 °C to 30 °C (ODP823) and from 21.5 °C to 28 °C (MD06-3019) (from NOAA: WOA05). The seasonal salinities near both study sites vary from 34.5 to 35.5 PSU (WOA 2005), between 0 and 120 m water depth.

Modern sea surface circulation in the Western Coral Sea, north of the study area, is largely dominated by the westward flowing South Equatorial Current (SEC) which crosses the Pacific from east to west and from 4 °S to 30 °S. Parts of the northern branch flow into the Solomon Sea and the Gulf of Papua, while a drift continues westward to the Northern Queensland Shelf (Kessler

and Cravatte, 2013b). The southern branch of the SEC divides locally around the islands of Vanuatu and New-Caledonia to finally join East Australian Current (Figure 4-1)

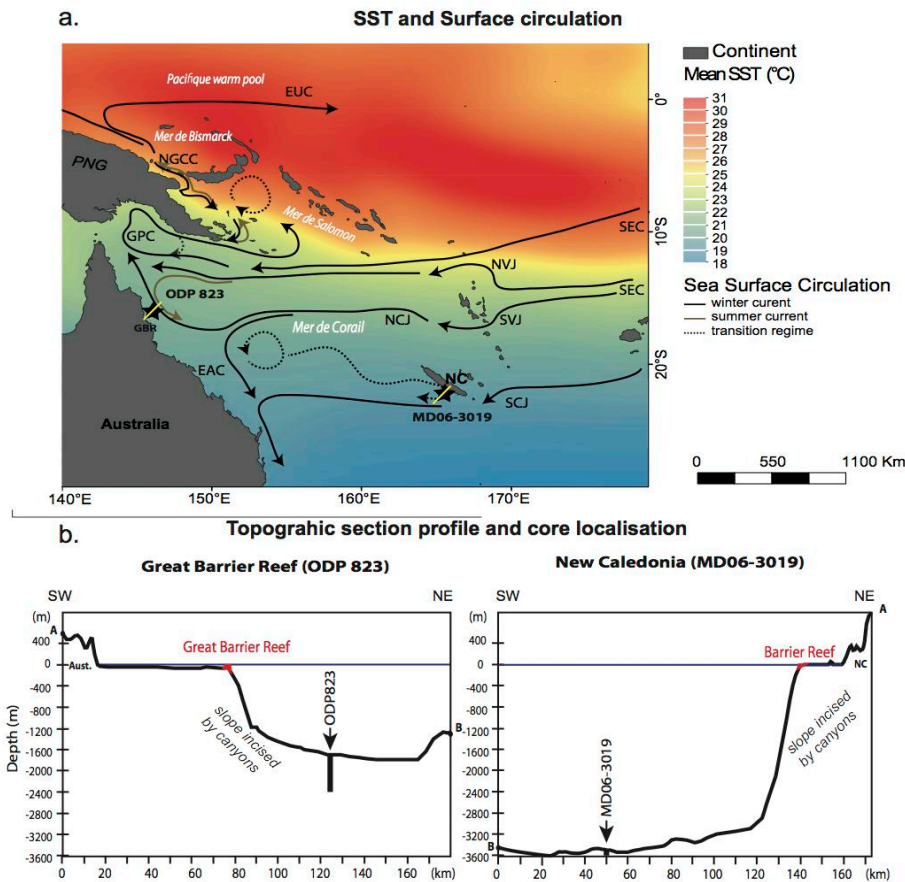


Figure 4-1: Regional setting of cores study. a. Modern mean annual Sea Surface Temperature (SST) in the western Pacific from NOAA WOA05, grid 1x1, mean temperature since 1962. Location of cores ODP823 and MD06-3019 (stars) and Coral Sea Surface Circulation: SEC, South Equatorial Current; NVJ, North Vanuatu Jet; SVJ, South Vanuatu Jet; NCJ, North Caledonian Jet; SCJ, South Caledonian Jet; and EAC, East Australian Current (Burrage et al., 2012; Regoli et al., 2015). b. Topographic section profile from land (A) to the basin (B) through the slope showing the positions of the sediment cores studied (south west-north east section).

4.1.2 Description of Sediment cores

4.1.2.1 ODP823

ODP823B sediment core (16°00'S, 146°09'E, 1637 m water depth), drilled in 1990 during leg 133, is located in the Queensland Trough, at the north-eastern part of the Great Barrier Reef retrieved ~50 km offshore of Cairns (Figure 4-1). At this location, the slope of the continental margin is incised by numerous submarine canyons along which sediments have been transported from platform to basin (Puga-Bernabéu et al., 2013) (Figure 4-1).

MD06-3019 sediment core (22°31'S, 165°12'E, 3520 m water depth) was collected during the 2006 AUSFAIR/ZoNéCo12 cruise on board the RV Marion Dufresne. The sediment core is located

on the eastern side of the New-Caledonia Trough retrieved ~110 km offshore from Grande Terre (Figure 4-1).

This sediment core is a 36.25 m long giant piston core. Based on isotopic stratigraphy the core age model covers the interval from 1.25 Ma (MIS38) to the present day (Foan, 2015). The core is mainly composed of hemipelagic sediment interbedded by 79 sandy layers, that represent a cumulative thickness of 446 cm. The mean sedimentation rate calculated from this core interval is ~3 cm/kyr.

4.1.3 Analytical Methods

4.1.3.1 Sediment core description and turbidites contents

Description of the sedimentary core ODP823B, stored at Kochi Core Center (Japan), provided information on the nature and thickness of the different sediments, especially the 79 turbidite layers were visually identified and adjusted with RX pictures, then their thickness measured. These turbidites were sampled (105 samples: 1 to 9 samples per events) and observed under a binocular microscope. Turbidites can come from the shelf, with a neritic or terrigenous origin or be the products of a reworking of slope sediments (Coniglio and Dix, 1992). Thus, within the different turbiditic events, several categories of sediments are potentially identifiable according to their sources. Based on point counting, the turbidite content was divided into three main categories according to their dominant composition: neritic or “calciturbidites” (>1/3 of neritic bioclast), “terrigenous” (>1/3 of silicious clast) and “pelagic” (>1/3 of foraminifera sand).

4.1.3.2 Isotope stratigraphy

Regular samples (10 cc) were selected every 10 cm in the hemipelagic sediment from the core top (0 m) to ~45 m, from 79 to 83 m and from 103 to 132 m depth. Large areas of disturbed sediment were not sampled, to avoid reworking. Samples were washed and sieved with a 150 microns mesh; planktic foraminifera *G. ruber white* (ss) were handpicked within the size fraction 250-315microns, and stable isotope measurements ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) were performed. A first set of samples was measured at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif-sur-Yvette, France) on GV Isoprime and OPTIMA mass spectrometers. A second set of samples was measured at Leibniz laboratory (Kiel, Germany) using a Kiel IV carbonate preparation device connected to a MAT 253 mass spectrometer from ThermoScientific. The overall precision of laboratory internal and international standards (NBS19 and IAEA-603) is ± 0.05 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and ± 0.09 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ values. During preparation the carbonates were reacted with 100 % phosphoric acid (H_3PO_4) under vacuum at 75 °C, and the evolved carbon dioxide was analysed eight times for each individual sample. All values are reported in the Vienna Pee Dee Bee notation (VPDB) relative to NBS19.

On the basis of ten duplicates, the intercalibration is ± 0.094 ‰ and ± 0.169 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ respectively. Based on the combination of precision and accuracy from both laboratories, the results are included as errors.

Since the age model of core **MD06-3019** is based on oxygen isotopes; samples were selected every 10 cm from the background pelagic ooze. Stable isotopes analysis was conducted on *G. ruber white* (ss) in size fraction >315 microns, performed on a Thermo Electron Delta + Mass spectrometer at the University of Edinburgh.

4.1.3.3 Observation of nannofossils

Ten levels of nannofossils were dated in core ODP823B (analyses performed at CEREGE: University Aix-Marseille). These observations provide temporal indications based on the presence/absence of specimens of coccolithophorides. The main specific nannofossil biozones used in this study are the Lowest Occurrence (LO) of *P. lacunosa*, *G. carribeanica* (Backman et al., 2012) and *C. mcintyreii* (Raffi, 2002).

4.1.3.4 XRF core scanner

The entire **core ODP823B** was measured by the XRF core Itrax scanner from Cox Analytical Systems, at the Jamstec laboratory (Japan). The data were collected every centimeter on a surface of 1.5 cm² with a counting time of 10 seconds at 30 KV and 55 mA, providing information on 32 chemical elements. The elements used in this study are restricted to the representative carbonate chemical elements: calcium (Ca), strontium (Sr), and terrigenous elements: potassium (K), iron (Fe) and barium (Ba). Equivalent XRF measurements of **core MD06-3019** were made on Avaatech XRF core scanner at Ifremer, Brest (France).

4.1.3.5 X-Ray Diffraction and WD-XRF

A Bruker D8 Advance detector from Ifremer (Brest) was used to determine the carbonate (calcite, aragonite) and terrigenous (quartz, clay) content of **ODP823B** sediment. 40 samples from hemipelagic sediment and 19 samples from turbidites events were selected along the core, crushed and exposed to x-ray radiation. In addition, the 59 samples were also measured by a WD-XRF, which works on the principle of wavelength dispersion. This device expresses the proportions of the various elements in percentage or ppm relative to a given sample previously prepared in pearl form. Since the same samples were analysed, this additional data could be compared to the core scanner values, in order to make more precise observations between the XRD and WD-XRF data values.

Aragonite and quartz content on the **core MD06-3019** were measured using a Bruker D8 Advance with sol-X Energy Dispersive detector at School of Geoscience, University of Edinburgh. In total, 8 samples in the background and 46 samples in coarse sandy/turbidite layers were analysed.

4.1.3.6 Event timing analysis

The timing of turbidity events on the first 600 kyr recorded by core ODP823B has been tested for significance by Monte Carlo analysis. A fully stochastic system was assumed and the frequency of deposition of all layers over the period was analysed. A Monte-Carlo simulation of 5000 repetitions was set up to generate 79 randomly distributed layers over a 600 ka period. The minimum, median and maximum of the random distributions generated by Monte Carlo simulation has been compared to the actual distribution of turbidites in ODP823B record over last 600 ka.

4.2 Results

4.2.1 Sediment core and turbidites observations

The **sediment core ODP823** is composed of hemipelagic carbonate ooze, interbedded with numerous gravity-flow deposits that have been interpreted as turbidites, debris flows, and slumps in agreement with the Shipboard Party (1991). From the top core down to 45 meters deep, more than 80 sediment gravity-flow deposits occur with a cumulative thickness of 630 cm, including one large plurimetric (500 cm wide) slump (from 17 to 22 m) which has not been analyzed. Between 103 and 132 m, sediments are composed of hemipelagic layers interbedded with 113 turbiditic episodes (total thickness of 767 cm.). From Monte Carlo simulation, over last 600 ka, the maximum number of turbidites in a 100 kyr window is outside the range of confidence from 5 to 95 % of what would be expected from a random distribution. This observed difference highlights a mechanism that controls the temporal variation of turbidites

In this context of mixed sedimentary system, both siliciclastic and neritic carbonate sediments are transported from the shelf and the platform to the adjacent basin. In general, small amounts of quartz are constantly present, especially in the <63 μm fraction. The samples observed according to their dominant compositions (terrigenous, bioclastic or pelagic) are presented in Figure 4-2 and Figure 4-3.

Terrigenous dominated turbidites: several turbidites are rich in lithic content. These quartz rich sands indicate a major terrigenous input. In total, 10 turbidites observed contain significant quantities of quartz and mica (>1/3) 3 turbidites, corresponding to total thickness of 65 cm,

within the top core (0-45 m) and 7 turbidites corresponding to total thickness of 185 cm within the base (103-132 m).

Calciturbidites: some turbidites are composed by bioclastic sands. Bioclasts are represented by bivalve fragments, ostracods, echinoids, large benthic foraminifers, which attest a neritic source. In total, 41 turbidites are essentially composed by bioclastic sand ($>1/3$): 8 turbidites (10 %) corresponding to 263 cm of thickness in the top core (0-45 m) and 32 turbidites (28 %) corresponding to 205 cm of thickness in the base (103-132 m).

Mix turbidites with pelagic dominated content: largest single component is made of pelagic foraminifera thought to be from entrainment of pelagic material from the slope. In total, 33 turbidites are composed of pelagic sand ($>1/3$): 20 turbidites (25 %) corresponding to total thickness of 226 cm in the top core (0-45 m) and 13 turbidites (12 %) with total thickness of 110 cm in the base (103-132 m).

4.2.2 Age model of the core ODP823B

Planktic $\delta^{18}\text{O}$ record from core ODP823B displays a typical « sawtooth » profile; characterized by cycles of gradually increasing $\delta^{18}\text{O}$ values toward a maximum ($\sim 0.22\text{‰}$), corresponding to glacial periods, followed by an abrupt and rapid decline in $\delta^{18}\text{O}$ values during the transition into interglacial periods (-2.46‰). Mean glacial-interglacial amplitudes vary from 2 ‰ over the top 45 m to 1 ‰ at the base of the record (103-132 m). Using the isotope record coupled with nannofossils information, the top 45 meters correspond to the past 600 ka (± 10 ka) from MIS1 to MIS 16 (Figure 4-2) with mean sedimentation rate around 7 cm/kyr. Based on the same method, the section between 103-132 m is dated from 1468 to 1220 ka (± 10 ka) corresponding to a mean sedimentation rate of ~ 8 cm /kyrs (Figure 4-3).

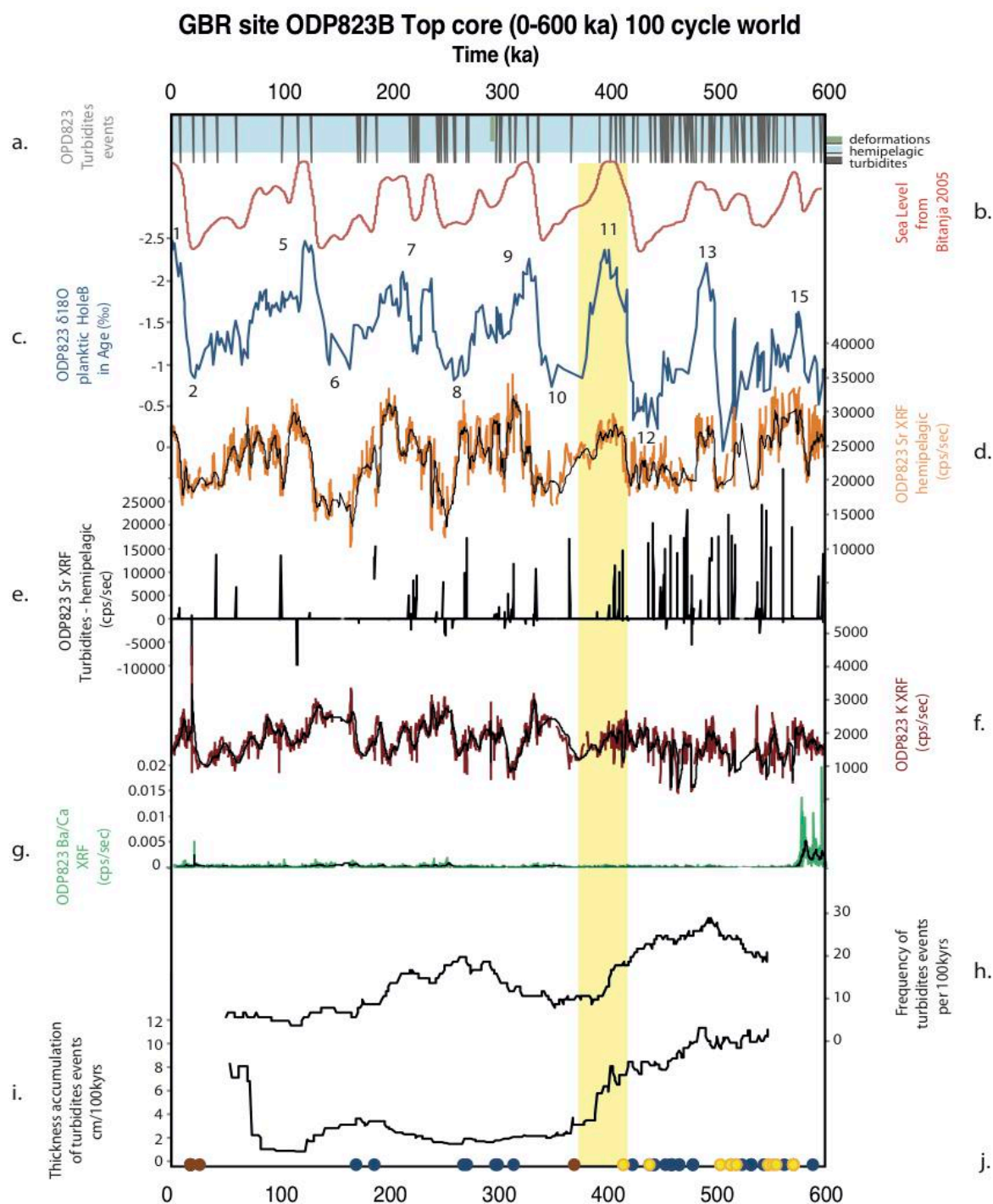


Figure 4-2: ODP823 data results in age over last 600 ka. a, Sediments distinction: hemipelagic (blue) turbidites events (grey line) and deformation (green) over time. b, Sea Level from Bintanja (2008) references (red) c, Oxygen isotopes ($\delta^{18}O$) from planktic foraminifer (*G. ruber*), with MIS interpretation. d, Hemipelagic strontium from XRF measurement (cps/sec). e, Turbidites strontium (Sr) from XRF measurement (cps/sec). f, Potassium (K) from XRF measurement (cps/sec). g, Barium/calcium (Ba/Ca) ratio from XRF measurement (cps/sec) h, Turbidites frequency per 100 kyrs using moving window i, Turbidites thickness accumulation per 100 kyrs (cm) using moving window j, Turbidites content observation, distinction according to their dominant source: Terrigenous (brown circle), Platform (yellow circle) and Pelagic (blue circle). The yellow bar refers to the global transition to all the way down the graphic stack.

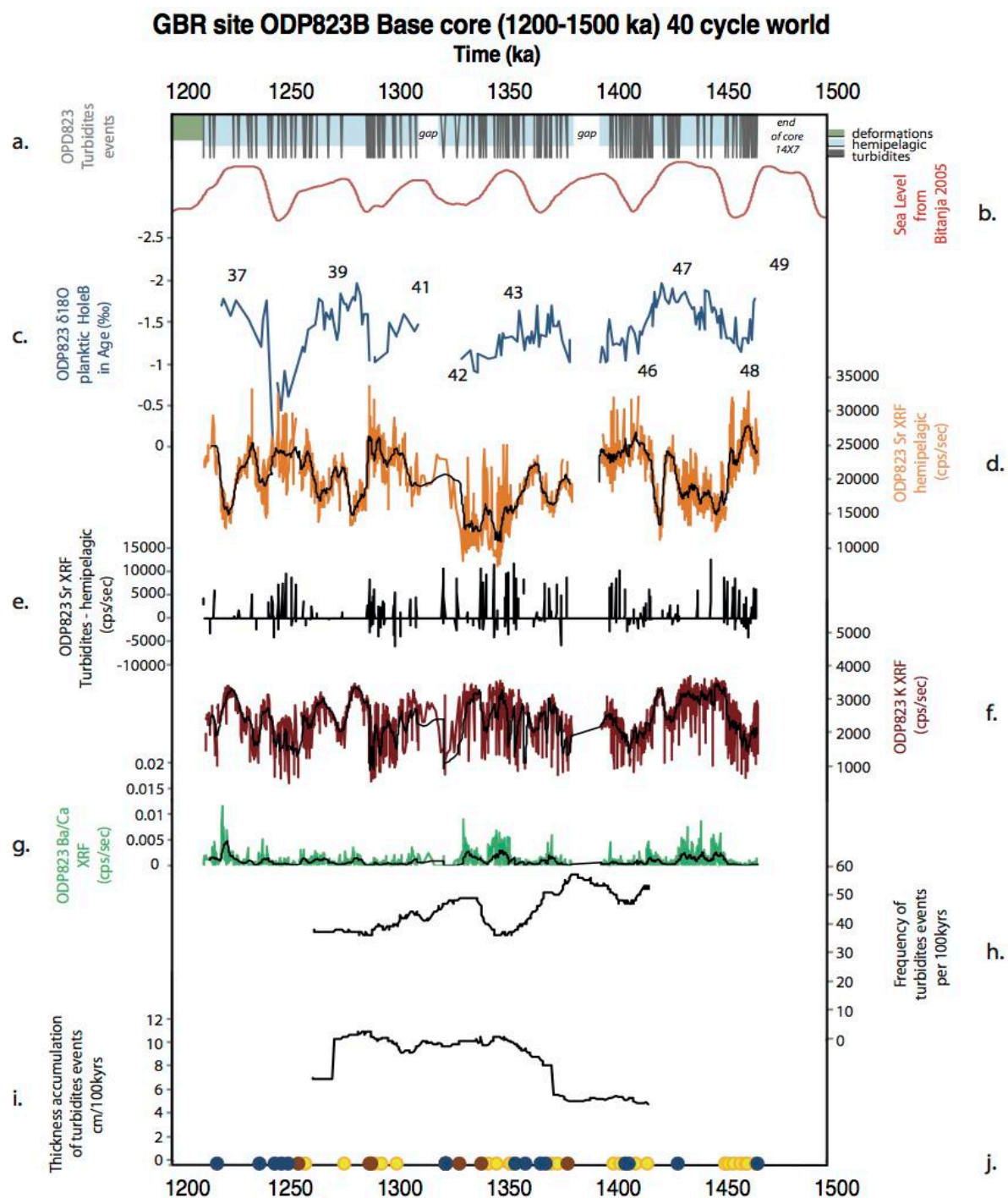


Figure 4-3: ODP823 data results in age from 1500 to 1200 kyrs. a, Sediments distinction: hemipelagic (blue) turbidites events (grey line) and deformation (green) over time. b, Sea Level from Bintanja (2008) references (red) c, Oxygen isotopes ($\delta^{18}O$) from planktic foraminifer (*G. ruber*), with MIS interpretation. d, Hemipelagic strontium (Sr) from XRF measurement (cps/sec). e, Turbidites strontium from XRF measurement (cps/sec). f, Potassium (K) from XRF measurement (cps/sec). g, Barium/calcium ratio (Ba/Ca) from XRF measurement (cps/sec) h, Turbidites frequency per 100 kyrs using moving window i, Turbidites thickness accumulation per 100 kyrs (cm) using moving window j, Turbidites content observation, distinction according to their dominant source: Terrigenous (brown circle), Platform (yellow circle) and Pelagic (blue circle).

4.2.3 XRF (carbonate versus terrigenous content)

Downcore fluctuation in Sr (XRF) content in ODP823B ranged from ~4013-60856 cps/sec. The mean value from 0-45 m is ~ 25600 cps/sec slightly higher than during the section between 103-132 m which is around 21000 cps/sec. High-resolution XRF recordings are characterized by well-developed cyclic variation in element concentration, punctuated by abrupt Sr signal increases correlated with turbiditic events (Figure 4-2 and Figure 4-3). At the top of the core (0-45 m), the background variability of Sr (a proxy for aragonite content, see below) follows the trends in $\delta^{18}\text{O}$ records. High Sr correspond to interglacial periods and low Sr record to glacial periods. The opposite trend is observed in the deeper core section from 100-132 m when Sr and $\delta^{18}\text{O}$ seem correlated, ie Sr increased during glacial periods.

Fluctuations in K, contained in silicates and oxides derived from the erosion of continental rock, is used as a proxy for terrigenous input. These K content values of sediment in ODP823B are anticorrelated with Sr values. The mean value at the top of the core (0-45 m) is 1730 cps/sec lower than during the base (103-132 m) 2228 cps/sec.

4.2.4 XRD measurements and strontium concentration from WD-XRF

The aragonite and quartz content measured on several XRD samples are used to estimate variabilities of mineral phases over time.

Of the samples analysed the mean aragonite content is 16 %, with a maximum value of 36 % recorded in turbidites layers and minimum value of 4 %, also recorded in turbidites layers. The mean aragonite value for turbidites is 25 % and 11 % in hemipelagic sediment, with tendency to increase from the base to the core top from 21 % to 29 % and 10 % to 12 % in turbidites and hemipelagic sediment, respectively (Table 4-1).

The quartz content measured on samples has a mean value of 10 %, with maximum of 28 % recorded in turbidites and minimum of 1 % also recorded in turbidites layers. The average quartz value recorded in turbidites is 10 % and in hemipelagic sediment is 9 %, with tendency to slightly decrease over time from 11 % to 9 % and 12 % to 7 % in turbidites and hemipelagic sediment respectively (Table 4-1).

The strontium measured by WD-XRF in the same sample ranges from 788 ppm to 3510 ppm with an average of 1926 ppm. Similar to the aragonite observations from XRD analysis, there is a trend of increasing over time, from 2142 ppm to 2872 ppm in turbidites layers and from 1448 ppm to 1907 ppm in hemipelagic sediments (Table 4-1).

	Top core		Base core	
Depth (m)	0-45		103-132	
Age (ka)	0-600		1200-1500	
Cyclity	100 Kyr world		40 Kyr world	
Type of sediment	Hemipelagic	Turbidite	Hemipelagic	Turbidite
<i>n</i>	20	9	20	10
Aragonite (%)	12	29	10	21
Quartz (%)	7	9	12	11
Strontium (ppm)	1907	2872	1448	2142

Table 4-1: Downcore mean aragonite and quartz values from XRD (%) and mean strontium values measured from the same samples by WD-XRF in top core OP823B (0-45 m, corresponding to 0-600 ka) and the base of the ODP823B (103-132 m, corresponding to 1200-1500 ka). *n* = number of samples analysed.

The correlation between the XRF Core Scanner and WD-XRF measurements was observed through the 60 selected samples. Strontium is a heavy element that measures well on the XRF bank, so it is possible to make a direct correlation between the bank Sr (cps/sec) curve and the quantitative Sr (ppm) data obtained by WD-XRF. For the ODP823B core the relation is good with a $R^2 = 0.88$.

Sr (ppm) measured by WD-XRF and percent aragonite displays a significant fit with $R^2 = 0.795$ (Figure 4-4). The Sr seems to be controlled by the amount of aragonite establishing, the high-resolution variability of the Sr measured by the core XRF scanner as a reliable proxy for neritic aragonite in the study site (Droxler and Jorjy, 2013; Droxler and Schlager, 1985; Harper et al., 2015; Paul et al., 2012; Reijmer et al., 1988).

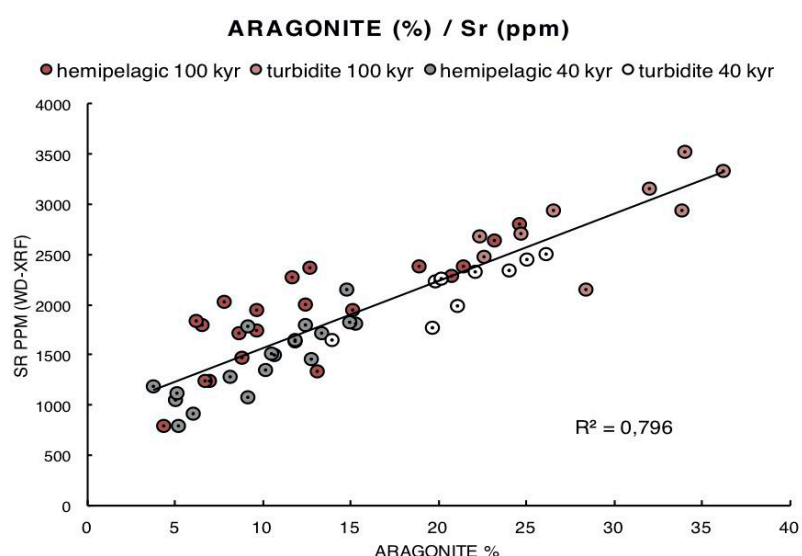


Figure 4-4: Plot correlation of core ODP823 Sr ppm (WD-XRF) and aragonite percent (XRD), yield an $R^2 = 0.795$. Sediment and periods distinction: hemipelagic from 0-600 ka (red circle, *n* = 20); turbidites from 0-600 ka (pink circle, *n* = 10); hemipelagic from 1200-1500 ka (grey circle, *n* = 20); turbidites from 1200-1500 ka (white circle, *n* = 10).

4.2.5 Estimating frequency and accumulation rates of turbidites deposits over the last 1.5 Ma.

The turbidite events were analysed to examine the timing, frequency and mean thickness of events with a 100 kyr with moving window of sediment deposits. The deposits' timing is observed according to their deposition during low stand sea level interpreted as glacial (G), transgression (T), high stand sea level interpreted as interglacial (IG) and regression (R) periods. The cutting periods method (25:50:25) is based on $\delta^{18}\text{O}$ values split into quarters.

During the last 600 kyr, a transition in the trend of turbidites frequency and accumulation rate/100 ka is observed at ~430 ka (MIS12). This transition is characterised by a significant decrease in frequency of turbidite deposition, from 30 to 10 events/100 kyr, and a decrease in mean thickness of events from maximum of 11 cm/100 kyr to 2 cm/100 kyr. Both maximum of frequency and thickness occurred at around 400 ka. After 430 ka the turbidite frequency and mean thickness are reduced by a factor 6 (Figure 4-2).

In general, over the past 600 ka, 26 turbidites events occurred during interglacials (33 %) and 23 during regressions (29 %) and 17% and 20 % during glacials and transgressions respectively (Figure 4-5a). By observing the evolution trends during the various stages over the last 600 ka, a transition of regime appears around MIS12. Before MIS12, turbidites were generally deposited during regressions (MIS15-14; MIS13-12) with 8 events in each period, corresponding to 40 % of the events present between 600 and 430 ka. After MIS12, turbidite preferentially occurred during interglacial periods (MIS9; MIS7; MIS5; MIS1) (Figure 4-5).

Overall all turbidites decrease in thickness over the period, there is no apparent influence that the position in the glacial-interglacial cycle seems to assert over the last 600 ka. Over the 79 events deposit in the last 600 kyr, mean thickness layers is ~8 cm. The thickest event occurred during MIS2 (Last Glacial Maximum), is characterized by pluricentimetric turbidites (54 cm) normally graded from the base to the top. By observing the evolution trends during the various MIS stages over last 600 ka, a transition appears around MIS12 as previously observed on the general trend (Figure 4-2), with a significant decrease in accumulation thickness from the average of 10 cm/100 kyr to 2 cm/100 kyr, with the exception of the turbidite events during the LGM (Figure 4-5).

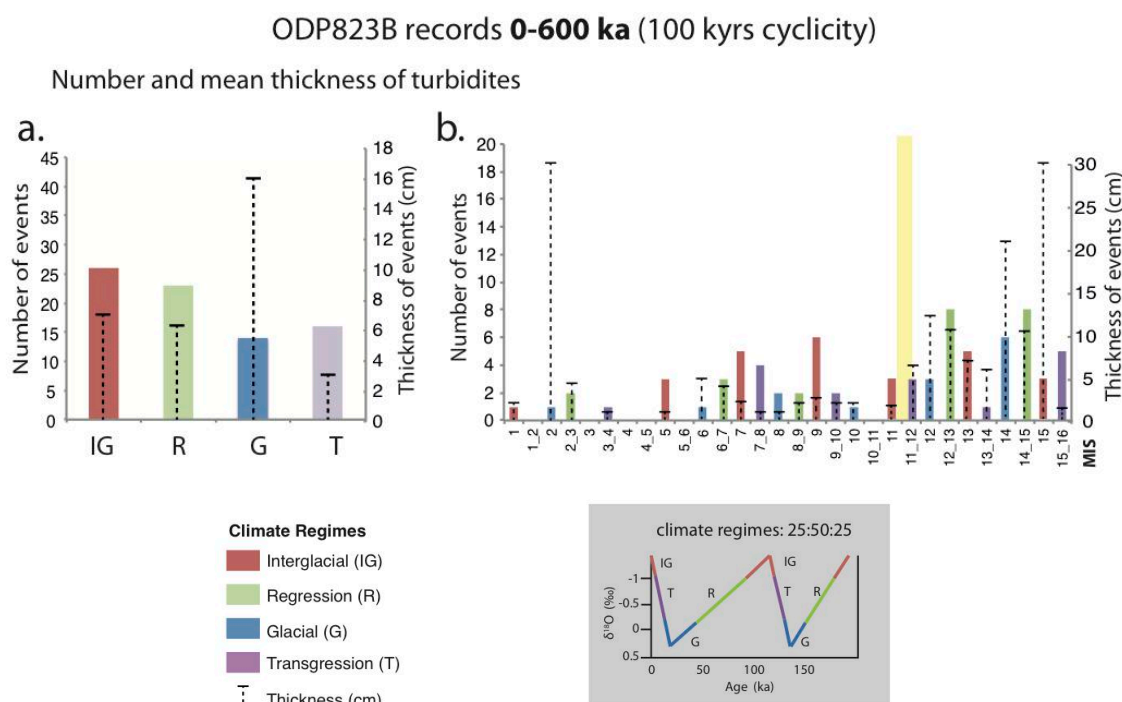


Figure 4-5: Change in proportion of turbidite layers deposition in core ODP823B during last 600 ka over the four different regimes: interglacial (red bar), regression (green bar), glacial (blue bar), transgression (purple bar) a. Number of turbidite layers deposited and mean thickness of turbidites (cm) during each regime over the complete period since 600 ka. b. Number of turbidites layers deposited and mean thickness of turbidites (cm) during each stage (MIS). The yellow bar refer to the global transition.

From 1500 to 1200 ka, turbidites are characterized by high frequency (>50 events /100 ka) and high mean thickness (10 cm / 100 ka). Turbidite deposition occurred 37 % during interglacials, 34 % during glacials, 20 % during regressions and 9 % during transgressions. No specific trends define the distribution of turbidites in the different MIS's and timing relative to changes in sea level (i.e. transgression, glacial, regression or interglacial).

The most significant event occurred during the transgression between MIS42-41 ~ 1320 ka (thickness 134 cm). Apart of this event, the average thickness of turbidites is about 5 cm/ 100 kyr (Figure 4-6).

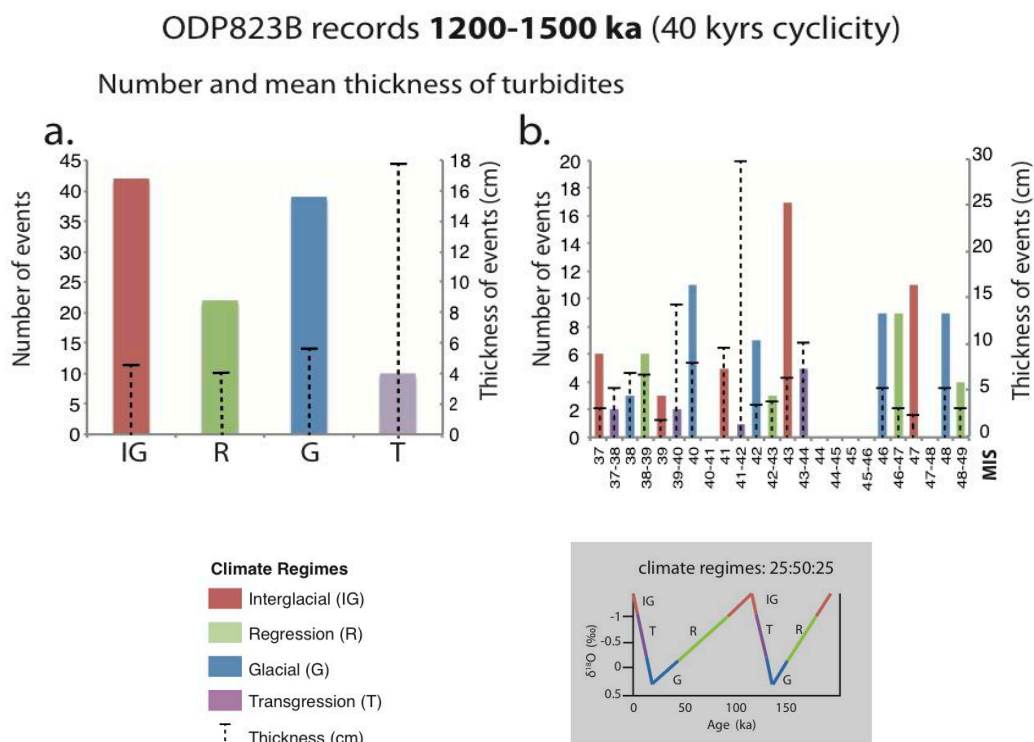


Figure 4-6: Change in proportion of turbidite layers deposition in core ODP823B between 1500 to 1200 ka, over the four different time regimes: interglacial (red bar), regression (green bar), glacial (blue bar), transgression (purple bar) a. Number of turbidite layers deposited and mean thickness of turbidites (cm) during each regime. b. Number of turbidites layers deposited and mean thickness of turbidites (cm) during each stage (MIS).

When turbidite content is analysed with respect to depositional timing it shows the mixed aspect of the elements sources (terrigenous, neritic and pelagic), represented by 58 observations over last 600 ka and 50 observations between 1500 and 1200 ka. Over last 600 kyr, in the turbidites observed during interglacial periods, neritic elements (36 %) and foraminiferous sand (56 %; pelagic) are more represented than terrigenous elements (8 %). All turbidites contain terrigenous elements but they are not the dominant element. The thickest events in interglacial regime are dominated by neritic bioclasts.

In a regressive regime, mixed turbidites contain a significant proportion of foraminifera sand (73 % on average). During the glacial intervals, the terrigenous and neritic components are well represented: 37 %, 38 % respectively. The thickest events in glacial regime are dominated by terrigenous elements. In the transgressive regime, the mixed turbidites contain a large proportion of foraminiferous sand.

From 1500 to 1200 ka, turbidite observation show no significant distinction in the proportion of element sources (terrigenous, neritic and pelagic) between the different regimes and are

characterized by mixed content. In general, terrigenous fragments are more present than for turbidites deposited over the last 600 kyr, 29 % versus 17 % on average.

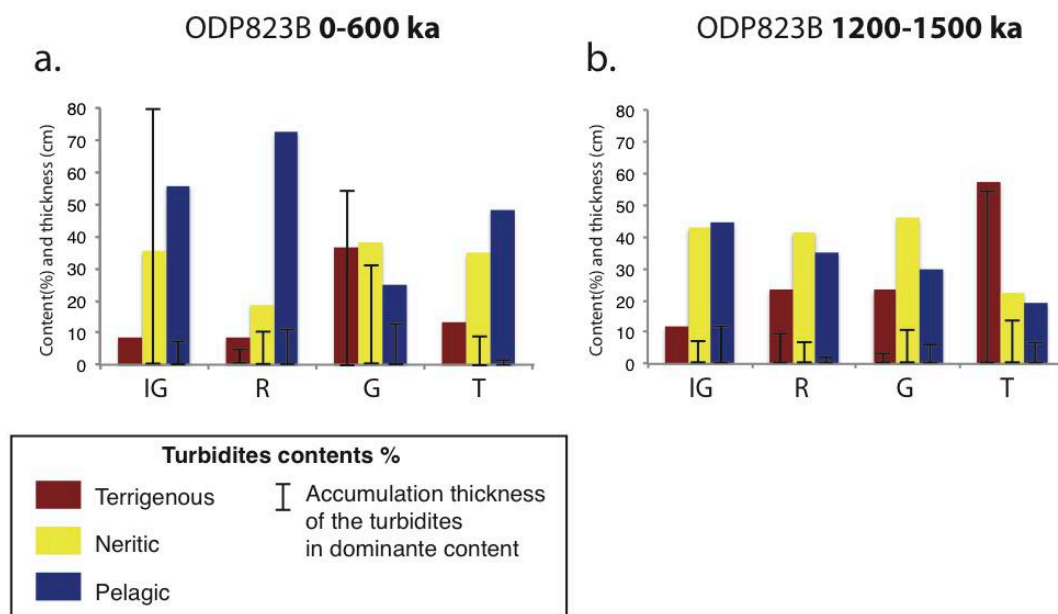


Figure 4-7 : Turbidite content and dominance thickness for each period; interglacial (IG), regression (R), glacial (G), transgression (T). Divided in terms of sources : Terrigenous (brown), Neritic (yellow), and Pelagic (Dark blue). The black bars represent the total accumulation of turbidites according to the component that dominates it (cm) of the events depending on the dominant composition of the sample and the time period. a. Data records from samples observation between 0-600 ka. b. Data recorded from samples observation between 1200-1500 ka.

4.3 Discussion

4.3.1 Temporal variation in turbidite deposition, links with the growth of the GBR

Our data show a variability in turbidite frequencies and thicknesses over the last 600 kyr, with a sharp transition around 500-400 ka, a time period that corresponds to the proposed expansion of several barrier reefs (Droxler et al., 2003; Droxler and Jorjy, 2013; Dubois et al., 2008; Humblet and Webster, 2017; Montaggioni et al., 2011). Before 400 ka, high frequency with thick turbidites occurred preferentially during regressions. According to the study of the ODP823 site by Watts et al. (1993), these turbidites are not related to tectonics.

The detailed morphologies of underwater canyon systems in the north-eastern Australian margin show a continental slope incised by well-established confined canyons (Puga-Bernabéu et al. 2013). This morphological characteristic allows us to assume that sediment transfers were active from the platform to basin during the Quaternary period. In this context, temporal change in

shallow water carbonate production and supply along the west Australian margin over the last 600 kyr may explain the observed patterns in turbidite deposition in core ODP823B.

We proposed that the **peak in turbidites frequency** observed (~30 events per 100 kyr) around **400-500 ka** (Figure 4-2; Figure 4-5) and the associated high concentration of Sr (ie. aragonite) (Figure 4-4), is a results of the **expansion of the Great Barrier Reef**. In addition to these high Sr values (Figure 4-2), high concentrations of neritic bioclasts in the turbidites are also observed, including fragments of molluscs, sponges, large benthic foraminifera, bryozoan and corals, interpreted as being derived from a shallow water source (Figure 4-2j).

The presence of the GBR may affect the sediment transfer from the platform to the adjacent basin, simply because sediments are trapped behind it, which may explain the **significant decrease in frequency and mean accumulation thickness** of the turbidite events from 30 to 10 events per 100 kyr and from 10 to 2 cm, respectively observed around **400 ka** in the core ODP823B (Figure 4-2h), a sedimentary distinction that is observed during the low sea level in Belize, with parallel flux trapped behind the barrier until finding an outlet (pass) (Droxler and Jorjy, 2013; Ferro et al., 1999).

Between 300-200 kyr a **new increase in the frequency** of turtbidites is visible (~20 events per 100 ka) with low thickness of these turbidite layers; it is associated with mixed siliciclastic/carbonate content, dominated by foraminifera sand (Figure 4-2h). This characteristic can be interpreted being due to reworking of sediment from the slope.

In summary, by using the evolution of the sediment regime in the core ODP823B, this study proposes an expansion of the barrier around 500 ka, marked by a transition in sediment transport to the deep basin around 400 ka in response to its development.

4.3.2 Temporal variation in frequency and nature of the turbidite deposits in relation with sea level over last 600 ka

Splitting the time periods, we can examine turbidite deposition, content and their relation to sea level fluctuation for the mixed GBR system. Studies have examined Quaternary sediment accumulation in mixed systems. Wilson (1967) provided as a first hypothesis to separate the timing of calciturbidites deposition events during sea level highstands and siliciclastic turbidites during low stand (Ferro et al., 1999; Handford et al., 1993; Schlager et al., 1994). Based on results from off the Great Barrier Reef, studies by Dunbar et al. (2000); Dunbar and Dickens (2003), argue for the « transgressive shedding model », predicting that the highest flows of silicoclastic material to the slope and deep basin occur during transgressions. This pattern is interpreted as potentially being the result of material that was trapped on the shelf behind the topographic heigh of barrier reefs, being remobilised due to flooding of the shallow shelf during periods of sea-level rise. Francis et al. (2007) argued for «coeval shedding model » where the highest flows of both

carbonate and silicoclastic material occurring at the same time during highstands, though the accumulation of carbonates is higher than the silicoclastic material. In contrast to previous studies (Jorry et al., 2010; Puga-Bernabéu et al., 2014; Webster et al., 2012), **records of core ODP823B over the 600 ka do not show a systematic relationship between turbidite deposits in relation to glacial-interglacial sea-level**, suggesting more complex systems than in pure silicoclastic or pure carbonate systems but also more complex than previous work on mixed systems. Large varieties of turbidites observed in the basin are potentially associated with the morphology of the margin and with interactions with fluctuations in sea level.

Over the last 600 ka in core ODP823B, more than 50 % of turbidite events occurred during regression and interglacial periods (Figure 4-5.a). High frequencies of events during regressive periods are explained by Andresen et al. (2003) as a result of the sedimentary reorganization, either as a result of sedimentary remobilization « overstepping » of sediment previously stored on the slope resulting in turbidite initiation. Large carbonate productions during high sea levels are exported on the slope and then reworking when sea level dropped. By distinguishing the composition of turbidites deposited during regressive periods, we observed a content dominated by a larger proportion of foraminifera sand with a small proportion of terrigenous elements and neritic bioclasts (Figure 4-7a). The observation is consistent with the remobilisation phenomenon that could mix or dilute the gravitational sediment with pelagic elements, during the transport process. **There is a trend towards an increase in turbidite frequency events during interglacial periods over the past 400 kyr.** The large occurrence of events during interglacials potentially follows the highstand shedding carbonate model (Droxler and Schlager, 1985; Glaser and Droxler, 1991).

The deposition transition differences are interpreted as a response to a barrier reef development. Thus, the establishment of the barrier plays a significant role in the production-export relationship in the basin. This is in agreement with previous work which highlighted that the presence or absence of a barrier reef has an effect on the sediment flux and timing of turbidite deposition in the deep sea (Droxler and Jorry, 2013; Dunbar et al., 2000; Handford et al., 1993; Puga-Bernabéu et al., 2014; Webster et al., 2012). However, the trigger mechanism of the gravity events from the platform to the basin, remains uncertain. If the deposits do not show any significant link with sea level variation it raises the unknown of the potential residence time of the reworked events that may influence the analyzes.

4.3.3 Regional signature of reef growth: Comparison with the New-Caledonia sediment core MD06-3019 over the last 600 ka

We observed a variation in sedimentary deposits adjacent to the GBR interpreted as a change in reef production and an expansion of the barrier reef dated around 500 ka. Another modern barrier reef well established along a similar mixed margin is located offshore New-Caledonia, in the east of the Coral Sea. Pleistocene history of shallow-water carbonate deposition in New-Caledonia have been documented using biological assemblage in bore holes (Cabioch et al., 2008; Montaggioni et al., 2011). This study proposed a progressive evolution from a carbonate ramp to a barrier reef about 500 to 400 ka. Because of its proximity to the mainland, the present deep sea sedimentation is essentially hemipelagic in which mixed siliciclastic/carbonate turbidites are intercalated. Silicate detritic inputs come mainly from the erosion of emerged landforms (Ravenne et al., 1982) and from carbonate detrital inputs essentially from coral reef erosion (Cottillon 1990).

We compare the results from ODP823B with a site located offshore New-Caledonia (MD06-3019) over the same period of time. All turbidites in sediment core MD06-3019 are sourced from the western New-Caledonia margin, located in a similar setting as core ODP823B, just downslope from the continental margin incised by submarine canyons (Cotillon et al., 1989), but ~1920 m deeper in the basin (Figure 4-1). This setting leads to a morphology dominated by gravity events. The canyons allow a direct transportation of sediments from the platform to the deep basin. In agreement with studies in core on the slope during the BIOCAL cruise (Cotillon et al., 1989; 1990) the turbidites are a mix of terrigenous material, bioclastic, pelagic and volcanic sources. We processed the data similarly as for core ODP823B. Patterns in the timing and frequency of turbidites have been analysed to assess whether there are any temporal changes, which may reflect variations in shallow shelf reef extent. They included XRF scanning measurements for strontium, potassium and nickel variability (Figure 4-8).

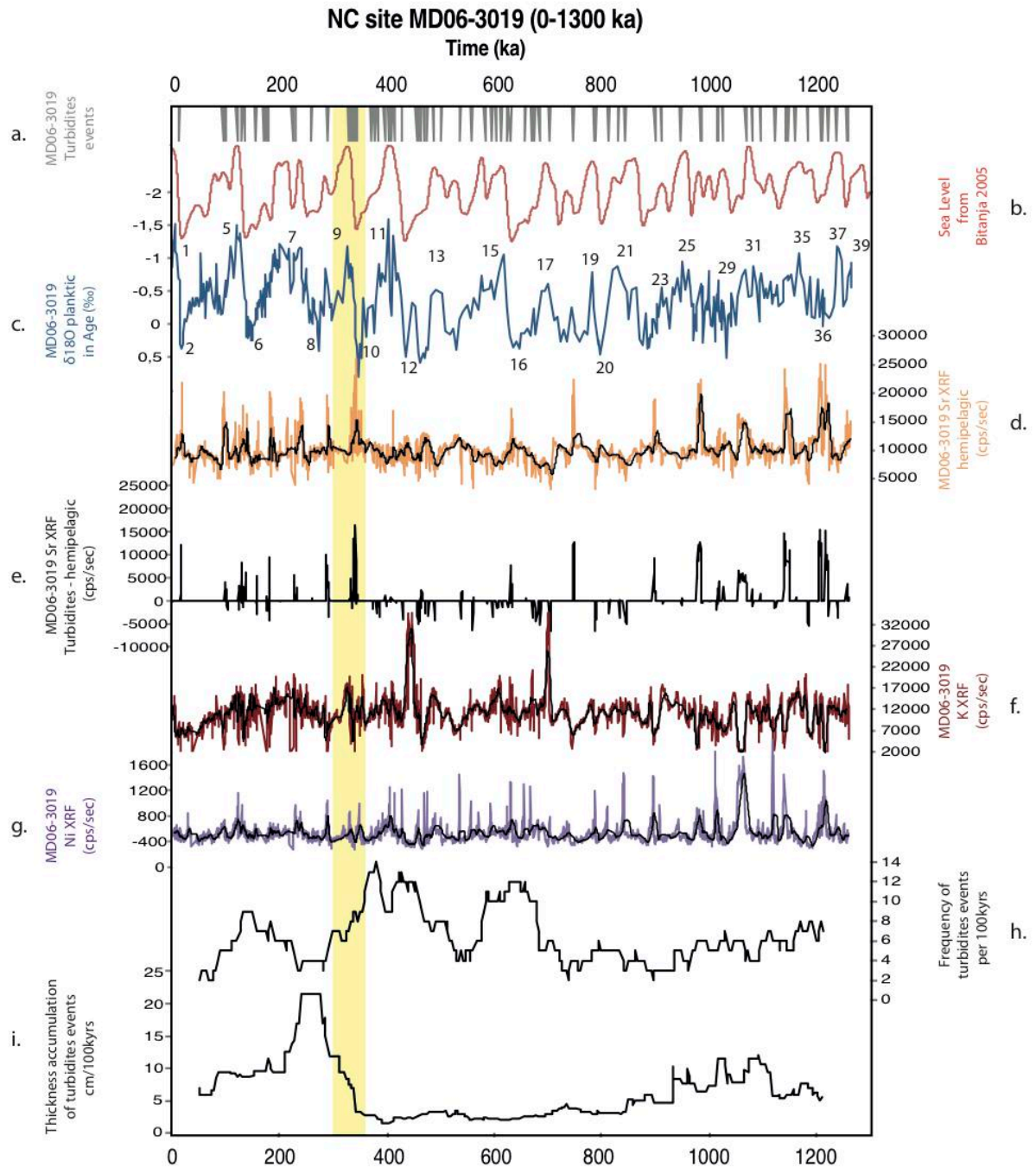


Figure 4-8: MD06-3019 data results in age over last 1.2 Ma. a. Sea Level from Bintanja (2008) references b. Oxygen isotopes ($\delta^{18}O$) from planktic foraminifer (*G. ruber*), with MIS interpretation. c. Hemipelagic strontium (Sr) from XRF measurement (cps/sec). d. Turbidite strontium from XRF measurement (cps/sec). e. Potassium (K) from XRF measurement (cps/sec). f. Nickel (Ni) from XRF measurement (cps/sec). g. Turbidites frequencies per 100 ka using moving window h. Mean turbidites thickness per 100 ka (cm) using moving window. The grey line corresponds to turbidites position and brown line corresponds to deformation event position. The yellow bar refer to a global transition.

Offshore from New-Caledonia's west coast, we observed a little variability in background sediment signal as the strontium (Sr) signal or potassium (K) (Figure 4-8). Glacial-interglacial cycles are not specifically marked in both proxies (Sr and K), unlike the site off the GBR. The Ba was not measured on core MD06-3018, but a nickel (Ni) signal is shown (Figure 4-8.g) and progressively decreases after 400 ka. The depth of the drilling core or the distance to the platform and the continent, may explain a part of the different patterns observed on the XRF proxies (Figure 4-2 ; Figure 4-8). Located under the depth of aragonite compensation (ACD) in the Pacific, the preservation of aragonite in hemipelagic sediments is very low and may impact specially the Sr content (Feely et al., 2002; Marchitto et al., 2005). However, we assume that the quick burial of gravity events allows them to preserve the aragonite. Thus, strontium peaks, with values around 10000 cps/sec above the signal in the hemipelagic sediment are associated with turbidites (Figure 4-8). By observing the turbidite variation in sediment, it overcomes the potential effect of dissolution.

The distal position related to the platform and the geomorphology of the slope may influence the relation production-transport-deposition. The distal position of the core compared to the production area potentially means that not all gravity flow events are recorded at the site. Potential storage and mixing of sediments on the slope before export may 'mask' glacial-interglacial driven patterns in turbidites deposition. The thickness of the events observed will therefore essentially give local information on the production, transport and deposition link.

Another potential factor that could influence the observed pattern is the distance of the lagoon and terrestrial input: The distance of the lagoon (between the continent and the reef barrier) is smaller for the New-Caledonia site (~20 km) as compared to the offshore GBR site (60 km) (Figure 4-1). That distance influences several parameters: The sediment storage capacity, the carbonate production area and the distance between the continent and the slope. This last point, could explain beyond the potential dilution effect, the general contribution of terrigenous material in the site MD06-3019 (Figure 4-8).

Sediment features show local signatures related to continental sources (K), geomorphology features (distance, water depth), which impact especially the strontium records and the thickness of turbidites.

However, as for the ODP823 site, there is a variation in the frequency of gravitational events over time ranging from 4 to 14 events/100 kyr. The results show that there is a decrease in turbidites deposition around MIS11 in sediment core MD06-3019 (Figure 4-8, yellow rectangle). The correlation between the transitions around 400 ka observed on both sites (GBR and NC) highlights a regional change influencing the deposition of gravitational events. Based on the hypothesis of variations in turbidite deposition which might probably reflect changes in carbonate production

on the shallow shelf: the massive expansion of barrier reefs in such region is a potential explanation for the variations observed in the frequency of turbidites variations over the last 600 kyr. The timing in both transitions (around 500-350 ka) is in agreement with the hypothesis that high amplitude of sea level oscillation (Elderfield et al., 2012) with warm temperatures is associated with the synchronous establishment of the modern barrier reef (Droxler et al., 1997; Droxler and Farrell, 2000) and supported by studies favouring reef development around 400-500 ka (Braithwaite et al., 2004; Cotillon et al., 1994; Dubois et al., 2008; Montaggioni et al., 2011; Peederman et al., 1993). All patterns observed are most potentially driven by local factors such as geomorphology characteristics, local seasonality, hydrodynamics which in turn affect the coral reef production which we hypothesize may be forced by a common climatic factors at both sites.

The Great Barrier Reef is interpreted to be progressively younger from north to south (Davies et al., 1989). In this study, the 100 ka difference in the timing of the transition could be explained by uncertainties in age models at both sites. However, the hypothesis of latitudinal progression of the reef expansion cannot be excluded and would reflect the earlier expansion of the Great Barrier Reef compared to the barrier reef in New-Caledonia.

4.3.4 Sediment flow evolution recorded in sediment cores adjacent the barrier reefs systems through the MPT

The pre MPT information offshore the GBR is observed by the **ODP823B** record estimated between 1200 and 1500 ka (Figure 4-3) and are characterized by low amplitude oxygen isotope variation with 40 kyr periods. The data show **high variability in the elemental composition** of sediments, **dominated by terrigenous elements**.

The Sr peaks associated with the turbidites are smaller (10000 cps/sec) than during 600-400 ka (25000 cps/sec). These trends are associated to the overall decrease in aragonite, especially in turbidites, and an increase of quartz content in both turbidites and hemipelagic content (Table 4-1). During the 41 kyr-world cycle, our data from core ODP823B indicate high frequency of turbidites per 100 kyr and variable average thickness. By reducing the moving window to a climatic cycle of this period (40 kyr) the frequency of events is then similar to that between 600 and 400 ka, ie about 30 events / cycles on average (Figure 4-3). For this period, the relationship between sea level variations and turbidite deposits is unclear (Figure 4-6).

The turbidites are composed by various components (detritic, platform, pelagic) without specific relation to interglacial, glacial, regressive and transgressive stages. The presence of elements defined as coming from the platform (yellow point, Figure 4-3) can come from the lagoon, a patch reef or other isolated carbonated production. As described in the method, no assemblage

differentiation was seen which could distinguish the exact source of the neritic bioclasts between: barrier reef, patch reef or ramp (Prazeres et al., 2017).

Fluxes of hemipelagic sediments reflect local variations in sediment production and input in the basin. **The decrease in terrigenous input** observed between 40 kyr-world and 100 kyr-world seems in agreement with the expansion of the barrier reef proposed around 500-400 ka. As a potential explanation of the decrease in turbidites frequency after 400 ka, the **presence of a barrier reef** could **exert a major control on terrigenous** off-shelf sedimentation (Dunbar et al., 2000; Dunbar and Dickens, 2003; Page et al., 2003). Currently, the Burdekin river, located south of the core site ODP823 (Figure 4-1), is the largest source of river discharge along the GBR coastline. Studies shows active point sources of terrigenous sediments dispersed in the north westerly direction essentially and are confined inner shelf and along the coast (Belperio, 1983; Belperio and Searle, 1988; McCulloch et al., 2003; Perry et al., 2012).

Variation in terrigenous fluxes over the last 1.5 Ma could also be explained by **climate variability**. An increased of precipitation promotes rapid denudation and modification of soil formation and vegetation cover, resulting in the transport of large volumes of sediment to the nearshore. In this context the marker profiles of terrigenous elements such as Potassium or Barium are dominant and tend to dilute the carbonate element input (Figure 4-2 ; Figure 4-3). Additionally the increased flux of terrigenous sediments reduced light availability and water quality will impact on coral growth. This phenomenon is similar to that observed at the glacial/interglacial scale by Webster et al. (2018), where the massive sedimentary flow is thought to have caused the demise of “proto-GBR” at ~10 ka.

The lack of information on climate change over continental Australia during the study period (1.5 Ma) does not allow us to confirm a significant change of precipitations and thus a change of the contribution of the rivers in our site. Long-term recordings in the northern hemisphere of paleoprecipitation have already been observed, using clays mineralogy in Philippines (Yu et al 2016). This study shows cycles of variation of the weathering corresponding to rainfall changes over the last 2 Ma. We hypothesize that the variability of terrigenous inputs could be related to rainfall variations over the 1.5 Ma period, especially shown by Ba/Ca proxy, potential marker of river discharge and nutrients supplies (McCulloch et al., 2003). Therefore, a significant decrease in terrigenous inputs could in turn explain the reduced transport of sediments to the deep basin and to be a factor in the production of coral reefs and the establishment of the coral reef. The decrease in terrigenous fluxes could also have a positive retroactive effect on carbonate production by reducing the turbidity of surface waters and promoting rapid reef growth without being the main control factor.

MD06-3019 record data over the last 1250 ka (though the MPT) are characterized by variations in sea level amplitude (Figure 4-8). The depletion in terrigenous material observed at the GBR site, is less obvious offshore from New-Caledonia. However, between 1250-900 ka of the core MD06-3019 we observe important peaks in Ni associated with turbidites layers. This element represents 0.2-0.3 % in New-Caledonia rocks (Maurizot et al., 2011; Robineau et al., 2011) and is indicative of the export from continental sediments to the basin by downslope events and may have been the cause of the large thickness of gravity events during this period.

A potential gradual implementation is confirmed by Montaggioni (2011), proposing a transition from a ramp system to a barrier system. The expansion of carbonate production around 500 ka could have been accelerated by the establishment of 100 kyr cycles sea level amplitude. Due to the lack of information during MPT on the site ODP823, changes during this period are not very clear. However, the recording of sedimentary deposits off both sites highlights a significant palaeoenvironmental / palaeoclimatic regional change leading to the expansion of barrier reefs. Small amplitude variations in average SST over the last 2 Ma in the western region of the NC (Russon et al., 2010) do not explain the variability of reef growth or sediment deposition. We hypothesize that changes in sea level with increasing amplitude and frequency appear to play an important role in the massive production and export of carbonates in the basin. The present long-term study highlights the importance of the study of terrigenous flow in relation to the possibility of carbonate production. This long-term observation is in agreement with the recent high-resolution study of the last climatic cycles by Webster et al. (2018), highlighting in particular the importance of a high sediment flux and poor water quality, rather than of an abrupt sea-level rise alone, in ultimately determining reef demise.

To summarise, long-term records show differences in sediment regime between the period at 40 kyr-world between 1450-1200 ka and the period at 100 kyr-world from 500 ka to the present. The **40 kyr-world** is characterized by **high variability** of geochemical composition of sediments and high frequency of turbidites events. We interpret the higher proportion of **terrigenous elements** such as K, or Fe, Ba in turbidites and background ooze, as indicative of a more favourable environment for production and transport of sediments to the basin (Figure 4-9).

We propose several **hypotheses** to explain the evolution of sedimentary flows in connection with the establishment of the barrier reef.

- **Terrigenous** flow may have evolved over time either by **dilution** with carbonate production and by **trapping** the sediment in the lagoon in connection with the expansion of the barrier reef. It may also have varied in relation to a **climate change, reducing precipitation** and then reducing the **rivers discharge** over time. Having an impact on the **turbidity** of the surface waters they, therefore, show a potential increase of the carbonate production.

- **Carbonate** flow evolves in anticorrelation with terrigenous contributions. While the link with the changes of mean SST not seems to be the major control factor, the evolution in the amplitude and periods of **sea level variation over the MPT** is a potential driver, supported by **reducing in the sea surface water turbidity**.

This study does not allow to define with precision the impact of each elements. However, it highlights the important link between the variances of the terrigenous/carbonate flows and proposes a potential **positive feedback effect** between the two. Aragonite, quartz and total carbonates fluctuate along cores according to the production of reef barriers and terrigenous flows, themselves dependent on sea level.

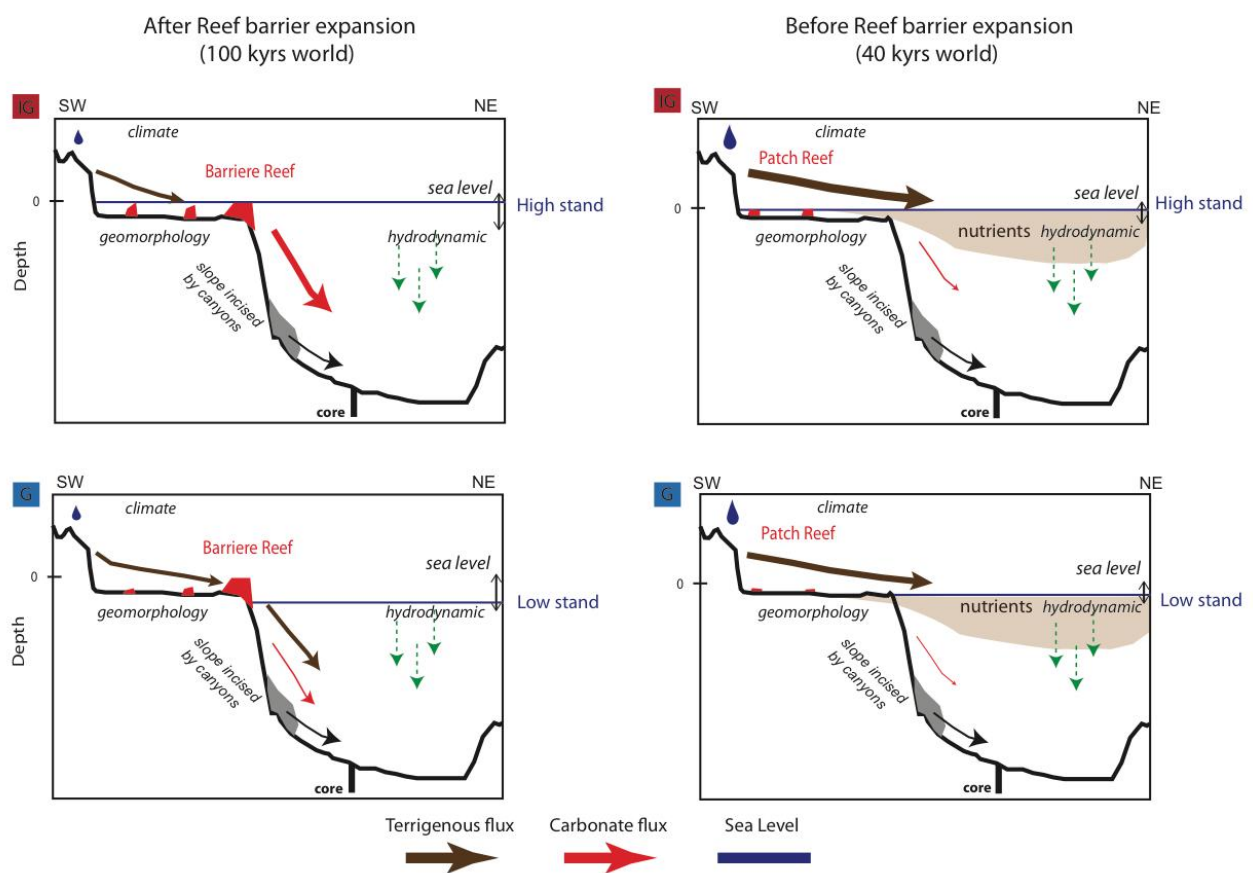


Figure 4-9: Schematic variations of carbonate (red) and terrigenous (brown) flux in the basin over the 100 kyrs-world compared to pre-MPT period; 40 kyrs-world with distinction of interglacial (IG) and glacial (G) periods.

Conclusions

Description and quantitative analysis of turbidite sedimentation in sediment core ODP823B, offshore from Great Barrier Reef through, since 600 ka show clear variations in the nature of turbidite deposition over this period. These variations probably reflect changes in the abundance of shallow carbonate production over time in relation to their transport in the adjacent basin. Using the evolution of the sediment regime in the ODP 823B core over last 600 kyr, the study proposes the initiation of the barrier at around 500 ka (MIS15), with a transition in sediment deposit around 400 ka (MIS11) in response to its development.

Regional patterns are observed using core MD06-3019, they demonstrate that most of the sediment transport from the platform to the deep basin offshore reef barrier are driven by an association of local parameters (eg. Geomorphology of the margin) and external forcing (insolation variation, climate changes and sea level fluctuations). The decrease in turbidite frequencies around 500-400 ka at both sites suggests a regional expansion of reef barriers. The apparent synchronicity of changes in reef carbonate production would imply a common process across the Coral Sea. This characteristic highlights the link between the establishment of the barrier and the impact on sediment transfer processes in the basin.

Based on the new long-term paleoceanographic record, both sediment cores show the difference between the period cycle at 40 kyr (1450-1200) and the period cycle at 100 kyr (500-present): Terrigenous versus massive expansion of carbonate production. In this well-defined chronological framework, this approach, coupled with bore hole studies, enhances calciturbidite models-process and conceptual models of carbonate stratigraphy in mixed-margin systems.

Acknowledgements

We thank Luc Beaufort from Aix-Marseille University, CEREGE (France), for his nannofossil observation done on 10 samples from the core ODP823B, giving essential information for the age model determination of this core. Thank you also to Yagyu Shinsuke technician from the Kochi Core Center (Japan), for his XRF core scanner (Itrax) measurement on the core ODP823B archive half. We thank Ifremer and Total for funding this project, and particularly the carbonate project manager R&D, Emmanuelle Poli.

5 Rapport Mg/Ca, paléothermomètre **de la mer de Corail au cours des** **derniers 1.5 Ma**

Résumé

*Divisé en deux sous-parties, ce chapitre aborde les études de paléotempératures des eaux de surface et subsurface via l'analyse du rapport Mg/Ca de deux morphotypes de foraminifère planctonique de l'espèce *G. ruber* : sensu stricto et sensu lato. Une première étude (5.1) est conduite sur la carotte ODP823B avec une méthode de mesure sur une moyenne de plusieurs foraminifères (ICP-AES/MS). Une seconde partie (5.2) effectuée sur le matériel de la carotte MD06-3018 vise à développer une méthode de reconstruction des paléotempératures saisonnières ou interannuelles des eaux de surface et subsurface. Les deux études sont précédées d'une synthèse en français, et le chapitre est écrit sous forme d'articles, dont « Past Glacial-Interglacial variations of single foraminifera Mg/Ca of two morphotypes of planktic *G. ruber* », soumis dans « Chemical Geology ».*

Sommaire du chapitre 5

5.1 Les changements quaternaires dans les températures de surface et subsurface dérivées du rapport Mg/Ca de deux morphotypes de <i>G. ruber</i> dans la mer de Corail.....	110
<i>Introduction</i>	113
5.1.1 Material and Method	114
5.1.2 Results.....	119
5.1.3 Discussion.....	124
<i>Conclusion</i>	131
5.2 Variations glaciaire-interglaciaire du rapport Mg/Ca sur foraminifère unique de deux morphotypes de <i>G. ruber</i> planctoniques	132
<i>Introduction</i>	137
5.2.1 Material and Method	138
5.2.2 Results.....	145
5.2.3 Discussion.....	149
<i>Conclusion</i>	154

5.1 Les changements quaternaires dans les températures de surface et subsurface dérivées du rapport Mg/Ca de deux morphotypes de *G. ruber* dans la mer de Corail.

Introduction et synthèse de l'article

La répartition des récifs coralliens tropicaux et subtropicaux est limitée par une série de facteurs géologiques et environnementaux (Chapitre 1 : Introduction). L'un des principaux paramètres climatiques limitant le développement des récifs est la température (Isern et al., 1997 ; Kleypas et al., 1999 ; Montaggioni and Braithwaite, 2009). Les récifs coralliens sont limités aux eaux où la température minimale annuelle ne descend pas en dessous de 18 °C pendant plus de quelques semaines chaque année (Kleypas et al., 1999). Cette gamme de tolérance des températures est un bon indicateur environnemental pour tracer la ligne autour de la distribution des récifs (Introduction ; Figure 1-1). Dans la bande de latitude entre 30°N, 30°S, les températures moyennes annuelles modernes des eaux de surface sont élevées (>23 °C), avec un faible gradient de saisonnalité (<6 °C). Or, l'abondance des coraux augmente avec une diminution de ce gradient thermique annuel qui est <3 °C dans la Western Pacific Warm Pool. Dans ce contexte, l'analyse de l'évolution des températures au cours des derniers 1.5 Ma peut être utilisée comme indicateur de la croissance des récifs.

Dans cette étude, le rapport Mg/Ca est utilisé comme outil de reconstruction paléocéanographique (Anand et al., 2003 ; Barker et al., 2005 ; Elderfield and Ganssen, 2000 ; Lea et al., 1999, 2000 ; Nürnberg et al., 1996). Les mesures sont effectuées sur le foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber* qui est une espèce ubiquiste largement répandue dans les eaux subtropicales jusqu'à 100 m de profondeur (Fairbanks et al., 1982 ; Kawahata et al., 2002). Il existe plusieurs morphotypes de cette espèce *Globigerinoides ruber*, dont le *G. ruber* sensu stricto (ss) et *G. ruber* sensu lato (sl) (Kuroyanagi et al., 2008 ; Kuroyanagi and Kawahata, 2004 ; Numberger et al., 2009 ; Saito et al., 1981 ; Steinke et al., 2005 ; Wang, 2000). Certaines études montrent une distinction géochimique entre les deux morphotypes et proposent une différence de profondeur de calcification. L'espèce *G. ruber* ss calcifierait plus en surface par rapport au *G. ruber* sl (Wang, 2000), impliquant un enregistrement des températures par *G. ruber* ss supérieur aux températures enregistrées par *G. ruber* sl. Depuis ces travaux de distinction, le morphotype de *G. ruber* ss a été plus utilisé lors de l'échantillonnage d'études sur les paléotempératures de surface de l'océan, excluant systématiquement le morphotype *G. ruber* sl.

Sur la base des mêmes échantillons que pour les analyses isotopiques de la carotte ODP823B (16°S ; 146°E) située au large de la Grande barrière de Corail, (Chapitre 3 : Établissement d'un modèle d'âge de la carotte ODP823B), nous comparerons les enregistrements de la variabilité des températures, dérivées de la mesure de Mg/Ca en utilisant séparément les deux morphotypes de l'espèce *G. ruber*. Cette comparaison est effectuée dans deux intervalles de temps entre : 1200-1500 ka et 0-600 ka, au travers de la dernière grande transition climatique du Pléistocène (MPT) (Lisiecki and Raymo, 2005).

En général, les résultats des températures moyennes à la surface de l'eau dérivée du *G. ruber* ss sont en accord avec les reconstructions de température régionale sur la même période de temps, avec une variation d'environ 2 °C entre les périodes interglaciaires et glaciaires (Lea et al., 2000 ; Regoli et al., 2015 ; Russon et al., 2011). Alors que la moyenne mesurée par *G. ruber* ss est relativement stable dans le temps, il y a un refroidissement progressif des températures de *G. ruber* sl. Statistiquement, les enregistrements montrent des différences significatives entre les deux morphotypes au cours des derniers 400 ka.

Les résultats sont interprétés comme une évolution de la température verticale des eaux équatoriale du Pacifique comme cela a été observé au nord de notre site d'étude (Regoli et al., 2015). L'enregistrement de cette différence géochimique dans les deux morphotypes de *G. ruber* n'est pas systématique dans la littérature (Gray et al., 2018 ; Mohtadi et al., 2009 ; Thirumalai et al., 2015). Ce nouvel enregistrement montre, au sein d'un même site, une évolution à long terme de la tendance des températures enregistrées. Dans l'intervalle de temps 1200-1500 ka, au large de la Grande Barrière de corail, il n'y a pas de différence ou même une tendance inverse entre les températures enregistrées par les deux morphotypes. Cette évolution temporelle de la distribution verticale des températures au large de la GBR peut potentiellement être en lien avec un changement climatique global au cours du Quaternaire.

.

Quaternary changes in surface and subsurface temperatures derived from morphotypes of *G. ruber* Mg/Ca in the Coral Sea

Authors:

Schmitt A.¹, Elliot M.¹, Rivoal M.¹, Tachikawa, K.², Thirumalai K.³, Movellan A.^{1,4}, Jorjy S.J.⁵, Borgomano J.²

¹Laboratoire de Planétologie et Géodynamique UMR 6112, 44300 Nantes, France

²CEREGES, 13545 Aix en Provence, France

³DEEPS, Brown University, 02912 Rhode Island, USA

⁴Ocean Zoom, 44300 Nantes, France

⁵IFREMER, 29280 Plouzané, France

Abstract

We present paleotemperature records for the past 1.5 million years derived from Mg/Ca measurements on two morphotypes of the species *Globigerinoides ruber* taken from a sedimentary core offshore the Great Barrier Reef. Mean sea-surface temperatures from *G. ruber* sensu stricto are consistent with modern regional temperatures, and show significant glacial-interglacial temperature variations of about 2 °C. Records derived from the two morphotypes indicate statistically significant differences between the two morphotypes over the past 400 kyrs. Recent studies suggest that these two morphotypes live at different water depths: above and below 30 meters in the water column. The estimated mean modern temperature difference for these distinct depths is ~1.5 °C and the differences measured on the morphotypes is ~0.9 °C ($p=5.10^{-2}$; over the past 400 kyrs). The difference in temperature recorded changes through time, with mean difference ~-0.6 °C between 1200 and 1500 ka ($p=0.07$). While the average temperature inferred from *G. ruber* sensu stricto is relatively stable over time, there is a gradual cooling of temperatures derived from *G. ruber* sensu lato. Over the successive glacial-interglacial periods recorded between the 40 kyrs-world and the 100 kyrs-world, temperatures derived from *G. ruber* sensu lato indicate ~1 °C and 2 °C cooling trends respectively. We interpret these results as an evolution of the equatorial Pacific water column stratification, which, in turn affects the temperature gradient in the surface and sub-surface waters potentially driven by global climate change over the Quaternary.

Keywords : Mg/Ca ratio, *Globigerinoides ruber* morphotypes, Sea Surface Temperature, Water stratification

Introduction

The Mid-Pleistocene Transition (MPT), circa 500-1200 ka (Head and Gibbard, 2005), represented the last major change in the observed mode of glacial-interglacial ice volume variability, namely that from the “40 kyr-world” of the late Pliocene and early Pleistocene to the more asymmetric and higher amplitude cycles of the “100 kyr-world” of the middle and late Pleistocene (Head and Gibbard, 2005; Imbrie et al., 1984). This variability in amplitude and periodicity, between 1.2 Ma and 500 ka, is observed in isotope records (Lisiecki and Raymo, 2005), as well as sea-surface-temperature (SST) records (de Garidel-Thoron et al., 2005; Lea et al., 2000; Medina-Elizalde and Lea, 2005; Russon et al., 2011).

The foraminiferal Mg/Ca paleothermometer has been shown to be a robust tool for paleoceanographic reconstructions (Anand et al., 2003; Barker et al., 2005; Elderfield and Ganssen, 2000; Lea et al., 2000, 1999; Nürnberg et al., 1996). The exponential increase in the Mg/Ca ratio with the calcification temperature of these organisms has been demonstrated (Rosenthal and Lohmann, 2002).

In this study, we measure the Mg/Ca on a species of planktic foraminifera species that lives year-round, in tropical environments and in the transitional mixed layer (Fairbanks et al., 1982; Kawahata et al., 2002). The species *Globigerinoides ruber* has a wide ecological gradient: it develops in oligotrophic waters, ranging from 16 °C to 31 °C and salinity ranging from 22 to 49 ‰. Its optimum temperature is 26.5 °C (Bijma et al., 1990). This species is found between the surface and has been found as deep as 120 meters (Fairbanks et al., 1982; Kawahata et al., 2002). Due to its large range of calcification temperatures and its high abundance in tropical and subtropical equatorial areas, this species has often been used for geochemical measurements *e.g.* (Wilke et al., 2009; de Garidel-Thoron et al., 2005; Lea et al., 2000; Medina-Elizalde and Lea, 2005; Stott, 2002; Visser et al., 2003).

Additionally, after the first description of *G. ruber* species (d’Orbigny, 1830), several studies have underlined the morphologic plasticity of *G. ruber* as evidence for sub-speciation. Recent studies have shown that the morphological variants of the species *G. ruber* may have distinct ecological preferences, reflected in the elemental composition (Regoli et al., 2015; Steinke et al., 2005) and isotopic composition of their test (Kawahata, 2005; Kuroyanagi and Kawahata, 2004; Lin et al., 2004; Löwemark et al., 2005; Mohtadi et al., 2009; Wang, 2000). Wang, (2000) was the first to suggest that two of these morphotypes would calcify at different depths by studying the isotopic signature of their tests from surface sediments of the China Sea: *G. ruber sensu stricto* (ss) calcified

in the upper 30 m of the water column and *G. ruber* sensu lato (sl) calcify at depths below 30 m. However, other studies in different locations found no differences in the geochemical composition of these two different morphotypes (Thirumalai et al. 2014; Mohtadi et al., 2009). Thus, this discrepancy motivates investigations of *G. ruber* subspeciation in different seas across the global oceans.

Since the distinction of morphotypes of the species (Kuroyanagi et al., 2008; Numberger et al., 2009; Saito et al., 1981; Steinke et al., 2005; Wang, 2000), the *G. ruber* sl morphotype has been systematically excluded when sampling *G. ruber* for studies on ocean surface paleotemperatures (eg de Garidel-Thoron et al., 2005; Russon et al., 2011; Tachikawa et al., 2009). The hypothesis of deeper calcification depth for *G. ruber* sl implies that *G. ruber* sl would record lower Mg/Ca values than *G. ruber* ss.

SST reconstructions derived from *G. ruber* ss are therefore relatively common, however, fewer studies have investigated the distinction between the two morphotypes over a large period of time (Regoli et al., 2015). Our study reconstructs variations of SST in the Coral Sea. Temperature estimates are derived from the Mg/Ca ratio on both *G. ruber* morphotypes (we use: T°ss and T°sl hereafter for SST derived from *G. ruber* ss and *G. ruber* sl respectively) for two time intervals covering the late Pleistocene (1.5 Ma). The first time interval (0-600 ka) is a continuous record characterised by high amplitude glacial-interglacial with frequency that approximates 100-kyrs eccentricity cycles (Lisiecki and Raymo, 2005). This 100 kyrs-world is then compared with a second time interval (1200-1500 ka), marked by relatively symmetric glacial-interglacial cycles with a frequency dominated by ~41 kyrs obliquity cycles (Ashkenazy and Tziperman, 2004; Raymo and Ruddiman, 1992). We refer to this second period as the 40 kyrs-world hereafter. We examine the temperature evolution of glacial and interglacial periods derived from *G. ruber* ss and compared them with regional SST records of the Pacific South-west. Then we evaluate the difference with the temperatures recorded by *G. ruber* sl in order to investigate the variability of the vertical water-column temperature distribution over time ($\Delta T^{\circ\text{ss-sl}}$: difference in temperature derived from *G. ruber* ss and *G. ruber* sl).

5.1.1 Material and Method

5.1.1.1 Study area and sampling strategy

5.1.1.1.1 Oceanographic setting

Core ODP823 (16°00'S, 146°09'E) was taken from a site located to the northeast of the Great Barrier Reef. The surface oceanic circulation in the Great Barrier Reef is driven by the East Australian Current (EAC), a western boundary current derived from the northern branch of the

South Equatorial Current (SEC), which crosses the Pacific from east to west and from 4 °S to 30 °S (Figure 5-1).

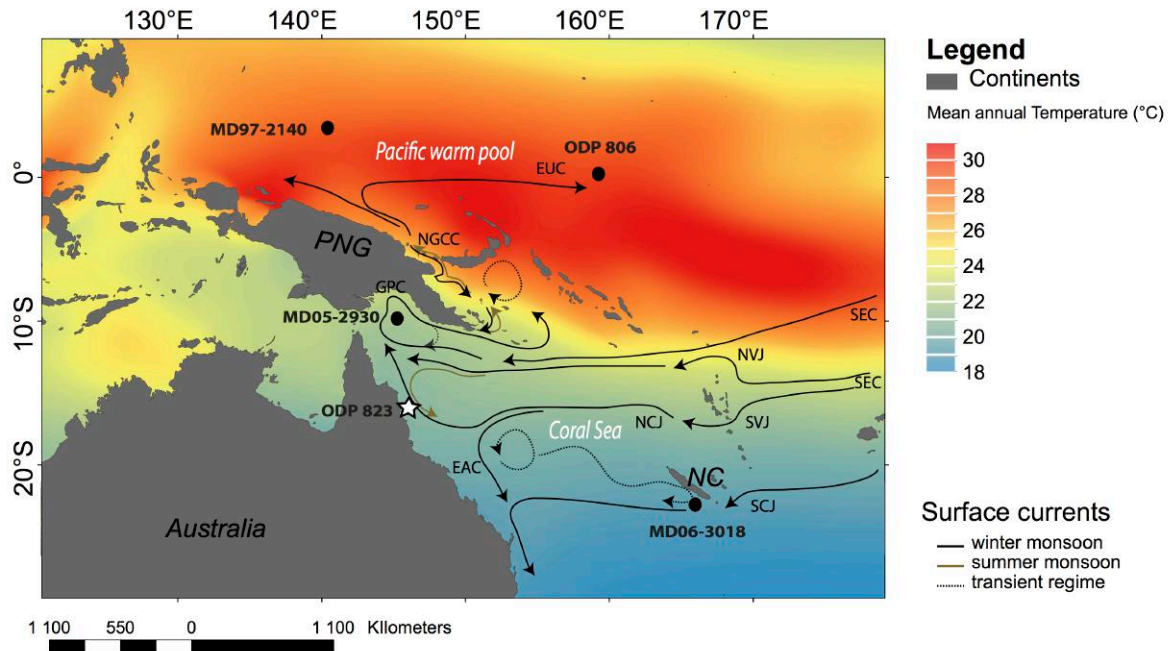


Figure 5-1: Regional setting in the western Pacific : Modern mean annual Sea Surface Temperature (SST) from NOAA WOA05, grid 1x1; and location of sediment core ODP823 (white star). Representation of the surface currents by arrows: Coral Sea Surface Circulation: SEC, South Equatorial Current; NVJ, North Vanuatu Jet; SVJ, South Vanuatu Jet; NCJ, North Caledonian Jet; SCJ, South Caledonian Jet; and EAC, East Australian Current (Burrage et al., 2012). Location of the other sites mentioned in the paper (dark circle): MD97-2140 from de Garidel-Thoron et al., (2005), ODP 806B from Medina-Elizalde et al (2005); MD05-2930, from Regoli et al., (2015) and the core site MD06-3018 from Russon et al., (2011).

Surface temperature values (0-30 m) in the Western Coral Sea range from 30 °C during the austral summer (from December to March), and about 23 °C in the austral winter (from June to August), with mean temperature around 26.7 °C, controlled mainly by the Australasian monsoon (Figure 5-2). Over the year, the average mixed layer depth, defined as the depth where density is higher by 0.125 kg m⁻³ more than in surface waters (Behringer and Xue, 2004), is near to the ODP823 study site ~50 m during austral summer (Figure 5-2: red bar) and ~147 m during austral winter (Figure 5-2: blue bar). Mean subsurface temperature from 30 to 80 m is 25.7 °C (Figure 5-2). The seasonal salinities near the study site are between 34.5 and 35.5 PSU (WOA 2005), between 0 and 120 meters deep.

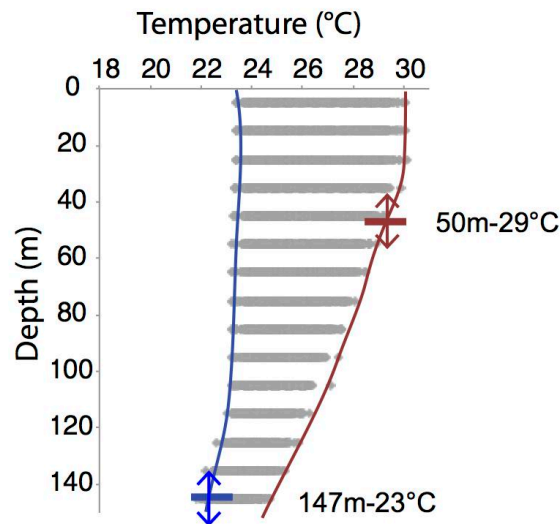


Figure 5-2 : Modern temperature profile in depth and Mixed layer depth from NOAA GODAS WOA05, proximate to the main core study ODP823 offshore Great Barrier Reef. Mean temperature per month and depth since 1962 are represented by the grey points. Representation of the warmer temperature profile during the austral summer (December-March: red line) and colder temperature profile during austral winter (June-August: blue line). Mean mixed layer depth during austral summer (50 m; red bar) and mean mixed layer depth during austral winter (147 m; blue bar). Arrows (red and blue) represent the depth variability in 60 years (NOAA, WOA05).

5.1.1.1.2 Sediment core ODP 823 and sampling strategy

Core ODP823 was retrieved at 1637 m water depth and ~60 km offshore of Cairns (Figure 5-1). The site is located on the continental margin of the Queensland Trough, below the slope, itself incised by several canyons. The first 132 m of the core ODP823B are composed of hemipelagic sediment interbedded with numerous gravity-flow deposits that have been interpreted as turbidites, debris flows and slumps. Although unusual, the paleoceanographic study in this sediment core disturbed by gravitational events was chosen in order to link the results of this study with sedimentary observations on the frequency and timing of events (global context) (Schmitt et al in prep).

Regular sediment samples were selected in the hemipelagic sediment (10 cm) from the core top (0 m) to ~45 m depth and from ~103 m to 132 m depth. Each sample corresponds to a slice of sediment of 1cm, which represents approximately 200 years of deposition. A large area of disturbed sediment has not been analysed, thus avoiding measurements on reworked sediment.

A total of about 500 samples were washed then, the planktonic foraminifers could be handpicked within the size fraction > 150 µm. We chose to analyse two morphotypes of *G. ruber*: sensu stricto (ss) and sensu lato (sl), following the terminology of (Wang, 2000)(Figure 5-3).

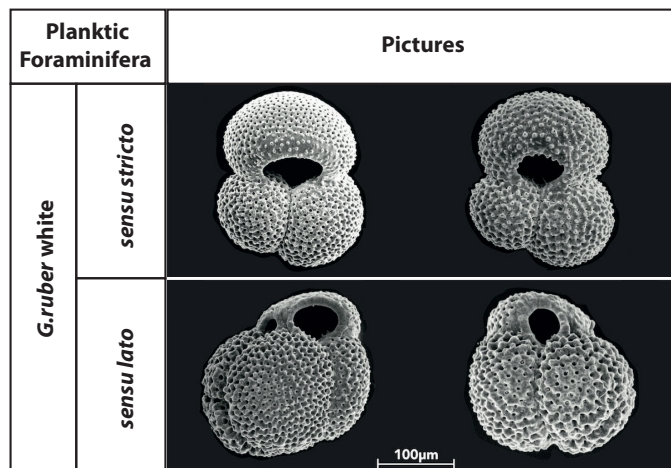


Figure 5-3: Scanning Electron Micrographs of the two morphotypes variants of *Globigerinoides ruber white* (d'Orbigny); *G. ruber sensu stricto* and *G. ruber sensu lato*. According to the taxonomic description of Wang et al (2000) and to adapt from Thirumalai et al (2015).

5.1.1.2 Analytical method and data processing

5.1.1.2.1 Stable isotopes

In each sample, 20 *G. ruber* (ss) specimens from the 250-315 µm size fraction were handpicked for stable isotopes analysis ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$). The samples were measured on 2 instruments:

- 302 samples from 0-45 m, were performed at Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (Gif-sur-Yvette, France) on GV Isoprime and OPTIMA mass spectrometers. The mean external reproducibility (1s) of carbonate standards is $\pm 0.06\%$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 0.04\%$ for $\delta^{13}\text{C}$,
- 160 samples from 103-132m, were measured at Leibniz laboratory (Kiel, Germany) using a Kiel IV carbonate preparation device connected to a MAT 253 mass spectrometer from ThermoScientific. The mean external reproducibility (1s) of carbonate standards is $\pm 0.09\%$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 0.05\%$ for $\delta^{13}\text{C}$.

During the preparation the carbonates were reacted with 100 % phosphoric acid (H_3PO_4) under vacuum at 75 °C, and the evolved carbon dioxide was analysed eight times for each individual sample. All values are reported in the Vienna Pee Dee Bee notation (VPDB) relative to NBS19 and IAEA-603 calcite standard.

We performed an interlaboratory test of 10 samples, wherein reproducibility was found to be ± 0.094 ‰ and ± 0.169 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ respectively. Based on the combination of precision and accuracy from both laboratories, the results are included as errors.

5.1.1.2.2 Mg/Ca Analysis

Based on the same sampling strategy as isotopic analysis, 20 planktonic foraminifera specimens of the *G. ruber* ss morphotype were picked from the 250-315 μm size fraction and selected for trace element analyses. In total 292 samples from 0-45 m and 147 samples from 103 m to 132 m were analysed.

About one out of three samples of 20 *G. ruber* sl were analysed, corresponding to 79 samples in the 0-45 m section and 42 samples in the lower 103-132 m section of the core. We have systematically selected *G. ruber* specimens that can be clearly identified (by the aperture and last chamber shape for example), according to the description outlined in Wang (2000) (Figure 5-3).

The present study follows established cleaning protocols based on Barker et al., (2003) without the reductive step to remove silicates and adsorbed contaminants from the surface of the tests. The cleaned foraminifera were dissolved in 0.075 M HNO_3 then, centrifuged to separate residual particulate impurities (Greaves et al., 2005).

Mg/Ca ratios derived from *G. ruber* ss (431 samples) were performed at CEREGE, on Inductively Coupled Plasma mass Spectrometry (ICP-MS). Measurements on the other morphotypes *G. ruber* sl (121 samples) were analysed at LPGN, with an Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES). To compare all the measurements made in the two laboratories, a calibration was performed on a common internal CEREGE standard and on two "geostandards": JCt-1 and JCp-1 (Okai et al., 2003).

Long-term reproducibility on internal standard is ± 4 % and inter-laboratory difference is ± 2 %. JCt-1 standard made on *Tridacna* sp., has a reproducibility of 0.9 % with a relative error of 4 % and JCp-1 standard made on coral, has a reproducibility of 3 % with a relative error of 1 %. We used Fe concentrations to check for potential contamination by silicates. All samples showed $\text{Fe/Mg} > 0.1 \text{ mmol.mol}^{-1}$ attesting to negligible contamination (Greaves et al., 2008).

To convert Mg/Ca values into temperatures, we use the specific equation for *G. ruber* (white) derived from sediment trap samples (Anand et al., 2003). There are no available morphotype-specific calibrations. As a result, we use the same equation for the two morphotypes of *G. ruber*:

$$\text{Mg/Ca (mmol/mol)} = 0.34 \exp 0,102 T (^{\circ}\text{C})$$

Overall temperature uncertainty estimates due to propagation of analytical and calibration error is ± 1 °C (Anand et al., 2003; Dekens et al., 2002; Rosenthal et al., 2004).

5.1.2 Results

5.1.2.1 Stable isotope profile and age model

The oxygen isotopic profiles recorded by planktic foraminifera from core ODP823B show glacial-interglacial variations characterized by more positive (mean: -1 ‰) and more negative (mean: -2.5 ‰) isotopic values. The amplitude of these climatic cycles is in the order of 1.2-2 ‰ between 0-35 m then decreases to <1 ‰ between 35-45 m and between 103-132 m (core base).

The age model is based on isotope stratigraphy comparing $\delta^{18}\text{O}$ from *G. ruber* (ss) record with the global benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ stack (Lisiecki and Raymo, 2005) coupled with information from nannofossil markers. The top core is well constrained by the isotopic stratigraphy and the disappearance of *P. lacunosa* (Backman 2012) and corresponds to the past 600 kyr from MIS1 to MIS 16 (Figure 5-4).

Dating the age of the base of the sediment core is more complex because of the lack of data between the two studied sections. We used the nannofossil informations (*H. Seli* and *C. macinyrei* according to the Raffi, (2002) dating), to estimate the age of this part of the record between 103 and 132 m. Five glacial-interglacial cycles are visible which was also used to estimate the age. The age model obtained spans 1220 to 1470 ka (± 10 ka). The resultant mean sedimentation rate around 8 cm/ka (Figure 5-4: grey curve).

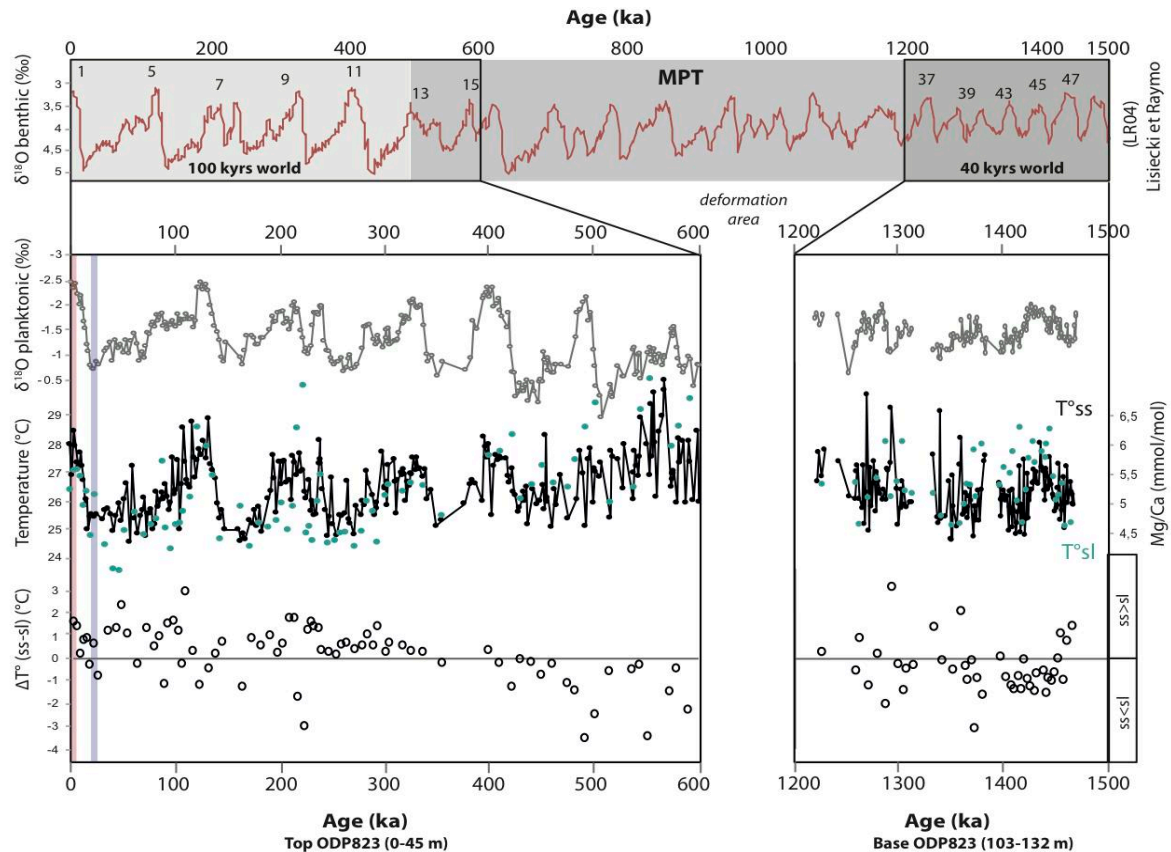


Figure 5-4: *G. ruber* ss oxygen isotope profile of core ODP823 (grey curve). The age model is based on comparison with benthic oxygen isotope from Lisiecki et Raymo (2005) (red curve). Paleotemperature records ($T^{\circ}ss$ and $T^{\circ}sl$) derived from Mg/Ca ratio (mmol/mol) of two morphotypes of *G. ruber* (ss; black line and sl; light blue circle) in age over: 0-600 ka and 1200-1500 ka. Temperature difference between the two morphotypes ($\Delta T^{\circ}ss-sl$; black circle). Distinction of the core top corresponding to the Holocene period (red rectangle) and the LGM period (blue rectangle). The Mid Pleistocene (MPT) interval is shown by background shading using the boundary dates of Head and Gibbard (2008).

5.1.2.2 Temperature estimates from *G. ruber* morphotypes ($T^{\circ}ss/T^{\circ}sl$ and $\Delta T^{\circ}ss-sl$).

Over the last 400 kyr, the $T^{\circ}ss$ recorded matches the isotopic records displaying the classical “saw-tooth” pattern characterized by a long decline in SST followed by a rapid rise at glacial termination. $T^{\circ}ss$ shows mean interglacial SST of $\sim 28^{\circ}\text{C}$ (~ 6 mmol/mol) and mean glacial period SST of $\sim 25^{\circ}\text{C}$ (~ 4.3 mmol/mol). From 400 ka to 600 ka, this temperature offset between glacial-interglacial cycle are not clearly visible. Higher temperatures are recorded ($>29^{\circ}\text{C}$) from 500 to 600 ka. Between 1500-1200 ka, $T^{\circ}ss$ during the interglacial is $\sim 27^{\circ}\text{C}$ (~ 5.4 mmol/mol) and mean glacial period $T^{\circ}ss$ is $\sim 25.5^{\circ}\text{C}$ (~ 4.5 mmol/mol) (Figure 5-4; black curve).

The $T^{\circ}sl$ shows similar trends compared to $T^{\circ}ss$, especially over the last 400 kyr. Mean interglacial temperatures derived from *G. ruber* sl is around 27°C (~ 5.4 mmol/mol) and mean glacial period temperature is $\sim 24.5^{\circ}\text{C}$ (~ 4.1 mmol/mol). From 500 to 600 kyr high $T^{\circ}sl$ are also recorded ($>30^{\circ}\text{C}$), matching those of the $T^{\circ}ss$. Between 1500-1200 kyr, $T^{\circ}sl$ are $\sim 28^{\circ}\text{C}$ (~ 5.94 mmol/mol)

during interglacial and $\sim 25^{\circ}\text{C}$ (~ 4.45 mmol/mol) during glacial periods (Figure 5-4; light blue circles).

We investigate the difference between temperatures derived from the two *G. ruber* morphotypes ($\Delta T^{\circ}\text{ss-sl}$). $T^{\circ}\text{ss}$ are significantly higher than $T^{\circ}\text{sl}$ over the past 400 kyr ($p = 5.2 \cdot 10^{-7}$). This translates into a mean temperature difference of ($\Delta T^{\circ}\text{ss-sl}$) $\sim 0.9^{\circ}\text{C}$, with a maximum difference of $\sim 3^{\circ}\text{C}$ ($n = 59$ samples). A transition occurs at ~ 400 ka, where the period from 400 to 600 ka is characterized by $T^{\circ}\text{ss}$ lower than $T^{\circ}\text{sl}$, ($n = 20$ samples). During this time interval, mean $\Delta T^{\circ}\text{ss-sl}$ differences recorded is -1.2°C with a minimum difference of -3.5°C . Finally, between 1500-1200 ka $\Delta T^{\circ}\text{ss-sl}$ tends to zero ($n = 42$ samples), with average differences of $\sim -0.5^{\circ}\text{C}$, that are not statistically significant ($p = 0.07$, close to threshold) (Figure 5-4; black circle).

Core-top mean paleotemperature, which correspond to the **Holocene** period (0.05 m, ~ 0.7 ka) are found to be $\sim 28^{\circ}\text{C}$ (~ 5.9 mmol/mol) for $T^{\circ}\text{ss}$ and $\sim 26.4^{\circ}\text{C}$ (~ 5.02 mmol/mol) for $T^{\circ}\text{sl}$, with $\Delta T^{\circ}\text{ss-sl} \sim 1.5^{\circ}\text{C}$. (Figure 5-4). Over the **Last glacial maximum** (LGM: 1.8 m, ~ 20 ka) $T^{\circ}\text{ss}$ is $\sim 25.4^{\circ}\text{C}$ (~ 4.55 mmol/mol) and $T^{\circ}\text{sl} \sim 24.7^{\circ}\text{C}$ (~ 4.25 mmol/mol), with $\Delta T^{\circ}\text{ss-sl} \sim 0.7^{\circ}\text{C}$ (Figure 5-4). Our data, show that the temperature was 2.58°C and 1.64°C cooler from *G. ruber* ss and *G. ruber* sl respectively, during the LGM than during the Holocene period.

5.1.2.3 Paleotemperature record evolution overs last 1.5Ma glacial and interglacial periods

Glacial (G) and interglacial (IG) periods were defined using oxygen isotope record, tuned to the benthic isotope record from (Lisiecki and Raymo, 2005). We investigate long-term paleotemperature trends in our records (Figure 5-4) with special focus on comparing $T^{\circ}\text{ss}$ and $T^{\circ}\text{sl}$ during the glacial and interglacial periods for three time intervals (Figure 5-5):

- 0-400 ka; which represents the temperatures recorded during the 100 kyrs-world
- 400-600 ka; a transition period
- 1200-1500 ka; which represents the temperatures recorded during the 40 kyrs.

$T^{\circ}\text{ss}$ recorded during successive interglacial slightly remains stable over last 1.5 Ma, with mean values $\sim 26.4^{\circ}\text{C}$ between 1200-1500 ka to mean values $\sim 26.7^{\circ}\text{C}$ between 0-400 ka. If this slight increase between the 40 and 100 kyrs-world remains within the error bars, there is a trend to increase the range (maximum-minimum) of temperature recorded during interglacial periods. The variability of the temperatures recorded goes from $\sim 3^{\circ}\text{C}$ during the 40 kyrs-world to $\sim 4^{\circ}\text{C}$ in the 100 kyrs-world (Figure 5-5a). During glacial periods $T^{\circ}\text{ss}$ are $\sim 25.9^{\circ}\text{C}$ and temperature

range recorded are $\sim 3^{\circ}\text{C}$ with exception of few high values ($> 28^{\circ}\text{C}$) recorded essentially around 400-600 ka (Figure 5-5b).

Mean *G. ruber* ss temperatures remain relatively stable over time with a mean difference between interglacial and glacial periods measured over the last 1.5 Ma around 1°C (Figure 5-5a, b).

Interglacial $T^{\circ}\text{sl}$ decreases over last 1.5 Ma from $\sim 26.9^{\circ}\text{C}$ between 1200-1500 ka to $\sim 25.8^{\circ}\text{C}$ between 0-400 ka. As for the $T^{\circ}\text{ss}$, the $T^{\circ}\text{sl}$ range increases through time from 3.4°C to 5°C . We exclude the high temperature ($> 29^{\circ}\text{C}$) recorded around 400-600 ka from this discussion (Figure 5-5c). Glacial $T^{\circ}\text{sl}$ also decreases over time, from $\sim 26.4^{\circ}\text{C}$ between 1200-1500 ka to mean values $\sim 24.9^{\circ}\text{C}$ between 0-400 ka (Figure 5-5d). Finally, mean $T^{\circ}\text{sl}$ decreased over time in both successive interglacial and glacial periods by 1.1 and 1.5°C respectively (Figure 5-5c, d).

As a result, we observe an increase over time of the temperature differences recorded between *G. ruber* ss and *G. ruber* sl ($\Delta T^{\circ}\text{ss-sl}$) during interglacial and glacial periods. During 1200-1500 ka 21 % of the $T^{\circ}\text{ss}$ are higher than the $T^{\circ}\text{sl}$ in interglacial periods and 26 % in glacial periods. Since 400 kyr, 86 and 71 % of the $T^{\circ}\text{ss}$ are warmer than that recorded by $T^{\circ}\text{sl}$, during interglacial periods and the successive of glacial periods respectively. The 400-600 kyr interval is unique with contrasting features, where all $T^{\circ}\text{ss}$ are lower than $T^{\circ}\text{sl}$ values (Figure 5-5e, f). There is a strong distinction to be made between the three time periods measured in core ODP823. The period between 1200-1500 ka corresponding to the obliquity driven 40 kyrs-world, is characterised by $T^{\circ}\text{ss}$ very similar to $T^{\circ}\text{sl}$ ($\text{ss} = \text{sl}$); the period of 400-600 kyr, with $T^{\circ}\text{ss}$ and $T^{\circ}\text{sl}$ higher than during the other periods and $T^{\circ}\text{sl}$ higher than $T^{\circ}\text{ss}$ (mean glacial and interglacial ($\text{ss} < \text{sl}$) = -1.2°C); and finally, the time interval from 0-400 kyr corresponding to the climate world of 100-kyr cyclicity, characterised by $T^{\circ}\text{ss}$ recorded higher than $T^{\circ}\text{sl}$ ($\text{ss} > \text{sl} = 0.6^{\circ}\text{C}$) (Figure 5-5).

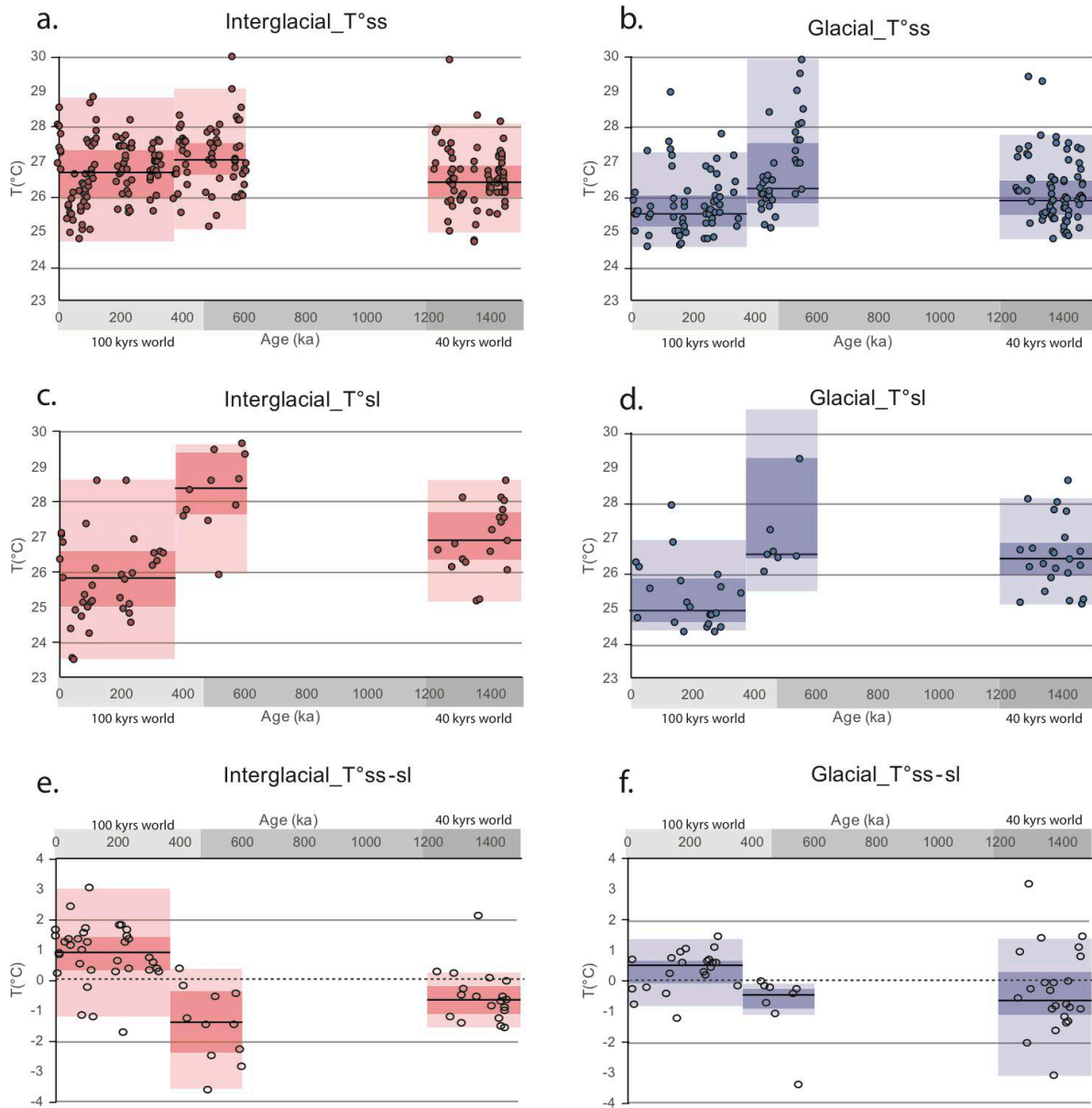


Figure 5-5: Long-term trends of paleotemperature record from core ODP823B derived from *G. ruber* ss ($T^{\circ}ss$: a, b) and sl ($T^{\circ}sl$: c, d) during interglacial periods (red; left column) and glacial periods (blue; right column). Differences recorded based on the two *G. ruber* morphotypes ($\Delta T^{\circ}ss-sl$; e, f). Time intervals selected to compute this distribution are based on isotopic stage as defined by Lisiecki and Raymo (2005) Three time intervals are observed over last 1.5 Ma: 1200-1500 ka (40 kyrs-world); 600-400 ka (MPT) and 0-400 ka (100 kyrs-world). The MPT interval is shown behind the age indication, by background shading using the boundary dates of Head and Gibard (2008). Following the time intervals selected, the box plots show the temperature distribution with the median (black line) the 25 % and 50 % variability of the values around (quartile) (dark and light boxes).

Between **500-600 ka**, higher values ($>29^{\circ}\text{C}$) than the data from the Warm pool are observed (Figure 5-6). Several factors that potentially influence the Mg/Ca ratio are discussed to explain the high Mg values between 500-600 ka:

The **Dissolution** of carbonate in the water column is a known bias affecting Mg/Ca foraminifer tests (Brown and Elderfield, 1996; Dekens et al., 2002; Nouet and Bassinot, 2007). In the Pacific, the carbonate compensation depth (CCD) varies between 3500 m and 5000 m deep in the Pacific (Prentice et al., 1993). The sediment cores we use in this study are above the CCD, ensuring good carbonate preservation. Similarly, the **diagenetic** events that occur after the death of the organism may potentially alter the trace element signature and may not reflect calcification conditions, such as temperature, salinity, and nutrient concentration (Hoogakker et al., 2009; Schrag, 1999). In the specific section recorded in core ODP823 (400-600 ka), no visual distinctions were observed in the selected foraminifers that might indicate diagenetic alteration. Furthermore, no unusual Fe values that might indicate potential contamination were observed (Greaves et al., 2005).

We ensured that the selected samples were chosen from hemipelagic sections and thus avoided influences related to **Sediment transports**, which may cause faunal mixtures by allochthonous inputs and thus skew the contents of a sampled population (Murray, 1991). Despite the sampling precautions, **bioturbation** can also play a role in the reliability of Mg/Ca data. Strong bioturbation activity generates mixtures of populations that have not lived under the same hydrological and/or climatic regime (Bard et al., 1987). Studies on plankton net traits and surface sediments have also suggested a relationship between **salinity** and Mg/Ca ratio (Thirumalai et al. 2016). In 2009, a study showed that in *G. ruber*, for salinities greater than 35.4 PSU, a 1 PSU change induces an overestimation of temperatures of around 1.6°C (Mathien-Blard and Bassinot, 2009). A local increase in temperature could induce a high Mg value and overestimate the derived temperature. Focusing on the exact controls of the Mg compositions of the 400-600 ka period samples is beyond the scope of this present study.

5.1.3 Discussion

5.1.3.1 Sea Surface temperature evolution through 1.5 Ma in Pacific South-West

The **ODP823 *G. ruber* ss** Mg/Ca-derived SST reconstruction shows glacial-interglacial variability across the Pleistocene in the range $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$, with mean interglacial periods around 28°C , and mean glacial periods around $25\text{--}26^{\circ}\text{C}$ (derived from the calibration of (Anand et al., 2003) (Figure 5-5; Figure 5-6). T^{ss} from the Holocene core top is $\sim 28^{\circ}\text{C} \pm 1^{\circ}\text{C}$, which corresponds to the mean values (28°C) of surface temperature according to the NOAA (WOA05) database. During the LGM period T^{ss} are significantly colder by $2.6^{\circ}\text{C} \pm 1^{\circ}\text{C}$.

Long-term T°ss recorded in core ODP823B exhibits an **increase in the amplitude** between the interglacial and the previous glacial periods over last 1.5 Ma. This trend is associated with a slight increase in the T°ss recorded during interglacial periods and slight cooling in the T°ss recorded during glacial periods (Figure 5-5a, b). The higher resolution T°ss curve follows the trends displayed by the oxygen isotope curve.

Tropical Pacific SST reconstructions are an important component of orbital-scale climate variability and play a key role in global climate change. At the glacial-interglacial scale, *G. ruber* ss indicates that surface temperature variations in this Western Pacific zone were closely related to variations in Milankovich orbital parameters over the last 450 kyr (Lea et al., 2000). This **observation made in core ODP823 is consistent with other records located in the Western Pacific Warm Pool**, which show a shift of surface water mean temperature between glacial and interglacial periods (de Garidel-Thoron et al., 2005, 2007; Lea et al., 2000; Russon et al., 2009; Sagawa et al., 2012; Visser et al., 2003).

Temperature records derived from *G. ruber* ss Mg/Ca across the Western Pacific Warm Pool show a clear change in the mode of glacial-interglacial variability over 500–1000 ka, corresponding to the MPT (de Garidel-Thoron et al., 2005; Medina-Elizalde and Lea, 2005; Regoli et al., 2015; Russon et al., 2011)(Figure 5-6). In particular, these records show a transition from a regime of lower amplitude, ~40 kyr period cycles prior to ~1000 ka to a regime of higher amplitude, ~100 kyr period cycles over the past ~500 kyr. The temperature differences between the Holocene and the LGM periods are between $\sim 1.7^{\circ}\text{C} \pm 1^{\circ}\text{C}$ (MD97-2140 : de Garidel-Thoron et al., (2005, 2007)) and $\sim 2.8^{\circ}\text{C} (\pm 0.7^{\circ}\text{C})$ (ODP806 :Lea et al., (2000); Medina-Elizalde and Lea, (2005)) of the same order of magnitude as the present study (Figure 5-6 ; black line with white circle). Although the glacial-interglacial temperature difference is relatively similar from one site to another, we observe a latitudinal gradient in the evolution of temperatures (Figure 5-6). Such an evolution might be expected based on the strong temperature gradient observed in the modern warm pool (Figure 5-1). In the Warm Pool (Figure 5-6 : a, b) over last 1.5 Ma, mean T°ss during interglacial are $\sim 29\text{-}30^{\circ}\text{C}$ and mean T°ss during glacial $\sim 26\text{-}27^{\circ}\text{C}$. Further south (Figure 5-6 : c) the site below the Papua-New-Guinea, over last 800 ka is characterized by mean interglacial T°ss $\sim 29^{\circ}\text{C}$ and mean glacial T°ss $\sim 25^{\circ}\text{C}$, slightly colder than the sites in the Warm Pool especially during glacial periods. In the south, the T°ss recorded along the New-Caledonia site (Figure 5-6 : e) are $\sim 26^{\circ}\text{C}$ and $\sim 23^{\circ}\text{C}$ during interglacials and glacials respectively. The differences between the temperatures of the Warm Pool site (MD97-2140) with the Southernmost site (MD06-3018) are $\sim 4^{\circ}\text{C}$ and $\sim 3^{\circ}\text{C}$ during interglacials and glacials respectively. In this context, the temperatures derived from ODP823 in this study are integrated between these two sites (Figure 5-6).

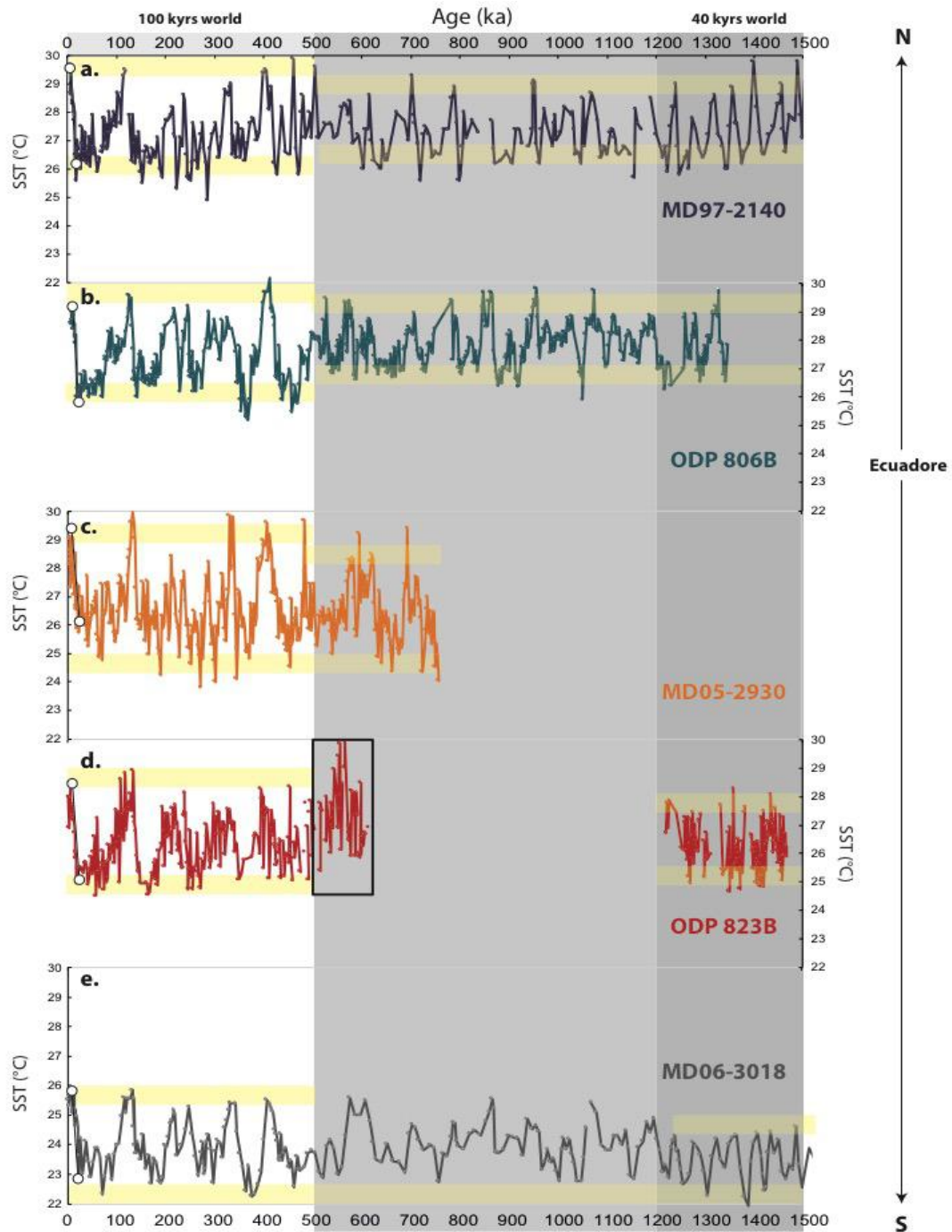


Figure 5-6: SST response in the tropical Pacific to glacial/interglacial climatic changes during the last 1.5 My derived from Mg/Ca result in the planktic foraminifera *G. ruber* ss. From northern to southern, recordings from the west Equatorial Pacific (a, de Garidel Thoron et al., 2005 and b, Medina Elizalde and Lea, 2005), c, from the southern of the Papua New-Guinea (Regoli et al., 2015) d, data from this study in the west of the Coral Sea and e, temperature from the east of the Coral Sea (Russon et al. 2011). Temperature variation between the holocene and LGM are marked with a line and white circles. The MPT interval is shown behind the age indication, by background shading using the boundary dates of Head and Gibard (2008). Highlighting the temperature range between glacial/interglacial periods by the yellow rectangles. The black rectangle shows the high values recorded between 500-600 ka on the ODP823 site described in this study.

5.1.3.2 Surface and subsurface temperature evolution derived from *G. ruber* morphotypes in core ODP823B

Over the last 400 ka in core ODP823B, the T^{ss} are significantly higher than the T^{sl} (Figure 5-4; Figure 5-5). The mean ΔT^{ss-sl} is $\sim 0.9^{\circ}\text{C}$ ($p > 0.05$) (Figure 5-7). Such an observation supports the hypothesis that *G. ruber* ss calcifies in warmer waters than *G. ruber* sl at this site location.

Our results also corroborate previous studies by Steinke et al., (2005) and Numberger et al., (2009) which used isotopic and elemental signatures using in sedimentary records from the western Pacific and the Indian Ocean, and the Mediterranean Sea, respectively. This vertical distribution was also observed in the study by Kuroyanagi and Kawahata, (2004), plankton net survey in the Sea of Japan and by Regoli et al., (2015) Southern the Gulf of Papua-New-Guinea. The geochemical variation and paleotemperature range difference between the morphotypes is explained in particular by their different ecological preferences (Sadekov et al., 2009; Steinke et al., 2005; Wang, 2000).

In core ODP823B the T^{ss} from the **core top** is $\sim 28^{\circ}\text{C}$. These values are **in agreement ($\pm 1^{\circ}\text{C}$) with modern** mean value from 0-30 m by NOAA (WOA05). The T^{sl} during Holocene periods is 1.6°C cooler, corresponding potentially to the modern subsurface temperature between 30-80 m water depth $\sim 26^{\circ}\text{C}$ by NOAA (WOA05). This observation is also consistent with a difference in calcification depth between the two morphotypes in the study area. Based on the results obtained in the Holocene period, we use the difference in temperatures estimated between the two *G. ruber* morphotypes as indicators of the stratification between the surface and the subsurface as made by Regoli et al (2015). However, studies of the seasonal flux of foraminifers using sediment traps collected in the northern South of China Sea, South of Java in Indian Ocean and in the Gulf of Mexico, did not reveal any significant differences between isotope ratio and Mg/Ca values, between these two morphotypes (Lin et al., 2004; Mohtadi et al., 2009; Thirumalai et al., 2015). This could imply that there are other processes that control the depth habitat of *G. ruber* morphotypes such as salinity, or turbidity in relation to the differences in local hydrographic conditions. The stratification of the water column, may lead to a specific habitat difference between these two morphotypes. The environmental conditions in the Easter Indian locality (an upwelling zone) (Mohtadi et al., 2009) and in the Gulf of Mexico (high turbidity) (Thirumalai et al., 2015) could explain the depth habitat. As a result the question of seasonal preference and/or calcification depth for these morphotypes is still debated but there could also be a special pattern to be studied.

The seasonality of the two types *G. ruber* ss and *G. ruber* sl does not show any type-specific pattern, as shown by two sediment trap time series from the South China Sea (Lin et al., 2004) and the Java

upwelling system (Mohtadi et al., 2009). In the study site ODP823B, we propose that the difference between the two morphotypes during the last 400 ka is a marker of a significant stratification of waters around 0 to 80 meters deep.

Results from core ODP823B indicates relatively stable surface temperature ($T^{\circ}ss$) with subsurface cooling of temperature ($T^{\circ}sl$) in the Coral Sea over 1.5 Myrs, highlighted by the increase of $\Delta T^{\circ}ss-sl$ in time (Figure 5-4; Figure 5-5). Indeed, if over the last 400 ka, $T^{\circ}ss$ are significantly higher than $T^{\circ}sl$, over the period 1200-1500 ka, the $\Delta T^{\circ}ss-sl$ tend to zero and $T^{\circ}ss$ and $T^{\circ}sl$ are not significantly different (Figure 5-7). The variability of the vertical temperature distribution recorded by *G. ruber* morphotypes through time can be explained by a **variation in the water stratification** (Figure 5-8).

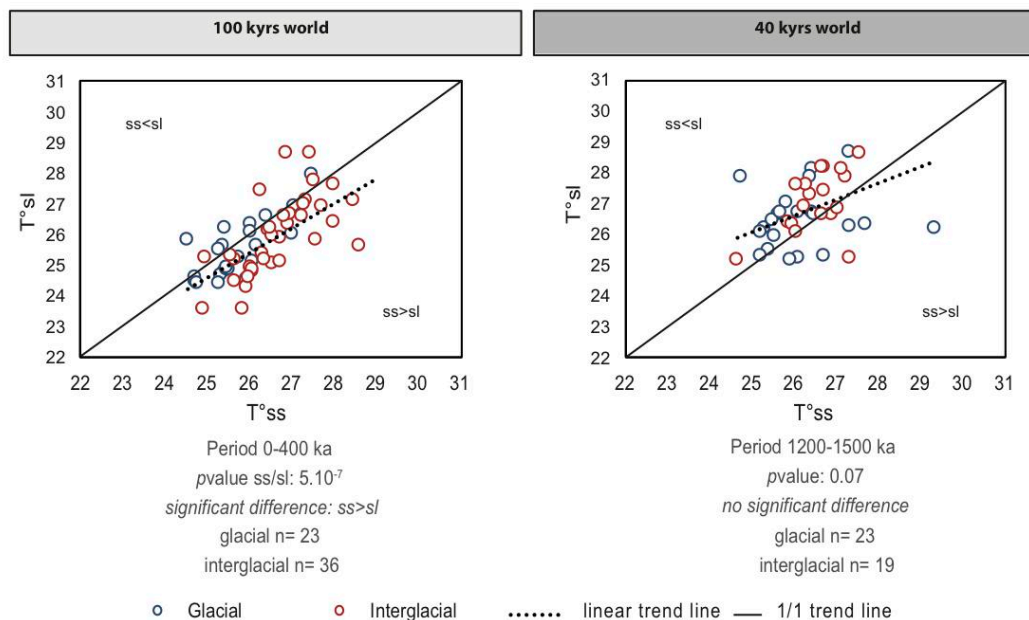


Figure 5-7: Temperatures derived from *G. ruber sensu stricto* ($T^{\circ}ss$) and *G. ruber sensu lato* ($T^{\circ}sl$) compared (1/1: black line) along 2 periods: 40 kyrs-world (1.2-1.5 Ma) and 100 kyrs-world (0-600 ka); from the core ODP823B. Distinction between glacial temperature (bleu circle) and interglacial temperatures (red circle). The Dash line show the general trend of all temperatures recorded for the periods.

The same temperature recorded by both morphotypes could suggest that the primary productivity was homogeneous in the water column between 0 and 100 meters between 1.2 and 1.5 Ma (40 kyrs-world). The temperature difference between the two morphotypes, $\Delta T^{\circ}ss-sl$, used as a proxy for stratification thus shows a potential increase in the stratification of waters off the GBR between 1.2Ma and 400 ka, ie during the MPT. In a little stratified water, the mixed-layer is thick and there is little difference in the physicochemical properties of the surface water mass. By increasing stratification there is less vertical exchange, especially in temperature and nutrients.

Changes in the quality of surface water may have an impact on organisms living in the water column (Uthicke and Altenrath, 2010). Foraminifera have recently been suggested as indicator organisms for changes in water quality in coral reef waters (Hallock, 2000; Hallock et al., 2003; Uthicke and Altenrath, 2010).

A similar progressive shoaling of the thermocline was observed in Gulf of Papua over the last 800 kyrs (Regoli et al. 2015). Using the same approach with both *G. ruber* morphotype paleotemperature records the Regoli et al., (2015) study proposes an increase of thermocline depth that could be due to an intensification of the advection of cold subsurface waters from the southern subtropical gyre. These temperature changes must involve changes in ocean heat transport that occur on a larger scale rather than regional changes in the wind field. We thus hypothesise that a climatic change modification that took place during MPT impacted on the atmospheric circulation, inducing changes in winds strength and could explain the changes of surface and subsurface temperatures at a regional scale of the Coral Sea.

The mixed-layer depth shoaling observed over time (before 400 ka) could increase the habitat space of *G. ruber* sl toward the surface, and then lead to increased competition between the two morphotypes, to the detriment of *G. ruber* ss. *G. ruber* is known as a symbiotic bearing group. The vertical distribution of *G. ruber* morphotypes in the modern ocean suggests that the different habitats of each maybe determined by different controlling factors (Kuroyanagi and Kawahata, 2004); *G. ruber* ss distribution could mainly depend on light intensity linked to symbiotic activity, whereas *G. ruber* sl could be more linked to predation activity, and thus, could depend on food availability. Modern algal symbiont bearing groups have been shown to increase with improved water column transparency, which in turn is a function of plankton concentrations and nutrient levels (Hallock, 1987).

Another factor that can influence the vertical temperature distribution in the water column or the adaptation of foraminifers recording it is the **contribution of rivers discharge and associated changes in salinity and turbidity**. In fact, the variability of the terrigenous inputs in the water column can have an impact on the nutrient supply as well as the turbidity of the surface water (Logan et al., 2013). The flux of terrigenous input may have evolved over time, either by a major climatic change impacting on precipitation, or by the geomorphological evolution of the study zone induced by barrier reef expansion around 500 ka. Hypotheses developed by the the study of terrigenous flows (K, Fe, Ba) in Schmitt et al (in prep: Chapter 3).

Moller et al., (2013) showed with samples from the North Atlantic, that *N. pachyderma* specimens morphologies distribution in the water column is linked to nutrient availability: waters with more nutrients are associated with compact shells with circular silhouette whereas waters with lower concentrations of nutrients are associated with elongate and lobate shells. It is possible to suggest that this **morphological adaptation** to nutrient level is recognizable in different planktonic foraminifera species as for *G. ruber*. For explaining the difference of living depths between the two morphotypes, temperature cannot be invoked as a unique controlling factor. Different records of morphological variability can thus help us to interpret the differences in habitat depth. As we showed previously (Figure 5-3), *G. ruber* sl presents a final chamber that is flattened and strictly different than the *G. ruber* ss's one (Wang et al., 2000). Studies showed that the species living in the subsurface or deeper are often described as more "flattened" than those living at the surface, in order to adapt to the decreasing light intensity in the water column (Hottinger and Hottinger, 1977). In the case of *G. ruber* sl morphotypes, it is possible to suggest that the "flattening" of the final chamber coupled with a preference for nutrition by predation, have been used as an adaptation to balance the decreased symbiotic photosynthesis efficiency with increased depth. The hypothesis of a morphological adaptation would be interesting to observe by investigating the proportion of each morphotypes present in the samples.

Theoretical temperature profile in depth

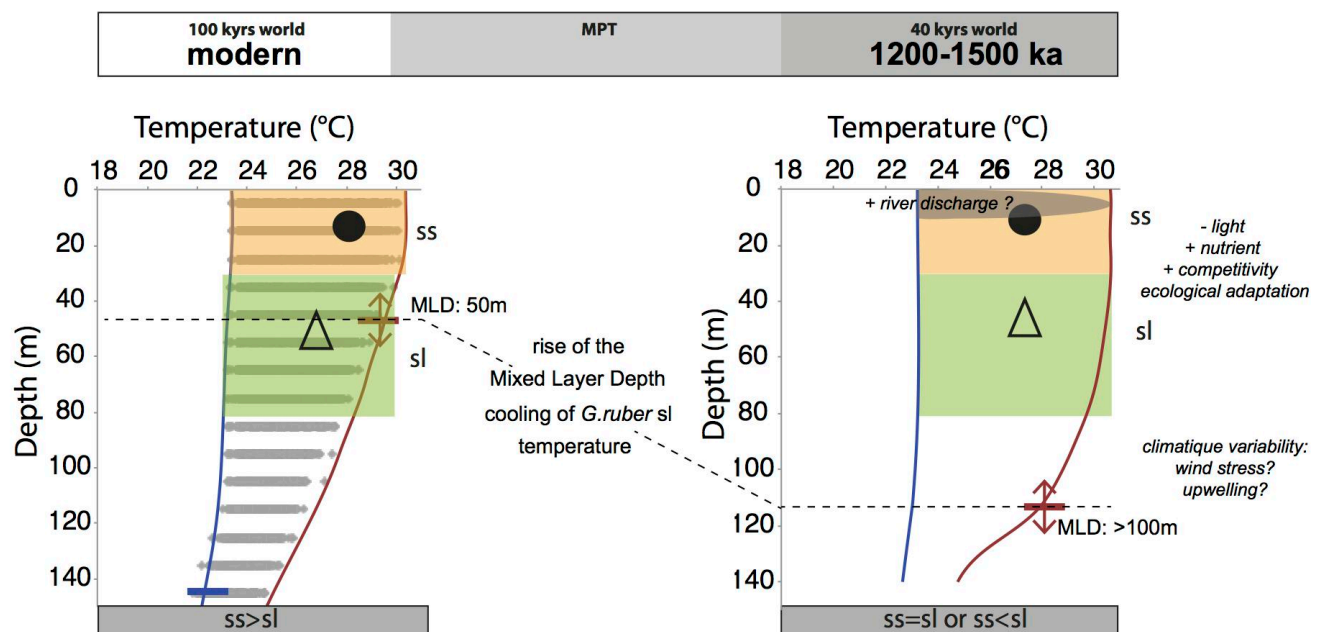


Figure 5-8: Profile of the theoretical temperature distribution in the water column of the core ODP823 (0-140m) during the period of 1200-1500 ka, comparison with the modern distribution temperature profile according to NOAA (WOA05). Potential effect of the thermocline rise in temperature variation recorded by both morphotypes in respective calcification depth according to Wang et al (2000).

To summarize the study of the vertical variability of the temperatures recorded by the two morphotypes of *G. ruber* highlights a distribution in relation to water column conditions (local factors: temperature, salinity, nutrients ...), in connection with the surface and subsurface water circulation (Figure 5-8). Well-stratified waters will tend to favour a distinct difference between the two morphotypes which is the case for modern condition at our study site ODP823. A mix of surface and subsurface water beyond the *G. ruber* depth (> 100 m), allows to record identical temperatures for both morphotypes. We hypothesis that additional effects such as competition and adaptation to extreme conditions (turbid waters, nutrients) could explain our results. These conditions can be observed especially in upwelling area or strong river discharge. This sea surface and subsurface circulation are variable in space (Mohtadi et al., 2009; Thirumalai et al., 2015) and in time as shown here. In this study, the variability in $T^{\circ}\text{ss-sl}$ over time seems related to long-term climate change between 1200 and 400 ka potentially influenced by a global orbital process.

Conclusion

Sea-surface-temperature derived from Mg/Ca in *G. ruber* show glacial-interglacial variability over time with increase of amplitude about 1°C overs last 1.5 Ma. The results are within the expected range of temperature when compared with other SST record in the Western Pacific Ocean and Holocene values are in agreement with modern database at the same locality. Our study, by focusing on the geochemical distinction between the two morphotypes of *G. ruber* (ss and sl) shows long-term evolution of water column temperature. Over last 400 kyr, the study shows significant differences in recorded by the $\Delta T^{\circ}\text{ss-sl}$. Based on the hypotheses of the different depth of calcification for both morphotypes, this evolution over time between the two morphotypes through the last 1.5 Ma can be used as new proxy of the past stratification change. In the period 1200-1500 ka the $\Delta T^{\circ}\text{ss-sl}$ trend tends to zero or is inverted. The evolution of the vertical distribution through the late Pleistocene is interpreted as climate changes impacting water condition and inducing a cooling of the *G. ruber* sl over time.

Acknowledgements

We thank Martha Garcia from Aix-Marseille University, Cerege (France), for her Mg/Ca measurements on ICP-MS. Thank you also to Marion Rioval from the LPGN (France), for her. help in setting up the protocol for measuring Mg/Ca in the laboratory as well as for the measurement acquisition. We thank Ifremer and Total for funding this project,

5.2 Variations glaciaire-interglaciaire du rapport Mg/Ca sur foraminifère unique de deux morphotypes de *G. ruber* planctoniques

Introduction et synthèse de l'article

Les reconstructions des paléotempératures via le rapport Mg/Ca sur l'espèce de foraminifère planctonique *G. ruber* ss de la carotte ODP823B (Chapitre 5-5.1) témoignent de SST relativement stables entre 28 °C et 25°C en périodes interglaciaires et glaciaires respectivement, sur les périodes de temps étudiées (1200-1500 ka et 0-600 ka). De l'autre côté de la mer de Corail, au large de la Nouvelle-Calédonie, Russon et al. (2011) ont montré une tendance similaire. Dans cette étude, les SST moyennes de la mer de Corail enregistrées par l'espèce de foraminifère *G. ruber* ss sont globalement comprises autour de 28 °C en périodes interglaciaires et ne descendent pas en dessous de 20 °C lors des périodes glaciaires au cours des derniers 1.5 Ma. Cela signifie que la moyenne des températures enregistrées n'est pas un facteur principal de contrôle dans l'expansion des récifs barrières dans cette zone. Cependant, si la moyenne reste relativement stable dans le temps, il n'est pas exclu d'avoir une évolution dans la saisonnalité. Ainsi, des enregistrements ponctuels de valeurs extrêmes, en-dessous ou au-dessus du seuil limite de croissance des carbonates, peuvent avoir fourni une limite climatique régionale au développement des récifs à cette échelle. Actuellement dans la mer de Corail (10 °S-23 °S), la gamme saisonnière moderne de SST est de 26-30 °C en été austral et de 21-26 °C en hiver (NOAA, WOA05). Ce sont des températures comprises dans la gamme optimale de production des carbonates (Kleypas et al., 1999).

L'approche standard de mesure du rapport Mg/Ca dans les coquilles de foraminifères consiste à mesurer de 20 à 30 spécimens monospécifiques sélectionnés dans un échantillon, correspondant en moyenne à 1 cm de dépôt de sédiment (Chapitre 5- 5.1). Cette technique permet essentiellement d'obtenir une valeur de température moyenne, éliminant toute variabilité interannuelle ou saisonnière sur l'intervalle de temps étudié (Barker et al., 2003). Grâce à de récentes améliorations des techniques et d'instrumentation micro-analytique, telle que le laser couplé à un ICP-MS (LA-ICP-MS), il est possible de caractériser les distributions d'éléments chimiques dans une coquille de foraminifère (ou test) (exemples d'études sur foraminifère planctonique : Billups and Spero, 1996 ; Hathorne et al., 2003 ; Kısakürek et al., 2008 ; Leduc et al., 2009 ; Sadekov et al., 2008, 2009 ; Spero et al., 2015). En raison de la durée de vie relativement courte des foraminifères planctoniques (~1 mois), leurs coquilles représentent un bref aperçu des conditions océaniques de surface au cours de leur période de calcification (Bé, 1977). Ainsi,

les analyses individuelles de foraminifères peuvent fournir des indications sur la variabilité saisonnière et interannuelle passée dans l'intervalle échantillonné (Sadekov et al., 2009).

Dans cette étude, il a été possible de caractériser la variabilité Mg/Ca dans des spécimens uniques de deux morphotypes de *G. ruber* initialement décrits par Wang (2000), par l'utilisation d'un LA-ICP-MS. Les spécimens de *G. ruber* ont été prélevés dans une carotte de sédiment forée au large de la Nouvelle-Calédonie (MD06-3018 ; 23 °S/163 °E). Sur la base de l'enregistrement bien contraint chronologiquement (Russon et al., 2011), il est possible de fournir une estimation de la gamme de températures de calcification pour les deux morphotypes de *G. ruber* (ss et sl) pendant cinq cycles glaciaire- interglaciaire au cours des derniers 1.55 Ma. Les cycles, non successifs, sont choisis pour caractériser l'évolution avant/après/pendant la Transition Moyenne Pléistocène (MPT).

La première étape a été d'évaluer la reproductibilité de la méthode. Ensuite, les reconstructions des gammes de température du haut de l'enregistrement (core top = Holocène) sont comparées avec les valeurs de température in situ (Smith and Reynolds, 2004). En raison de leurs préférences écologiques (Kuroyanagi et al., 2008 ; Numberger et al., 2009 ; Steinke et al., 2005 ; Wang, 2000), il est proposé d'utiliser les deux morphotypes de *G. ruber* comme traceurs respectifs des conditions de surface et de subsurface. La comparaison des SST dérivées des deux morphotypes (ss-sl) permet ainsi d'estimer l'état de la stratification des masses d'eaux de surface. Les résultats obtenus indiquent des différences significatives et systématiques entre les deux morphotypes qui ne restent pas constantes dans le temps. Une augmentation progressive de la température de l'eau de surface au cours des interglaciaires est mise en évidence ainsi qu'une diminution de la température de l'eau de subsurface au cours des glaciaires, potentiellement liée à un changement de la stratification de la colonne d'eau au cours de la MPT. Un résultat important de ces travaux a donc été de démontrer que le rapport Mg/Ca à spécimen unique sur les morphotypes foraminifères peut offrir des perspectives uniques sur les reconstructions paléoenvironnementales.

Past Glacial-Interglacial variations of single foraminifera Mg/Ca of two morphotypes of planktic *G. ruber*

Authors:

Schmitt A.¹, Elliot M.¹, La C.¹, Bassinot F.², Thirumalai K.³, Petersen J.¹, Movellan A.^{1,4}, Jorjy S.J.⁵, Borgomano J.⁶

¹Laboratoire de Planétologie et Géodynamique UMR 6112, 44300 Nantes, France

²LSCE, 91191 Gif-sur-Yvette, France

³DEEPS, Brown University, 02912 Rhode Island, USA

⁴Ocean Zoom, 44300 Nantes, France

⁵IFREMER, 29280 Plouzané, France

⁶CEREGE-CNRS, 13545 Aix en Provence, France

Submitted in "Chemical Geology" in June 2018 SI: "Geochemical proxies in marine biogenic carbonates: New developments and applications to global change".

Abstract

The ratio of magnesium to calcium (Mg/Ca) in foraminiferal shells is commonly used as a proxy for past ocean temperature. Recent advances in elemental analyses now enable single-specimen measurements of planktic foraminifera and thus can provide information on past seasonal and interannual variability, owing to the near-monthly lifespan of foraminifera. In this study, we explore the temperature range recorded by Mg/Ca in tests of foraminifera *Globigerinoides ruber*, a planktic species that develops throughout the year in tropical waters. Using LA-ICP-MS, we characterize Mg/Ca variability in single specimens of two morphotypes of *G. ruber* picked from a sediment core retrieved offshore New-Caledonia. We provide an estimate of the range of calcification temperatures for these morphotypes during five interglacial-glacial cycles over the last 1.55 million years. Although we find significant and systematic differences between the morphotypes, the temperature offsets do not remain constant through time. Our results highlight a progressive increase in surface water temperatures during interglacials, decreases in glacial subsurface water temperatures, and potentially, a change in the stratification of the water column over the Mid-Pleistocene Transition. We conclude that single-specimen Mg/Ca on foraminiferal morphotypes can offer unique perspectives on paleoenvironmental reconstructions.

Keywords : *Globigerinoides ruber*, Mg/Ca ratio, sea surface temperature, LA-ICPMS, seasonality, Quaternary

Introduction

The magnesium-to-calcium ratio (Mg/Ca) in foraminifera reflects the sea water temperature at the time of shell calcification (Eggins et al., 2003). Planktic foraminiferal Mg/Ca thermometry has emerged as a powerful tool in paleoceanography to reconstruct past ocean temperatures in the water column, and in particular, sea-surface temperatures (SST) (Barker et al., 2003; Dekens et al., 2002; Elderfield and Ganssen, 2000; Lea et al., 2000; Rosenthal et al., 2000). The standard approach is to measure ~20 to 30 monospecific specimens selected from each sample. These measurements are thought to reflect past temperature over the period of time represented by the sediment sample, commonly decades to millennia depending on regional accumulation rates and bioturbation mixing. Such reconstructions average out any inter-annual or seasonal temperature variability over the studied time interval (Anand et al., 2003; Barker et al., 2003).

Recently, several micro-analytical instrumentation techniques have been developed to characterize chemical element distributions within an individual foraminiferal shell (or test), including Laser Ablation ICP-MS (LA-ICP-MS) on planktic species (Billups and Spero, 1996; Eggins et al., 2004, 2003; Hathorne et al., 2003; Kısakürek et al., 2008; Leduc et al., 2009; Sadekov et al., 2009, 2008; Spero et al., 2015). Because foraminifera calcify over a period of weeks to a month (Spero et al. 1998), individual foraminiferal analyses (IFA) can yield insights into month-to-month and longer forms of temperature variability within the sampled time interval. Recent geochemical and statistical work has shown that in most locations, the IFA signal is dominated by seasonality i.e. the average peak-to-trough seasonal temperature range during a sampled time interval (Sadekov et al., 2009).

In this study, we focus on planktic foraminifera *Globigerinoides ruber* (white), a species widely used to reconstruct SST. *G. ruber* has a broad ecological gradient: it develops in oligotrophic waters ranging from 16 to 31 °C and salinity from 22 to 49 PSU. Its optimum temperature is ~26.5 °C from (Bijma et al., 1990). This species is found between the surface and has been found as deep as 120 meters (Fairbanks et al., 1982; Kawahata et al., 2002; Kuroyanagi and Kawahata, 2004). Some studies have hypothesized specific habitat preferences for the two *G. ruber* morphotypes: *sensu stricto* (ss) and “Elongatus morphotypes”/*sensu lato* (sl) (Wang, 2000), whereas other studies have found no significant differences (Thirumalai et al., 2014). Assessing the effect of morphotypical variability on geochemical variability, and ultimately, its effect on temperature reconstructions is essential to generate accurate records of past climate.

Here, we focus on morphotypical variability of *G. ruber* in downcore sediments taken offshore New-Caledonia (23 °S/163 °E). Our study covers the Pleistocene period, which is marked by a shift in the dominant periodicity of glacial-interglacial cycles from 41 kyr obliquity cycles to higher amplitude 100 kyr eccentricity cycles, demarcated by the Mid Pleistocene Transition (MPT) circa ~800 ka. We reconstruct past seasonality using IFA of Mg/Ca of *G. ruber* (white). We measure a series of specimens from the same sample and estimate the maximum/minimum temperature ranges at the New-Caledonia margin. We first evaluate the reproducibility and the accuracy of core top temperature reconstructions and compare them with in situ temperature data (Behringer and Xue, 2004; Reynolds et al., 2002; Smith and Reynolds, 2004). Finally, we compare results over five climatic cycles during the last 1.5 Ma and test the statistical differences of temperature ranges reconstructed from the two *G. ruber* planktic foraminifera morphotypes.

5.2.1 Material and Method

5.2.1.1 Study area and modern hydrography

Samples of planktic foraminifera were selected from specific depths of deep sea sediment core MD06-3018 (23°00' S, 166°09' E and 2470 m water depth) which is located on the eastern side of the New-Caledonia Trough, ~60 km offshore of the island of New-Caledonia (Figure 5-9). The age model of this sediment core has been derived from isotope stratigraphy and magnetic properties and spans the past 1.5 Ma (Russon, 2011).

At our site, World Ocean Atlas (WOA) 2005 SST values at 0 m depth, for the 1° by 1° grid range from winter (August) values of ~22 °C (Figure 5-9a) to summer (February) values of ~28 °C (Figure 5-9b), thus a maximum seasonal SST amplitude range of ~6°C. Surface waters are influenced by the South Equatorial Current (SEC) which transports warm waters from the western equatorial Pacific southwards (Bostock et al., 2006; Ridgway and Dunn, 2003) (Figure 5-9).

Precipitation over New-Caledonia ranges from ~50 mm/month during the late winter and early spring to >140 mm/month in the summer rainy season. The mean-annual open ocean surface salinity in the central New-Caledonia Trough is 35.3 PSU with seasonal fluctuations driven by precipitation changes on the order of ~2 PSU (Delcroix and Lenormand, 1997).

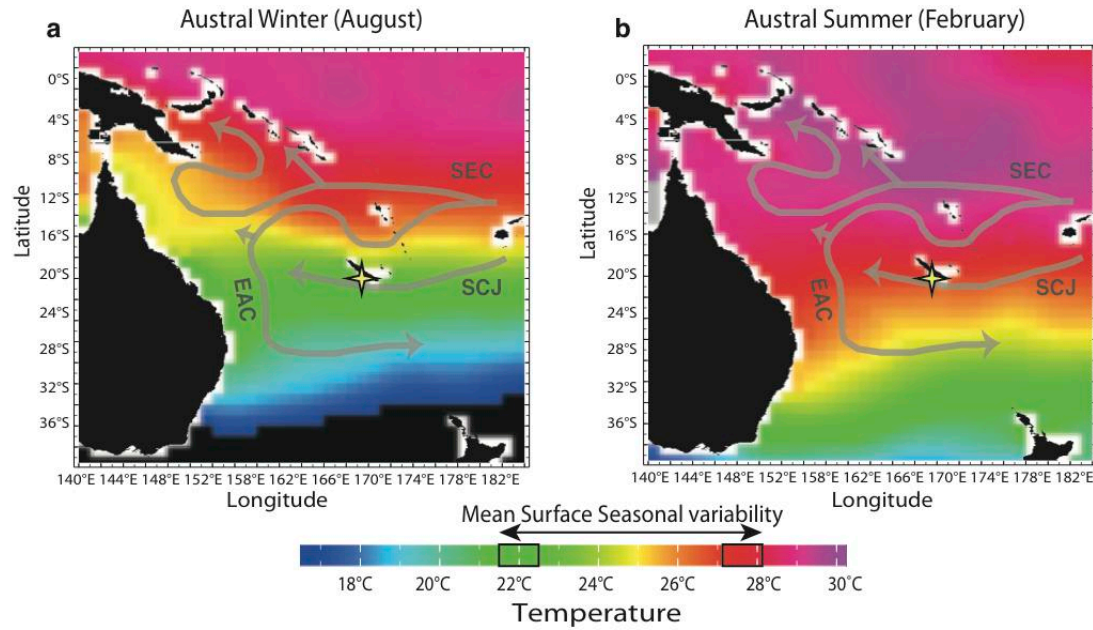


Figure 5-9: Modern hydrodynamic surface water in New-Caledonia. Present-day seasonal climatology in the New-Caledonia core location (NOAA, WOA05): surface temperature (0m) during a. austral winter (August) b. austral summer (February) with Schematic surface water circulation regimes in the subtropical southwest Pacific. Abbreviations are as follows: SEC = South Equatorial Current, EAC = East Australian Current, SCJ = South Caledonian Jet.

Regarding the subsurface temperatures of this location we use Global Ocean Assimilation System potential temperature values from NOAA (2° spatial grid) recorded since 1854 (Smith and Reynolds, 2004)(Figure 5-10). The mixed layer depth at our site is estimated to be ~40 m in austral summer and ~130 m in austral winter, on average.

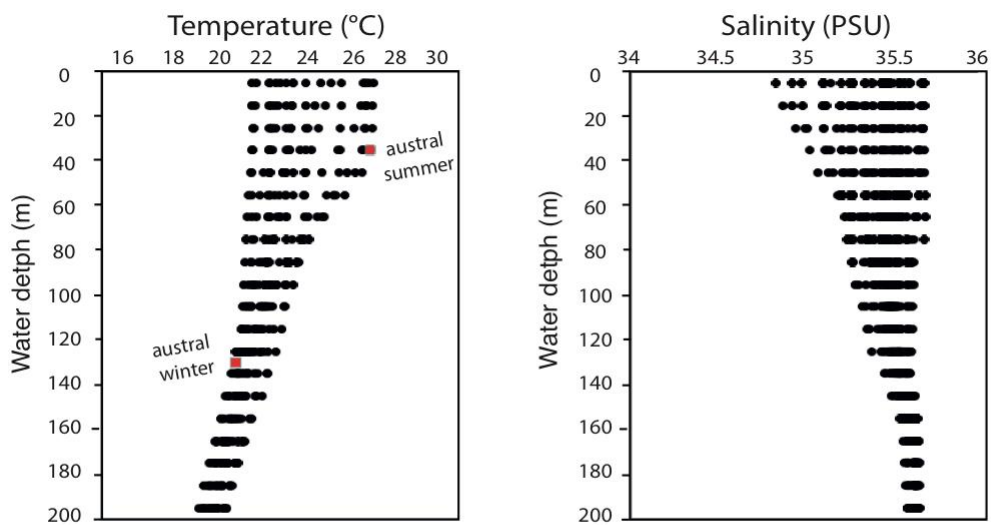


Figure 5-10: Potential temperature profile and Salinity profile (0-200m), mean of the last 37 years, at the core location per month and depth (NOAA, GOAS). Red points correspond to the mean mixed layer depth during austral summer (40m) and austral winter (130m).

We compare mean monthly SSTs from global data with a daily resolved dataset from Uitoé close to Amédée lighthouse in New-Caledonia (65 km to the core location). The daily sea surface temperature record provides more accurate representations of seasonal temperature variability with a larger range of temperatures around 8 °C which is 2 °C more than the maximum range estimated from monthly mean SST data sets. SST at Amédée are approximately 1 °C warmer and 1 °C colder than the mean monthly SST data. This comparison of local *in situ* versus 1°-1° SST's derived from global databases highlights larger-scale variability (Varillon et al., 2018) (Figure 5-11).

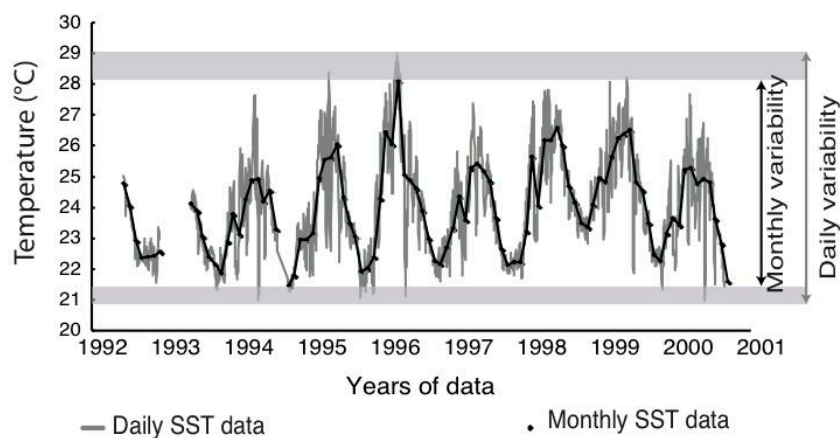


Figure 5-11: Daily and monthly SST data at 5m depth since 1992 to 2001 from Uitoé.

5.2.1.2 Sample selection

The age model for marine core MD06-3018 yields a mean sedimentation rate of 20 mm/kyr and an age of 1550 ka at the base of the core-bottom. The core top (0-1cm) is of Holocene age and was dated at 3660 years BP by radiocarbon (Russon et al., 2010). Russon et al (2010) generated an SST record for the western New-Caledonia margin using Mg/Ca measurement by ICP-AES of planktic foraminifera *G. ruber* (*white*) on this same sediment core. Results from this previous study showed that for the last 1.55 Ma, mean Interglacial periods temperatures were around 27°C and mean Glacial periods temperatures around 23°C (Figure 5-12).

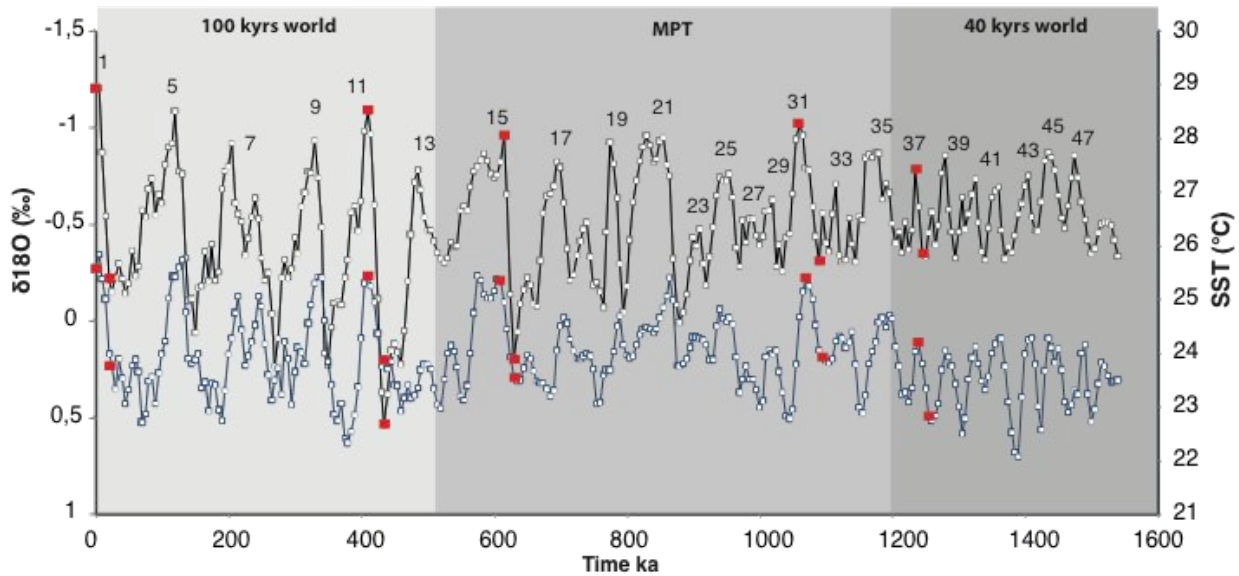


Figure 5-12: Oxygen Isotope (black) and Sea Surface Temperature (SST) (bleu) derived from Mg/Ca measurement on planktic foraminifera *G. ruber* white ss core MD06-3018 (adapted from Russon et al 2010). Marine Stage Isotopes (MIS) interpretation and samples selection position (red points) over last 1.6 Ma. The MPT interval, is shown by background shading using the boundary dates of Head and Gibbard (2008).

We selected specific time intervals in sediment core MD06-3018 corresponding to 1cm thick sediment layers, which approximately span 300 years of deposition. Ten horizons were chosen corresponding to five interglacial/glacial periods over the past 1.55 Ma. The sampling strategy was to sample glacial interglacial periods prior, during and after the MPT. We selected samples from MIS 37/38 (40 kyr-world), MIS31/32 and 15/16 (during the MPT) and finally MIS11/12 and MIS1 (Holocene)/2 (LGM) (100 kyr-world) (Table 5-1).

Sample	Depth in core (cm)	Age (ka)	Period	number of <i>G.ruber</i> ss measured	number of <i>G.ruber</i> sl measured	number of chambers measured / <i>G.ruber</i>	number of measurement /chambers	number of hole /LA
MIS1-a	1	0,3	IG	13	13	2	3	156
MIS1-b	1	0,3	IG	15	15	2	3	180
MIS1-c	1	0,3	IG	15	15	2	3	180
MIS2	75	22	G	15	15	2	3	180
MIS11	990	405	IG	15	15	2	3	180
MIS12	1050	435	G	15	15	2	3	180
MIS15	1300	607	IG	15	15	2	3	180
MIS16	1330	630	G	15	15	2	3	180
MIS31	1880	1069	IG	15	15	2	3	180
MIS32	1950	1095	G	15	15	2	3	180
MIS37	2083	1235	IG	15	15	2	3	180
MIS38	2085	1250	G	15	15	2	3	180

Table 5-1: Samples selection and LA-ICP-MS in single foraminifera measurement strategy, core MD06-3018.

5.2.1.3 Analyses strategy

Within each wet-sieved sample, thirty individual foraminifera (15 *G. ruber* ss and 15 *G. ruber* sl) were picked from the 250-315 µm size fraction. The size fraction analysed was chosen to include only adult stages of this species and corresponds to the same size range used for Mg/Ca by ICP-AES measurements (Russon et al., 2010). For each individual foraminifera, we chose to systematically measure the same two chambers (F-1, F-2). Each chamber was measured three times to obtain a reliable average for each shell (Figure 5-13). We refrained from measuring the final chamber after initial tests showed aberrant Mg/Ca values, potentially due to the presence of organic matter.

Prior to measurement, we intensively cleaned our foraminiferal samples. We performed the clay-removal step of Mg/Ca cleaning procedure described in (Barker et al., 2003) which was slightly modified by (Koho et al., 2017) and (Petersen et al., 2017). We utilized the intensity-ratio calibration method for our measurement, detailed in (de Villiers et al., 2002). First, the specimens were rinsed three times with 200 µL of ultra-pure water. Next, we used a 200 µL methanol rinse (twice) and followed that with three final rinses in ultra-pure water. Each time the samples were gently agitated with a vortex machine for 5 seconds and the liquid was removed with a Pasteur pipette. Such a procedure ensures that foraminiferal shells are not broken.

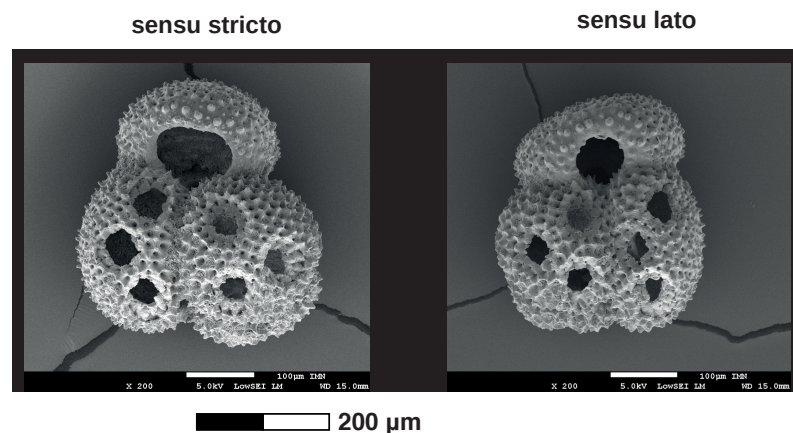


Figure 5-13: *G. ruber* white *sensu stricto* (ss) and *sensu lato* (sl) foraminifera from Wang et al (2000) terminology, SEM picture from the core MD06-3018, after laser ablation measurement.

Location of the different holes measured in the different two chambers (F-1; F-2) of the foraminifera.

5.2.1.4 LA-ICPMS operating conditions and instrument calibration

Our samples were analysed using a Laser Ablation (ArF excimer laser, 193 nm, Analyte G2, Photon machine Inc.) and Quadrupole Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (820-MS varian) (LA-Q-ICP-MS) at the LPG, Nantes University (France). This tool is a direct sampling analytical technology that enables highly sensitive elemental analyses on solid samples. Laser sampling was

conducted in a He atmosphere to maximize sample yield. A number of isotopes (^{24}Mg , ^{25}Mg , ^{26}Mg , ^{27}Al , ^{43}Ca , ^{44}Ca , ^{48}Ca , ^{47}Ti , ^{48}Ti , ^{55}Mn , ^{57}Fe , ^{88}Sr , ^{137}Ba , ^{208}Pb) were measured using a rapid peak hopping procedure as laser ablation proceeds through test walls.

Before every analytical session, the ICP-MS was tuned with the NIST SRM 612 reference material to minimise oxide formation ($\text{ThO}^+/\text{Th}^+ < 0.5\%$) and elemental fractionation ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ close to 1) as well as to optimise the signal. All ICP-MS parameters are summarized in Table 5-2.

A typical laser ablation profile corresponds to ~30 second data acquisition of the background signal, followed by ablation of the chamber wall (duration approx. 30 sec). The ablation process is stopped manually after a visual control of the complete ablation of the chamber wall. Finally, another interval of background signal is measured (Figure 5-14). The standards, NIST 610 as well as an in-house carbonate standard obtained from the Royal Netherland Institute for the Sea Research (NFHS) was ablated with a laser energy density of $\sim 0.91 \text{ J/cm}^2$, between every five foraminifera analyses. The results for the NFHS carbonate standard are used for quality control and reproducibility.

Analyte G2 laser ablation system (193 nm)	
Energy density Laser fluence	0.91 J/cm ²
Laser pulse repetition rate	4 Hz
He flow rates	0.7 and 0.3 LPM
Projected spot size	65 μm
Quadrupole Varian 820-MS	
Dwell time	20 ms
RF power	1.15 kw
Sheath gas flow	0.8-0.9 L/min
$^{232}\text{Th}^{16}\text{O}^+/\text{Th}^+$	< 0.5%
U/Th	~1
Limite quantification	ET*10
Limite detection	ET*3

only those that remain constant throughout all the experiments are presented here.

Table 5-2: Summarized LA-ICP-MS operating conditions for technic.

5.2.1.5 Data processing

Mg/Ca ratios were calculated by normalization to the known trace element concentrations in the drift-corrected, bracketed analyses of the NIST 610 standard (Mg = 432 $\mu\text{g/g}$, Ca = 81.830 $\mu\text{g/g}$, relative standard deviation about 0.1 to 0.5 %, (Jochum et al., 2011)). Calibration of element/calcium ratios in calcium carbonate samples using a NIST glass standard has been demonstrated to be accurate for many elements when using a 193 nm laser (Hathorne et al., 2008). We use ^{43}Ca as our internal standard. We obtain the integrated average Mg/Ca ratio after excluding an initial elemental spike (Figure 5-14), that could reflect surface contamination or excess material ablated from the shell surface (identified on profiles using Glitter software). Finally, we convert Mg/Ca values into temperatures using the equation derived from sediment

traps in the Sargasso Sea, specific to the *G. ruber* white 250-350 µm (Anand et al., 2003). The same equation is used for the two morphotypes of *G. ruber* :

$$\text{Mg/Ca (mmol/mol)} = 0.34 \exp 0.102 T (^{\circ}\text{C})$$

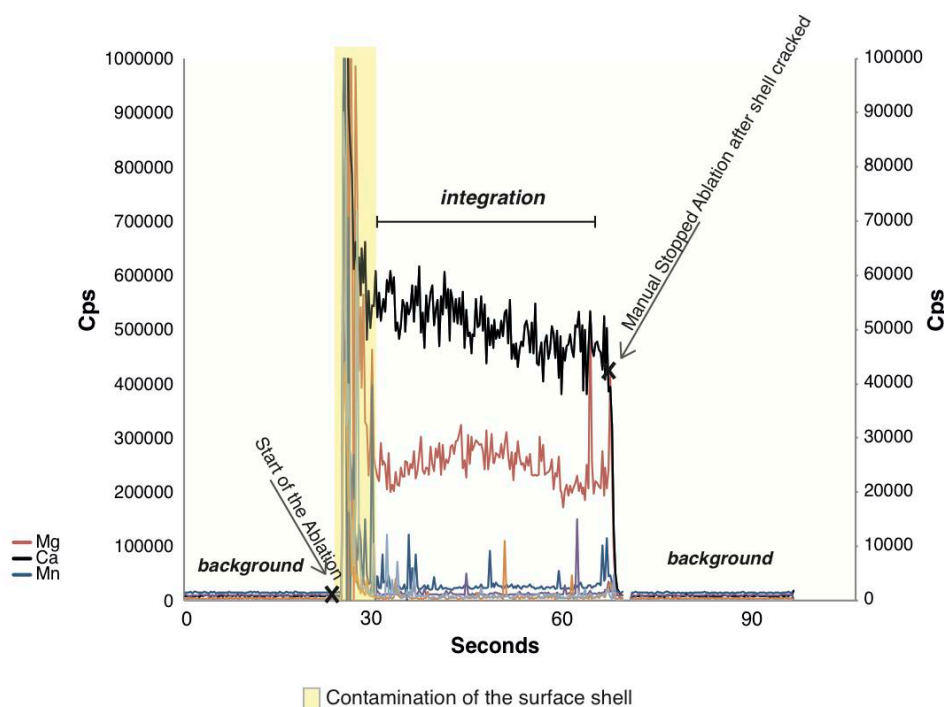


Figure 5-14: Typical *G. ruber* trace elements raw profiles from laser ablation across one hole in one chamber. All tests have been ablated (profiled) from the outer to the inner surface (left to right).

5.2.1.6 Reproducibility and analytical precision

We used two standards: the NIST 610 for a silicate glass matrix and the NFHS a carbonate matrix, measured several times a day and at each session to ensure adequate reproducibility. The ratio $\text{Mg}^{24}/\text{Ca}^{43}$ NIST 610 percentage relative standard error of all sessions on this study is ~2 % (0.06 mmol/mol), with a difference of 0.11 mmol/mol compared to the reference from Jochum (2011). Daily variations in the analysis of the standard NIST 610 is low (0.5 %), indicating appropriate analytical conditions for measurement. The carbonate standard is less homogeneous, where NFHS was used to evaluate the external reproducibility. During each analytical session, 7 to 9 standards NFHS are measured, and the relative standard error was found to be ~4 %. The largest Mg/Ca variability observed during one ablation profile for the NIST 610 was ~10 % relative standard deviation.

In order to quantify the reproducibility of the analytical method, related to natural variability within one sample, 3 replicates were analysed from the same sediment core level. In total, we analysed 86 foraminifera (MIS1 a, b, c), where we chose to replicate core-top sample (0-1 cm).

The replicates of 30 foraminifera (15 *G. ruber* ss / 15 *G. ruber* sl) are named a, b, c (Figure 5-15; Table 5-1).

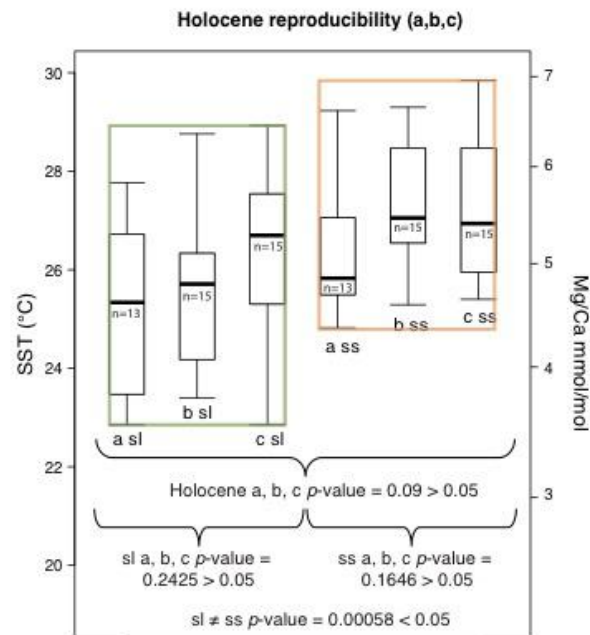


Figure 5-15: Reproducibility of the Holocene period with 3 replicates (a, b, c) temperature range derived from Mg/Ca in single foraminifera on two morphotypes of *G. ruber* white ss (orange box) and sl (green box).

5.2.2 Results

5.2.2.1 Variability of the Mg/Ca profiles

Previous studies have shown intra-test Mg/Ca variability in planktic foraminifera (Dueñas-Bohórquez et al., 2011; Eggins et al., 2003, 2004; Hathorne et al., 2003; Sadekov et al., 2008, 2009, 2005; Spero et al., 2015; Wit et al., 2010). These studies suggested this internal variability was probably due to ontogenic effects of Mg incorporation. Such studies highlight the importance to separate biological and environmental controls on Mg incorporation. As a consequence in our study, three measurements were made per chamber, 2 chambers were analysed, from which was calculated an average Mg/Ca per individual foraminifera. The mean chamber Mg/Ca variability was measured at ± 0.26 mmol/mol (1σ). Finally, the mean variability between all measurements (six measurements in two chambers) is ± 0.46 mmol/mol, which translated into a ± 0.8 °C uncertainties.

5.2.2.2 Core-top-Holocene Temperature estimates and reproducibility in both *G. ruber* white morphotypes.

The temperatures derived from Mg/Ca on the three sub-samples (a, b, c) of *G. ruber* ss in the Holocene period range from 24.8 °C to 29.8 °C (± 1 °C) with an average of 26.9 °C. The temperatures derived from Mg/Ca on the same subsamples of *G. ruber* sl range from 22.8 °C to

28.9 °C (± 1 °C) with an average of 25.7°C (Figure 5-15). LA-ICP-MS mean SSTs compare well to SST from bulk *G. ruber* ss measured by ICP-AES on the same samples (Russon et al., 2010). Mean SSTs derived from LA-ICP-MS tend to be overestimated by an average of ~ 0.9 °C compared to ICP-AES, included in the error bar (± 1 °C). We used Anova and pairwise t-tests to address the distinction between the three replicates. We find no significant differences between the temperature ranges derived from Mg/Ca during the Holocene period (sub-samples a, b, c) (Table 5-1). However, significant and statistically differences were found between the two morphotypes of *G. ruber white* over the three replicates. We used a Monte Carlo simulation to test our results. We conducted a t-test for all the Holocene *G. ruber* ss and sl results enabling the Mg/Ca values to vary within the uncertainty limits for 5000 iterations. Pooled *G. ruber* ss and sl samples from the Holocene were found to be significantly different 90.3 % ($p < 0.05$). Thus we conclude that sensu lato morphotypes in this location appear to record cooler temperatures than the *G. ruber* sensu strito. Such results appear to confirm the ecologie of the morphotypes, sensu strito is a surface-water species and that sensu lato lives slightly deeper in the subsurface.

5.2.2.3 Comparison between Holocene temperature estimates and modern temperature data in both *G. ruber white* morphotypes.

Temperature estimates derived from Mg/Ca in single foraminifera of *G. ruber* (ss and sl) from the Holocene period are compared to modern data from the sediment core location (Figure 5-16). We compare the range of 86 temperature estimates for the Holocene period, including all the replicates a, b, c with modern potential temperature data from 5 to 75 m depth in the water column. Based on known ecological preferences, *G. ruber* ss is believed to reflect a surface temperature (0-30 m) and *G. ruber* sl a recorder of subsurface waters (30-75 m) (Kuroyanagi and Kawahata, 2004; Regoli et al., 2015; Wang, 2000). The mean surface and sub-surface temperature estimates derived from the Holocene sample shows an average difference of ~ 1.5 °C (± 1 °C) compared to modern temperature records.

The Holocene maximum estimated temperature derived from Mg/Ca in *G. ruber* (ss) corresponds to 29.8 °C (± 1 °C) which is close to modern austral summer temperatures around 28.7 °C (± 1 °C). A larger and significant offset is observed when comparing the Holocene minimum estimated temperatures, which are about 3 °C warmer than the minimum temperature in modern data. The minimum Mg/Ca temperature for the Holocene sample is estimated at 24.8 °C (± 1 °C) while the modern summer corresponds to 21 °C (± 1 °C). The subsurface temperature range reconstructed from *G. ruber* sl during Holocene period varies from 23.4 to 29 °C (± 1 °C), 1.9 and 1.3 °C warmer than the modern values shown in Figure 5-16.

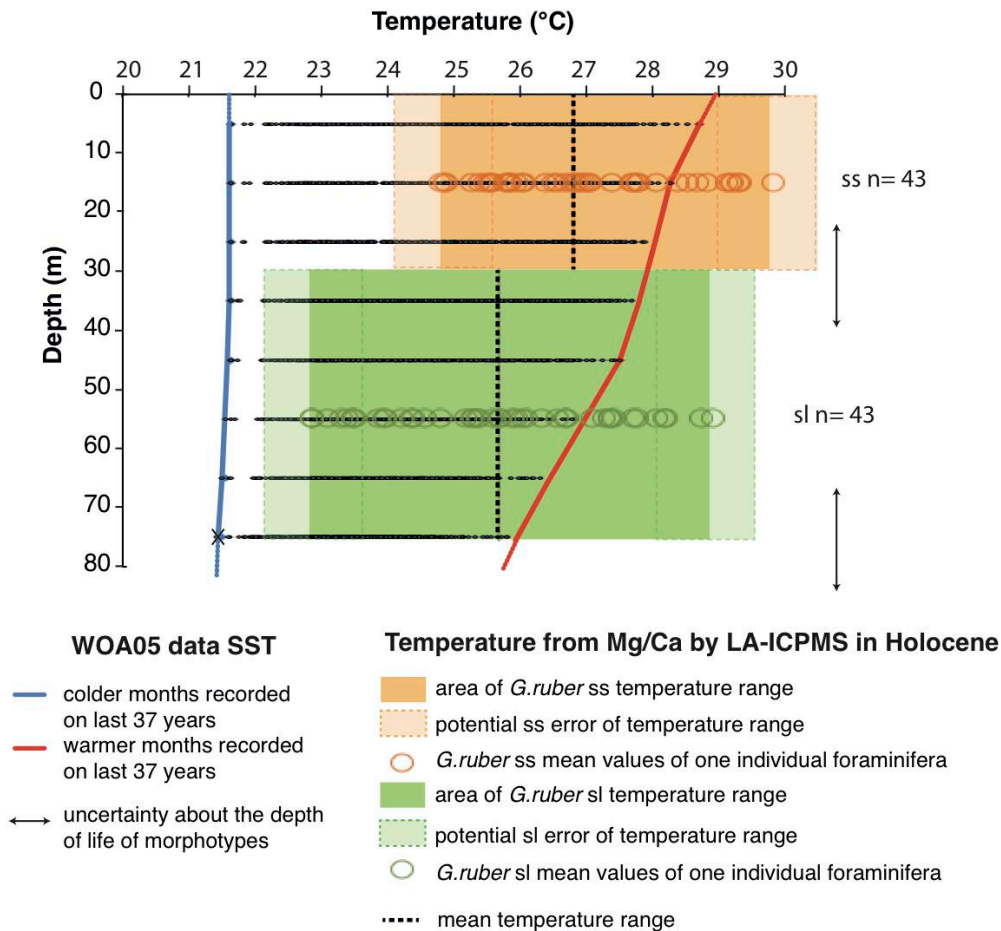


Figure 5-16: New-Caledonia modern temperature (23°S, 166°E) profile in the water Column (0-80 m) from the dataset NOAA WOA05 during last 37 years. Bleu line: colder months' temperatures and red line: warmer months' temperature in depth. Comparison with Holocene data measured by Mg/Ca in single foraminifera for the *G. ruber* white ss (0-30m) (orange) and *G. ruber* white sl (30-75m) (green).

5.2.2.4 Temperature estimates of interglacial and glacial periods recorded by both *G. ruber* white morphotypes

We compared Mg/Ca derived temperatures from *G. ruber* ss and sl for the **Holocene** (~0.3 ka) and Last Glacial Maximum (~22 ka; LGM) samples (Figure 5-17, Figure 5-18). The global range of surface and subsurface water temperatures estimated for the LGM period varied from 26 °C (± 0.8 °C) to 19.1 °C (± 0.8 °C) with a mean value of 23 °C (± 0.8 °C). Mean temperature values reconstructed from *G. ruber* ss was 24.2 °C and 21.9 °C from *G. ruber* sl. We performed Monte Carlo simulations on the LGM samples following our Holocene procedure. We found statistically significant changes ($p < 0.05$) in 95.2 % of our 5000 realizations. Overall, *G. ruber* (ss and sl) Mg/Ca-based temperatures indicate during the Holocene show temperatures around 3 °C warmer than during the LGM (Figure 5-17, Figure 5-18).

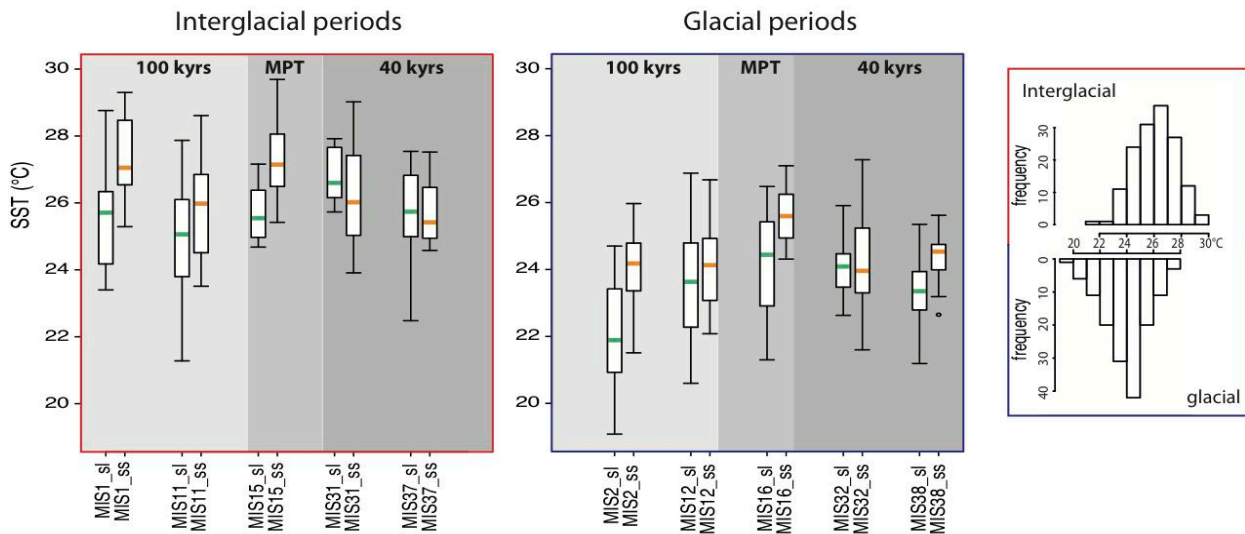


Figure 5-17: Interglacial (red) and glacial (blue) temperature ranges from selected periods of time.

Distinction of the two *G. ruber* morphotypes: *ss* (orange) and *sl* (green). Distribution of the temperature from all interglacial periods measured compared with the distribution of temperature from all glacial periods measured. The MPT interval, is shown by background shading using the boundary dates of Head and Gibbard (2008).

We compare MIS1/2 results with 5 other glacial-interglacial periods selected over the last 1.55 Ma. Global temperature range from surface and sub-surface waters slightly increases over time from 5 °C to 7 °C (maximum – minimum values derived from *G. ruber* *ss* and *sl*). The average difference of a glacial-interglacial cycle is ~2.5 °C with a slight progressive trend increases over time: ~2 °C for MIS37/38 and ~3 °C for MIS1/MIS2. We observe a warming interglacial surface trend through the MPT and a cooling glacial subsurface temperature though the MPT (Figure 5-17).

The higher temperature recorded by *G. ruber* *ss* than for *G. ruber* *sl* is systematic for the 3 glacial-interglacial cycles for the last 600 ka. The mean SST difference is around 1.3 °C and ranges from 2.3 to 0.33 °C. The trend is reversed thereafter. The Mg/Ca and thus SST estimates of *G. ruber* *ss* are lower than *G. ruber* *sl* during MIS 31/32 and 37, by around 0.6 °C (Figure 5-18).

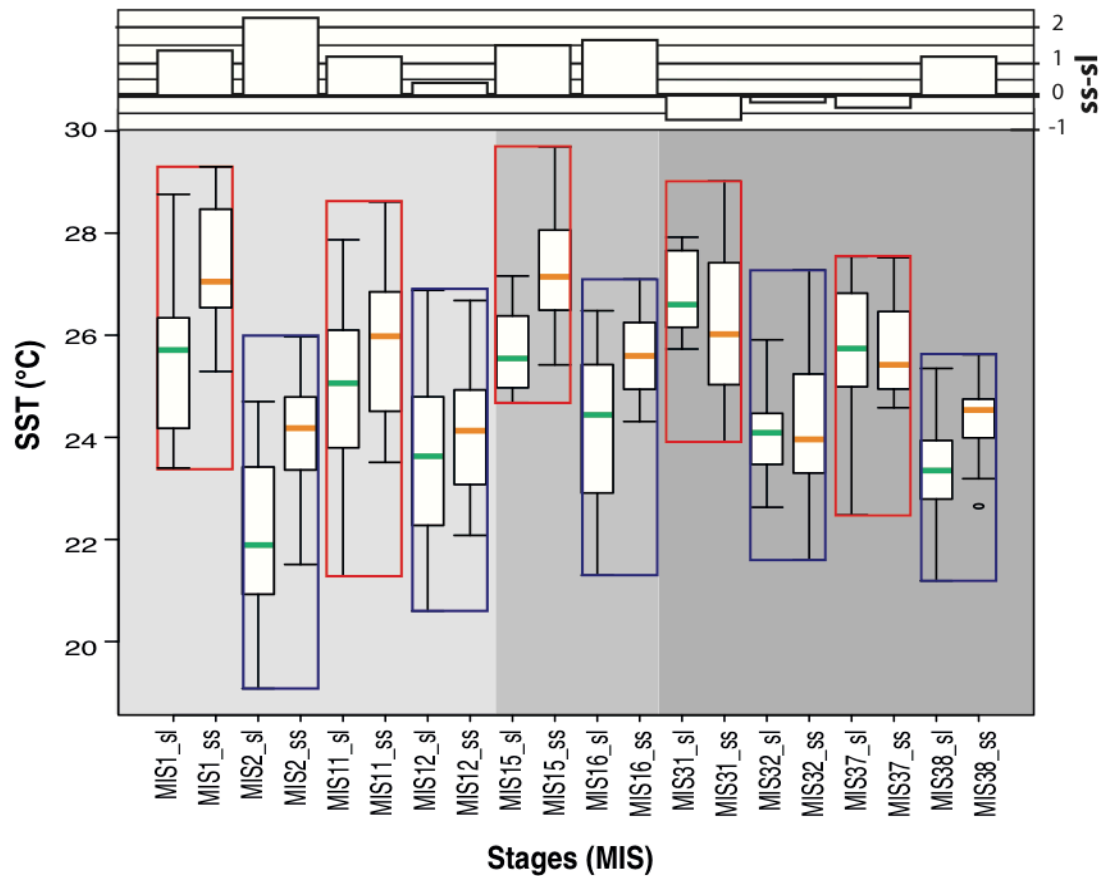


Figure 5-18: Temperature range of fives climatic cycles: interglacial (red) and glacial (blue). Distinction of the two *G. ruber* morphotypes: ss (orange) and sl (green). Differences between both morphotype (ss – sl) overs all selected periods. The time goes from right to left: the MPT interval, is shown by background shading using the boundary dates of Head and Gibbard (2008).

5.2.3 Discussion

5.2.3.1 Temperature range derived from both morphotypes during Holocene period and comparison with modern hydrographic data

We found some overlap but also discrepancies when comparing our *G. ruber* core-top/Holocene temperature estimates with modern data (Figure 5-16). There is an overlap between modern data and estimated SSTs from *G. ruber* ss over 24-29 °C, and an overlap over 22-28 °C for the *G. ruber* sl-based estimates. But 12-13 % of both ss and sl estimates fell above 29 °C and 28 °C, respectively. Thus, our core-top estimates appear to reflect slightly warmer means and warmer summers and winters than modern conditions. There are a number of factors that can explain the observed results.

First, the age of the Holocene sample used in the study is not “modern”, the ^{14}C date provides an age for the core top at 3660 years BP. As explained in the method section, the dataset used for the range of temperature of the Holocene period corresponds to the measurement of 86 individuals (Table 5-1; combination of the replicates a, b, c: 45 *G. ruber* ss and 45 *G. ruber* sl). Given the mean sedimentation rate of around 0.3 cm/kyr, the time integrated within 1cm of sediment deposits is estimated at around 300 years, and this is without accounting for any bioturbation effect that could mix the sedimentary signal over a longer period of time. Thus, sampling uncertainty could explain this mismatch, where modern temperature measurements corresponding to a mean of the past 37 years are not an exact comparison with Holocene temperatures corresponding to a mean of >300 years of deposition at 3660 years BP.

Second, the role of **inter-annual temperature** variability can affect our results. Koutavas et al., (2006); Leduc et al., (2009) have used IFA to reconstruct past interannual and seasonal variability associated with the El Niño Southern Oscillation (ENSO). Hence, differences in seasonal to interannual variability, perhaps tied to ENSO, could explain the warmer temperatures reconstructed from IFA at our site ~3660 years ago.

Differences in spatial and temporal **resolutions** between datasets might also explain the mismatch between IFA and modern temperatures. The modern temperature data used here corresponds to a monthly mean during the last 37 years. Thus, it is a short and local integration period, smoothed to the scale of several months, compared to the recording of week(s) in one single foraminifera. Nearby sea surface temperature records derived from *in situ* daily measurements (Uitoe data in Figure 5-11, near Amédée lighthouse, i.e 60 km away from the core site: see (Corrège, 2006; Varillon et al., 2018) indicates larger variability. There is about 2 °C of variability between the maximum and minimum recorded temperatures. This high frequency, daily/weekly variability of water temperatures could explain some of the offsets between the estimated Holocene values and modern monthly data set. Furthermore, low-resolution of the spatially integrated modern datasets preclude a site-specific comparison.

Considering the sediment sample, there is a possibility of reworking foraminifera due to **bioturbation** and thus the estimated time integrated could be even larger than 300 years. We attempted to reduce this effect by analysing an abundant species (*G. ruber*). However, we cannot exclude that there is some bioturbation and this process could have mixed foraminifera of different ages over several centimetres impacting the temperature range measured.

Finally, ecological effects ought to be considered, because habitat and seasonal productivity of planktic foraminifers can influence the records. The exact life cycle of *G. ruber* is not well constrained, due to the complexity involved in planktic foraminifera culture or plankton tow sampling. Its life duration is estimated between a week to a month according to (Schiebel and Hemleben, 2005). This lack of precise knowledge of the species life cycles also questions the depth habitat described for each of the morphotypes, which could vary spatially and temporally. Possible vertical migration should also be considered (represented by the black arrows in Figure 5-16) as a potential source of uncertainty. Moreover, even if *G. ruber* is an ubiquitous species, presents all year round in this area, it may have a preferred season or temperature of growth. A bias towards warmer summer periods could translate into warmer *G. ruber* Mg/Ca SSTs estimates. Such a bias has been described previously (Kawahata et al., 2002).

Other factors are known to affect foraminiferal Mg/Ca ratios as well, and these might contribute towards the mismatch between the instrumental data and our IFA measurements. Factors such as the **salinity**, carbonate chemistry [CO_2^{3-}] (Gray et al., 2018; Hönisch et al., 2013; Kısakürek et al., 2008; Lea et al., 1999; Mathien-Blard and Bassinot, 2009; Nürnberg et al., 1996), symbiont activity, ontogenetic effects and natural variability as explained in a previous section might impact Mg/Ca variability (Spero et al., 1997); (Schiebel and Hemleben, 2005); (Wit et al., 2010).

To summarise our findings, we observe a **coherent relationship between the seasonal ranges of Holocene Mg/Ca derived temperatures for both morphotypes** in core MD06-3018 despite minor discrepancies. The observed offsets between the estimated and the measured temperatures could be related to a range of factors described above and that should be the focus of further calibration studies. However, even if we have not completely understood the nature of the signal in mono-foraminifers actually delivered by the sediment, it remains interesting to compare periods between them. This can provide information on how this temperature variability extracted from foraminifers evolves over time.

5.2.3.2 Temperature range derived from both morphotypes during past glacial-interglacial periods.

5.2.3.2.1 Holocene and LGM records

The average temperature difference between Holocene and LGM samples in this core has been provided by Russon et al. (2010) using Mg/Ca from *G. ruber white ss* measured by ICP-AES (Figure 5-12). The mean SST reconstructed by LA-ICPMS compares well with the average Mg/Ca derived from ICP-AES measurements (Russon et al., 2010).

The mean Mg/Ca-based temperatures for the LGM period are significantly colder for both surface (*G. ruber* ss) and subsurface (*G. ruber* sl) waters by around 3 °C (± 0.8 °C) (Figure 5-17, Figure 5-18). This observation is consistent with other records located in the Western Pacific Warm Pool, which show a shift of surface water mean temperature between glacial and interglacial periods. Lea et al., (2000), reconstructed temperatures 2.8 °C (± 0.7 °C) colder than present at the LGM and (de Garidel-Thoron et al., 2005) observed a 3 °C (± 0.6 °C) cooling, both derived from Mg/Ca average in *G. ruber* by ICP-AES technique (de Garidel-Thoron et al., 2007).

The cooling of mean subsurface waters recorded by *G. ruber* sl morphotype during the LGM is slightly more pronounced (~ 3.4 °C ± 0.8 °C) than the cooling in surface water recorded by *G. ruber* ss (~ 1.6 °C ± 0.8 °C) when compared to the Holocene mean SSTs. A similar result was observed on the *G. ruber* morphotypes in a sediment core located further North in the Gulf of Papua (Regoli et al., 2015). However, the range (min/max) we observe for both morphotypes is similar for the Holocene and the LGM periods ie around 3 °C cooler.

The range of Mg/Ca derived temperatures in the entire water column (surface and subsurface water), from the warmest to the coldest water temperatures is around 6.9 °C (± 0.8 °C) for the LGM. This temperature gradient is higher than that found during the Holocene (6.4 °C ± 0.8 °C) by ~ 0.5 °C ($p < 0.05$). The main difference is observed in the subsurface where *G. ruber* sl temperature estimates indicate which have a colder temperature range ~ 0.7 °C between the Holocene and the LGM. This could be interpreted as an elevation of the thermocline during the LGM. Such a result is similar to observation of (Xu et al., 2010) from a series of sediment cores investigated in the Indo Pacific Warm Pool, using surface and subsurface foraminiferal Mg/Ca.

To summarise our findings, the Holocene is about 3 °C warmer than the LGM period according to *G. ruber* estimates offshore New-Caledonia, in agreement with other nearby regional reconstructions (Lea et al., 2000; Regoli et al., 2015; Stott, 2002; Visser et al., 2003). Furthermore, the LGM period is marked by cooler subsurface waters, as shown by Regoli et al (2015), which seems to be a recurrent feature in glacial period in this area.

5.2.3.2.2 Longer-term Pleistocene evolution

We observe a systematic cooling of the surface and sub-surface temperatures during the glacial periods in comparison with corresponding interglacial (Figure 5-17, Figure 5-18). This observation is in agreement with long term temperature records of surface water (de Garidel-Thoron et al., 2005; Russon et al., 2010) and subsurface waters (Regoli et al., 2015). As in long-term SST records derived from bulk-foraminiferal Mg/Ca (Russon et al., 2010) in the study area,

the average amplitude of glacial-interglacial temperatures is more larger (ie around 3 °C) for the past 400 kyr -i.e. during the 100 kyr world than during periods prior to 900 ka (around 2 °C) - i.e. during the 40 kyr-world (Figure 5-12, Figure 5-18). Over the past five glacial cycles, mean temperatures of subsurface waters cool, and is associated with an increase of variations in seasonality (Figure 5-17). This progressive cooling of subsurface waters has also been documented over the last 800 ka south of the Gulf of Papua (Regoli et al 2015). The shift occurs during and after the MPT, which might be related to proposed increases of the amplitude of obliquity (Mélise et al., 2001; Yin, 2013).

5.2.3.3 *G. ruber* temperature range difference of two morphotypes overs the last 1.6Ma.

5.2.3.3.1 Morphotypes distinction during Holocene period

The *G. ruber* ss and sl morphotypes sampled from the core top sample/Holocene record different Mg/Ca values (Figure 5-16, Figure 5-17, Figure 5-18) which we consider could reflect the different habitat depths previously described (Wang, 2000). Our results show that *G. ruber* ss shows a systematically higher Mg/Ca ratio than *G. ruber* sl which is in agreement with this depth-habitat hypothesis. As discussed above this translates into a mean temperature offset between *G. ruber* ss and *G. ruber* sl for the Holocene period of ~1.3 °C.

This mean temperature difference between morphotypes is in agreement with previous observations using the average Mg/Ca measured by ICP-AES. (Steinke et al., 2005) that showed statistical differences of Mg/Ca ratio between *G. ruber* ss and *G. ruber* sl from sediments of the western Pacific and Indian Oceans. These results indicate that colder temperatures are derived from *G. ruber* sl than from *G. ruber* ss, in agreement with a subsurface habitat of *G. ruber* sl which calcifies at a greater water depth than *G. ruber* ss.

Similarly, Regoli et al (2015), using ICP-AES show that the two morphotypes of *G. ruber*, record different Mg/Ca ratios in the southwest Pacific Ocean, with *G. ruber* ss Mg/Ca values higher for *G. ruber* ss than for *G. ruber* sl throughout the 800 ka record. In this study, the average Mg/Ca difference for 3-4 ka is around 0.16 mmol/mol. In our study, we show a larger *G. ruber* ss and sl mean offset for the Holocene around 0.3 ± 0.4 mmol/mol which remains within the order of magnitude observed by Regoli et al. (2015) and could be related to regional differences in surface water stratification.

Interestingly, some studies document no differences between *G. ruber* ss and sl. For example for sediment trap data from the Gulf of Mexico (Thirumalai et al., 2015) or offshore Sumatra (Mohtadi et al., 2009) showed no significant difference between *G. ruber* ss and sl Mg/Ca. These studies

highlight that different locations will have different environmental conditions affecting *G. ruber* ss and sl depth habitat and, therefore, SST estimates. Thus, local geochemical calibrations of *G. ruber* morphotypes and their variability are important for accurate records of past climate variations.

5.2.3.3.2 Long-term trend evolution of *G. ruber* morphotype variations

The hypothesis of a greater depth of calcification for *G. ruber* sl than *G. ruber* ss implies lower temperature ranges recorded by sl than ss. Our observations over three climatic cycles spanning the last 600 ka (MIS16 to MIS1) support this hypothesis. If this is the case, we propose the use of these different morphotypes as proxies for paleo-stratification (Regoli et al., 2015; Steinke et al., 2005).

Following this assumption, the records derived from samples older than MIS16 show similar or even inverted temperature differences recorded by *G. ruber* ss and *G. ruber* sl (Figure 5-18).

The variability of the temperature difference over time between *G. ruber* ss and sl could be explained by the changes in the thermocline depth. When the thermocline is deep the stratification is weak and the average temperature difference between the two morphotypes tends to be low or zero. In addition to the ecological factor, considering the availability of light or nutrients, the differences become insignificant and we can potentially record a reversal of trends: with *G. ruber* ss values lower than *G. ruber* sl. This stratification, which is distinct at each site, can also explain the differences between the different studies (Gray et al., 2018; Mohtadi et al., 2009; Thirumalai et al., 2015). The variability of the temperature difference over time between *G. ruber* ss and sl could be explained by the changes in the thermocline depth. When the thermocline is deep the stratification is weak and the average temperature difference between the two morphotypes tends to be low or zero. In addition to the ecological factor, considering the availability of light or nutrients, the differences become insignificant and we can potentially record a reversal of trends: with *G. ruber* ss values lower than *G. ruber* sl. This stratification, which is distinct at each site, can also explain the differences between the different studies (Gray et al., 2018; Mohtadi et al., 2009; Thirumalai et al., 2015).

Conclusion

This paper provides new data of single foraminifera laser ablation ICP-MS measurements of Mg/Ca on the two morphotypes of *G. ruber* during specific glacial-interglacial cycles for the past 1.55 Ma.

- We observe good agreement between estimated and measured SST data. We find that discrepancies between these records might arise from actual differences in the mean climate and variability (seasonality and interannual variability) derived from a population of fossil specimens,

in the selected periods, or could arise due to inherent uncertainty in the IFA technique or due to limitations of the instrumental record.

- We find that the average difference between the glacial and interglacial periods is around 2-3 °C over five climatic cycles. These values are in good agreement with Mg/Ca bulk-foraminiferal values measured on the same sediment core by ICP-AES in the study area (Russon et al., 2010). Our study provides further information about the seasonality over the studied periods before, during and after the Mid-Pleistocene Transition. We observe an increase of ~1.5 °C in interglacial surface water temperature and a decrease of ~2 °C in glacial subsurface water, a finding consistent with the increase in the amplitude of climatic cycles during MPT.

- Finally, this study shows that the morphotypes of *G. ruber* *ss* and *sl* record different Mg/Ca values corresponding to different water temperature in agreement with their habitat depth, at our site location. The analysis of morphotypes living at different water depth shows the potential to reconstruct water masses' stratification in paleo-climate studies. We observe a shift in stratification between MIS16 and MIS31. We interpret the long-term evolution of differences in *G. ruber* *ss/sl* derived SSTs as reflecting modification of the water column stratification around the MPT in the South Pacific offshore New-Caledonia.

Acknowledgements

Thanks to the detailed comments of the reviewers who greatly improved this paper. We thank Tom Russon for his work already done on this area and on the samples of this core. Thank you also for his first statistical expertise on our data.

We finally thank our funding sources: TOTAL and IFREMER.

6 Synthèse et Perspectives

Résumé

L'objectif principal de cette thèse a été de mieux comprendre la dynamique sédimentaire des environnements carbonatés récents et d'établir le lien entre les systèmes carbonatés tropicaux de la plate-forme au bassin, en relation avec les changements environnementaux. Cette étude a été abordée via la reconstruction de l'histoire des milieux de dépôts gravitaires en bas de pente dans des zones à production récifale barrière actuelles. Dans le Pacifique Sud-Ouest, au cours des derniers 1.5 Ma, l'évolution des températures de surface et subsurface dans un cadre chronologique contraint a permis de définir le contexte environnemental des sites d'études de la mer de Corail. Ce dernier chapitre fait la synthèse des principaux résultats discutés dans ce manuscrit pour mettre en évidence les liens pluridisciplinaires abordés. Chaque volet de cette étude a soulevé des perspectives d'approfondissement qui seront décrites, pour finalement aboutir à une conclusion générale de ces travaux de thèse.

Sommaire du chapitre 6

6.1	La chronologie du site ODP823B.....	160
6.2	L'évolution des dépôts sédimentaires en lien avec l'expansion de la barrière récifale	161
6.3	Les études paléo-environnementales de la mer de Corail	169
6.3.1	Les mesures moyennes de températures dérivées du rapport Mg/Ca sur deux morphotypes de <i>G. ruber</i> de la carotte ODP823B	169
6.3.2	Analyse sur foraminifère unique du rapport Mg/Ca au LA-ICP-MS de la carotte MD06-3018.....	171
6.3.3	Les paléotempératures de la mer de Corail au cours des derniers 1.5 Ma	172
6.4	Conclusion générale.....	174

La dynamique des dépôts re-sédimentés sur les pentes carbonatées et les bassins adjacents suscite l'intérêt en science fondamentale tout comme dans l'industrie (Andresen et al., 2003 ; Jorry et al., 2010 ; Reijmer et al., 2015 ; Webster et al., 2012). En effet, ceux-ci représentent une partie importante du volume de sédiments déposés le long des plates-formes carbonatées, indicateur de la variation de la production de la plate-forme. Leur compréhension permet d'intégrer ces dépôts dans des modèles globaux et locaux de systèmes de dépôts de carbonates. Cependant, comparés aux systèmes silicoclastiques, les dépôts de talus carbonatés restent moins bien documentés et leur compréhension nécessite des recherches plus approfondies. Cela s'explique notamment par le fait qu'ils sont le produit de processus complexes qui contrôlent les systèmes carbonatés tels que la production de carbonates dépendant des usines carbonatées, les changements géodynamiques et eustatiques et les variations océanographiques et climatiques (Reijmer et al., 2015).

L'objectif du travail présenté dans cette thèse était de contribuer à la compréhension de la dynamique des marges mixtes du Pacifique Sud-Ouest en lien avec l'expansion des récifs type barrière au cours du Pléistocène. Si les plateformes carbonatées sont présentes depuis l'Archéen jusqu'à l'actuel, l'origine des récifs barrières modernes reste peu comprise. Cette thématique a été abordée à travers **l'étude des enregistrements sédimentaires de la marge est de l'Australie au large de la Grande Barrière récifale et l'étude de la marge ouest de la Nouvelle-Calédonie**, soit deux des plus vastes ensembles récifaux du monde. L'approche de cette recherche fut d'utiliser ces environnements de dépôt comme moyen pour affiner la chronologie de l'histoire des constructions des barrières récifales au cours du Pléistocène. C'est pourquoi ces enregistrements sédimentaires profonds, bien contraints chronologiquement, ont été utilisés afin de définir les variations de flux carbonatés et terrigènes au cours du temps. Les résultats obtenus ont permis d'étudier les liens entre les dépôts, la production carbonatée des récifs et les facteurs de contrôles environnementaux globaux.

Ce chapitre fait une synthèse des principaux résultats obtenus au cours de cette étude transdisciplinaire basée principalement sur l'analyse de la carotte ODP823B. Comme tout travaux de recherche, les résultats obtenus soulèvent de nouvelles interrogations et dévoilent de nouvelles thématique à explorer. Des propositions de nouveaux axes de travail et d'amélioration sont ainsi proposées.

6.1 La chronologie du site ODP823B

Le principal avantage de l'approche utilisée au cours de ces travaux de thèse est la réduction significative de l'incertitude sur les âges des événements identifiés. La chronologie du site ODP823B repose sur l'analyse isotopique de foraminifères planctoniques (*G. ruber*) et l'étude des

assemblages de nannofossiles. Cette technique a permis de définir un **cadre chronologique avec des précisions de l'ordre de 10 ka**. La méthode et le cadre chronologique du site sont présentés dans le chapitre 3 : Établissement d'un modèle d'âge de la carotte ODP823B. L'enregistrement ODP823B se distingue par deux sections d'enregistrement :

- 0-45 m, datée de 0 à 600 ka et définie par la prédominance de cycles climatiques avec une périodicité de 100 ka,
- 103-132 m, daté de 1470 ka à 1250 ka et caractérisé par une périodicité de 40 ka.

Ces deux sections se caractérisent par des dépôts hémipélagiques intercalés par une importante zone de déformation, qui n'a pas fait l'objet d'analyse dans le cadre de cette thèse.

Le modèle d'âge proposé, affiné par rapport aux études précédentes de Alexander (1996) ou encore de Braithwaite et al. (2004), a servi de base aux interprétations des études sédimentaires et paléocéanographiques.

⇒ *Perspectives d'amélioration de la chronologie de la carotte ODP823B*

L'âge des dépôts de turbidites est vraisemblablement moins précis que celui des sédiments hémipélagiques. En effet la différence entre l'âge du matériel carbonaté resédimenté et celui du dépôt turbiditique peut atteindre 10-15 ka dans les séries sédimentaires modernes (Cotillon et al., 1990). Pour réduire cette différence temporelle et améliorer la compréhension de la dynamique de transport, les bioclastes les plus grossiers et récents pourraient être datés au ^{14}C (<40 ka) ou U/Th (entre 0 et 400 ka) ce qui permettrait de renseigner sur le temps de résidence des sédiments sur le plateau peu profond avant le dépôt dans le bassin.

6.2 L'évolution des dépôts sédimentaires en lien avec l'expansion de la barrière récifale

La carotte ODP823B est composée de sédiments hémipélagiques intercalés avec de nombreuses turbidites de sources mixtes, déposées au cours des derniers 1.5 Ma. Les turbidites contiennent des matériaux exportés de la plateforme peu profonde (bioclastes néritiques), ainsi que des éléments terrigènes (clastes silicoclastiques). Grâce à l'étude de l'évolution des dépôts sédimentaires de ce site, l'une des principales conclusions de cette thèse est qu'il existe des **variations significatives dans la nature des dépôts de turbidites observées au cours des derniers 1.5 Ma**. La fréquence des événements enregistrés, diminue significativement à partir de 500 ka. Cette transition pourrait être la conséquence de variation de la production de matériel carbonaté néritique et de son exportation dans le bassin (Chapitre 4). L'âge de cette transition est en accord avec la datation de l'expansion des récifs barrières définies par d'autres travaux (GBR : Alexander et al., 2001 ; Braithwaite et al., 2004 ; Dubois et al., 2008 ; Gallagher et al., 2014 ; Humblet and Webster, 2017 ; Obrochta, 2004 ; Webster and Davies, 2003; NC : Cabioch et al., 2008

; Montaggioni et al., 2011). Le pic de fréquence des événements turbiditiques riches en strontium (porteur du signal aragonitique), autour de **500 ka**, serait donc associé à **l'expansion de la production et de l'export de sédiments depuis la plateforme vers le bassin**. La diminution des événements enregistrés dans le bassin à partir de **400 ka** est interprété comme une **réponse du développement de la barrière récifale qui permettrait de piéger le sédiment**.

Pour confirmer ce mécanisme, les reconstructions de l'histoire de la production carbonatée de la GBR (observations faites sur le site ODP823B) ont été comparées avec l'histoire de la production carbonatée de la Nouvelle-Calédonie (site MD06-3019) (Foan, 2015). Bien que le lien entre le **contexte local (géomorphologie) et la dynamique sédimentaire (étude d'un enregistrement distal)** soit important, la diminution de la fréquence des turbidites autour de 500-400 ka sur les deux sites semblent indiquer une expansion régionale des barrières récifales. Le synchronisme apparent des changements de la production carbonatée récifale impliquerait un **processus/forçage commun à l'échelle de la Mer de Corail**. Les changements d'amplitudes des variations du niveau marin et des températures au cours des différentes périodes glaciaires et interglaciaires qui ont marqué les derniers 1.5 Ma, pourraient être le déclencheur de ces variations de la production de carbonate à faible profondeur. Les enregistrements à long-terme (au delà de 600 ka) dans les deux sites montrent une différence dans la fréquence et la composition des dépôts sédimentaires entre une période aux cycles climatiques à 40 ka avec une faible amplitude et une période aux cycles à 100 ka. Cette différence est mise en évidence par l'étude de la composition élémentaire du sédiment et la **dominance des éléments terrigènes tels que le potassium ou le baryum, qui diminuent entre 1200-400 ka**. Cette variation des apports de flux terrigène au cours du temps peut être interprétée comme un **changement de source ou de transport. Une diminution du flux terrigène transporté dans le bassin profond résulterait de la construction de la barrière récifale et donc de la production carbonatée**. La mise en place de la barrière jouerait ainsi un rôle de piège à sédiments dans le lagon. Les flux terrigènes sont très sensibles aux changements de pluviosité, vecteur de transport du matériel terrigène vers l'océan. Un tel mécanisme met en évidence le rôle du **changement climatique** réduisant les précipitations sur le continent et, par conséquent, l'apport de débits des rivières au fil du temps. L'apport des rivières est connu pour avoir un impact sur la turbidité des eaux de surface et donc une influence potentielle sur la production de carbonates.

Cette étude ne permet pas de définir avec précision l'impact du changement climatique sur l'expansion de la production carbonatée. Cependant, elle met en évidence le lien important entre les variations des flux terrigènes et des flux carbonatés qui sont anti-corrélés au cours du temps. La diminution des flux terrigènes pourrait également avoir un effet rétroactif positif sur la

production de carbonate par réduction de la turbidité des eaux de surface. Cette forte production carbonatée va générer un changement physiographique important : la mise en place de barrières récifales, qui va piéger les sédiments en provenance du continent et ainsi réduire l'apport terrigène dans le bassin.

Comme les matériaux de turbidites peuvent provenir d'une vaste zone le long de la côte, leur étude permet de fournir des informations sur l'histoire des récifs dans une zone spatiale étendue. Une information plus générale que celle obtenue par la méthode de forage récifaux qui fournit une donnée locale. Ainsi on peut enregistrer la croissance des récifs, même dans une position décalée latéralement par rapport à la barrière de corail moderne.

Cependant, cette méthode est limitée à l'analyse des matériaux qui atteignent les profondeurs. En effet, les turbidites ne fournissent que des « fenêtres instantanées » d'informations. Cette inconnue supplémentaire est à prendre en compte lors de l'interprétation des données.

En dépit de ces inconvénients, la méthode développée dans ce travail de thèse s'avère très prometteuse pour les études futures de l'histoire des récifs tropicaux. Elle pourrait être utilisée comme méthode de recherche individuelle pour l'histoire des récifs, mais également comme complément aux études de forages traditionnels, en quantifiant l'histoire des récifs avec une plus grande précision temporelle que les quelques derniers cycles glaciaire-interglaciaire. Le couplage avec l'acquisition et l'analyse de carottes d'eau profonde est nécessaire pour s'assurer que les tendances temporelles dans la nature des dépôts de turbidites observés dans les sites ODP823B et MD06-3019 sont dues à des changements de la production de carbonate sur le plateau peu profond et non aux variations du signal de transport ou de dissolution. En comparant les enregistrements de turbidites des carottes de sédiments prélevés à différents endroits du bassin, à la fois latéralement et en profondeur, il serait possible de déterminer avec une plus grande certitude quels sont les changements en apports turbiditiques au cours du temps et quel sont les mécanismes associés à ces variations de dépôt. Un complément d'étude qui pourrait confirmer l'observation de la diminution de la fréquence des événements provenant de la plate-forme autour de 500-400 ka.

Dans l'objectif d'une meilleure compréhension de l'évolution des marges mixtes et de la formation des récifs barrières au cours du temps, les résultats de cette étude sont comparés avec les descriptions d'autres systèmes mixtes tel qu'au Belize ou en Papouasie-Nouvelle-Guinée (Droxler et al., 2003; Droxler and Jorjy, 2013). Dans la revue de Droxler et Jorjy, (2013), la compréhension des structures barrières est abordée via la description des similitudes frappantes de la géomorphologie de ces systèmes barrières. L'hypothèse de l'héritage morphologique est mise en évidence par la forme des récifs qui suit souvent la morphologie initiale silicoclastique. Si cette

morphologie est décrite principalement pour la barrière du Belize, la forme linéaire parallèle au trait de côte est également observable pour la Grande Barrière Récifale ou la barrière de Nouvelle-Calédonie. Un ancien système qui serait utilisé comme substrat de croissance à l'initiation de la barrière. En lien avec la diminution du niveau marin, entre le Pliocène-Pléistocène, Ce système silicoclastique aurait été bien développé (Figure 6-1). Une période qui aurait été ponctuée par des phases d'enneigements importantes des plaines paléo-fluviales tropicales à basse altitude (MIS47/MIS31). Ces conditions spécifiques sont favorables à la croissance des carbonates et à un potentiel facteur d'établissement de récifs. Des caractéristiques qui correspondent avec les observations de la présente étude dans la mer de Corail, mise en évidence par la domination des flux terrigènes autour de 1200-1400 ka.

Ce sont les phases successives d'inondations des plaines, autours de 500-400 ka, qui sont suggérées comme explication à l'établissement initial des récifs barrières. L'étude des récifs fossiles a mis en évidence la succession d'unités récifales datant du Quaternaire, séparée par des horizons d'expositions et recouvrant principalement des sédiments silicoclastiques antérieurs (Cabioch et al., 2008; Droxler et al., 2003; Gischler et al., 2010; Montaggioni et al., 2011; Multer et al., 2002; Peederman et al., 1993; Webster and Davies, 2003). Le synchronisme des datations de la littérature avec cette étude soutient l'hypothèse d'un facteur commun à l'initiation des récifs barrière à l'échelle mondiale, tel que l'augmentation de l'amplitude du niveau marin.

L'étude des forages, située dans la mer de Corail, a permis d'appuyer notre compréhension actuelle sur l'évolution des systèmes mixtes depuis le début du Pléistocène. Permettant de tester le modèle selon lequel l'origine des récifs barrières modernes serait liée à l'augmentation de l'amplitude qui a suivi la régression à long terme du niveau marin au début du Pléistocène moyen (Droxler et al., 2003) (Figure 6-1). Les systèmes mixtes, en combinant deux ensembles d'informations via leurs structures silicoclastiques et leurs phases de productions carbonatées, sont définie comme un facteur important sur l'enregistrement et la réaction du système aux augmentations d'amplitudes du niveau marin.

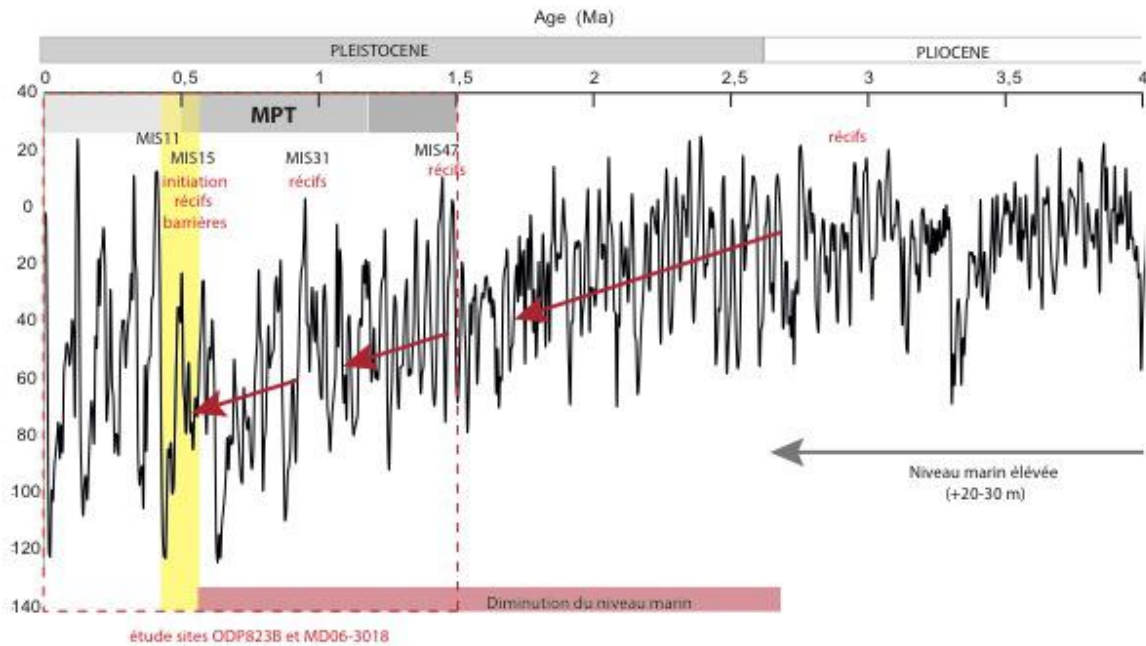


Figure 6-1: Variations du niveau marin relatif global d'après les données de Miller et al (2005) au cours du Pliocène-Pléistocène. Mise en évidence de l'augmentation d'amplitude en phase avec l'initiation des barrières récifales (rectangle Jaune). Inspiré de la Figure 13, dans la revue Droxler et Jorry (2013).

Perspectives :

⇒ **Le contenu des événements gravitaires**

Des études ont montré une potentielle distinction dans la forme de certains grands foraminifères benthiques (*Amphistegina*) en fonction de leur provenance. Les communautés de lagon, venant d'un milieu récifal peu profond, seraient plus discoïdes que les assemblages de récif barrière, venant d'un milieu plus profond et qui seraient plus allongés et plats (Bernoulli et al., 2007 ; Hall et al., 1988 ; Hallock and Glenn, 1986 ; Larsen and Drooger, 1977 ; Mateu-Vicens et al., 2009 ; Pomar et al., 2017 ; Renema, 2005). Au sein des éléments bioclastiques néritiques présents dans les turbidites de la carotte ODP823B, il serait intéressant de voir si l'on peut distinguer une différence dans la forme des bioclastes avant et après la mise en place du récif barrière.

⇒ **Les zones de déformations sédimentaires**

L'interprétation des sédiments identifiés comme déformés sur le site ODP823B est appuyée par l'analyse de la composition en éléments chimiques par XRF, réalisée sur la carotte, qui révèle une absence de variabilité du signal pour cette séquence de 5 m pouvant être causée par le mélange des sédiments. En revanche, pour la section de carotte comprise entre 45 et 103 m, la nature de la déformation du sédiment n'est pas très claire et nécessiterait une étude plus poussée pour

comprendre le ou les processus de dépôt de cette succession sédimentaire. Il est notable que, d'après le modèle d'âge proposé, cette accumulation plurimétrique du sédiment intègre une période sans modification du taux de sédimentation, datée juste pendant la transition climatique (MPT). Cette incertitude sur les zones de dépôts n'affecte pas les observations de comparaison entre les enregistrements effectués avant (0-600 ka) et après cette section d'enregistrement sédimentaire (1200-1500 ka).

⇒ *L'évolution du signal du strontium (Sr) au cours des derniers 1.5 Ma*

Au cours des derniers 400 ka, l'évolution des valeurs de Sr dans les sédiments hémipélagiques de la carotte ODP823B est en phase avec la courbe de $\delta^{18}\text{O}$. Le strontium est utilisé comme marqueur de l'aragonite (Chapitre 4). Son évolution peut être associée à la variation de la production de la plate-forme qui exporte des particules fines d'aragonites dérivées des récifs. La production, et par conséquent l'export, étaient faibles durant les bas niveaux marins (glaciaires) et ont augmenté pendant les transgressions pour atteindre leur maximum pendant les hauts niveaux marins (interglaciaires) (Droxler and Jorjy, 2013 ; Droxler and Schlager, 1985). L'autre facteur de contrôle sur les variations de l'enregistrement du signal aragonitique dans le bassin est la dissolution (ACD : Aragonite Compensation Depth) qui va dépendre de la profondeur de l'enregistrement. L'ACD à proximité de notre site d'étude est actuellement située autour de 1200 m (Feely et al., 2002). De plus la profondeur de l'ACD est variable au cours des cycles glaciaire-interglaciaire (Marchitto et al., 2005 ; Sigman and Boyle, 2000).

Le site MD06-3019, qui est situé à 3520 m, présente de faibles variabilités dans le signal du Sr des sédiments hémipélagiques. La rapidité avec laquelle se font les dépôts de turbidite expliquerait la bonne préservation de l'aragonite dans ces dépôts contrairement au dépôt graduel des sédiments hémipélagiques dans lesquels toute l'aragonite transportée est dissoute.

Dans la carotte ODP823B, les profils de Sr (et Ca) sont anti-corrélés avec le $\delta^{18}\text{O}$ et donc avec le niveau de la mer dans le « monde à 40 ka » (1400-1200 ka). Les hauts niveaux marins sont associés à des diminutions de Sr et inversement. Une tendance qui est inversée par rapport aux observations du « monde à 100 ka » (Figure 6-2). Ainsi, le lien entre la présence de strontium en tant qu'outil marquer de la présence d'aragonite dans l'enregistrement et l'espace d'accommodation de la plateforme n'est pas constant au cours des derniers 1.5 Ma.

La relation de réduction du Sr et du pourcentage d'aragonite mis en évidence dans le chapitre 4 ne révèle pas un changement de source potentiel. En effet, la relation entre le strontium (WD-XRF) et l'aragonite (XRD) montre que la variabilité du strontium est contrôlée à plus de 70 % par le flux aragonitique, que ce soit pour le haut comme pour la base de l'enregistrement.

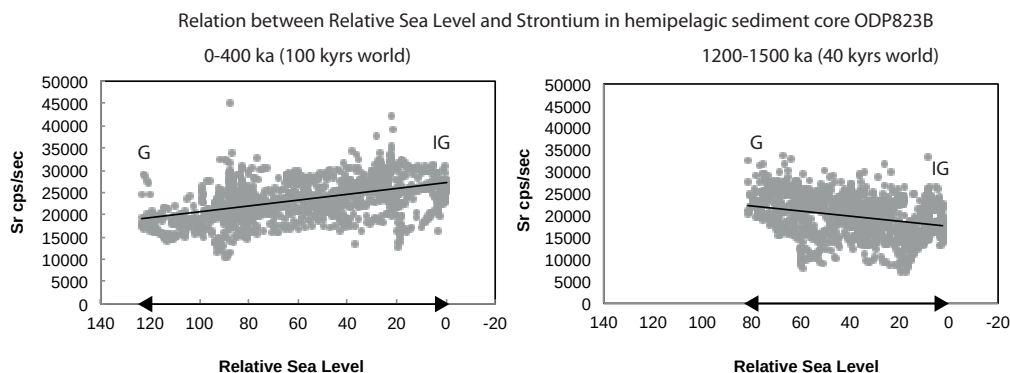


Figure 6-2 : Relation entre le Sr (cps/sec) et l'accommodation dans les sédiments hémipélagiques de la carotte ODP823B, sur la période 0-400 ka et 1200-1500ka.

Cette nouvelle observation permet de questionner soit, l'utilisation du strontium en tant que traceur de l'aragonite au-delà d'une certaine période (1.2 Ma) soit, l'évolution dans le temps des processus de production carbonatés et/ou de préservation dans le bassin profond. Il serait intéressant d'observer cette relation entre variation du niveau marin et évolution du strontium dans le bassin sur un site adjacent au large de la grande barrière, autour de 1000-1500 m de profondeur et recouvrant la même période (>1200 ka). La comparaison avec des mesures dans un système purement carbonaté et siliciclastique permettrait par ailleurs de comparer le comportement du strontium et leur source en lien avec le niveau marin.

⇒ **Evolution climatique au cours des derniers 1.5 Ma sur le continent Australien**

Les résultats suggèrent que les flux terrigènes issus du continent Australien vers la GBR diminuent avec le temps. Cela peut être en relation avec une baisse importante des précipitations sur le continent au cours des derniers 1.5 Ma. Cette hypothèse est supportée par la diminution rapide du rapport Ba/Ca, traceur de flux terrigène (Delvin et al., 2001 ; McCulloch et al., 2003), autour de 600 ka (Chapitre 4 ; Figure 4-2). Un changement de tendance climatique pourrait ainsi directement ou indirectement influencer la croissance récifale et la formation de la grande barrière de Corail.

Le manque d'enregistrement à long terme sur le continent Australien ne permet pas de tester un potentiel changement de tendance et donc l'hypothèse d'une érosion du continent. Les études les plus proches de notre site d'étude ODP823 (Lynch's craters) concernent des périodes plus courtes, autour de 200-300 ka (Kershaw, 1976 ; Muller et al., 2008). Ainsi, il serait très intéressant d'effectuer une étude des changements climatiques de l'Australie du nord-est couvrant la période de la présente étude (1.5 Ma).

Les changements de précipitations dans la région pourraient être analysés sur des enregistrements du cratère de Lynch par exemple (Muller et al., 2008), ou grâce à l'étude de la minéralogie des argiles dans une carotte au large de la Burdekin river (Yu et al., 2016), ou encore via l'étude de traceur isotopique du néodyme, utilisé comme outil de la provenance des sédiments et signature géochimique de la variation de l'intensité des intempéries (Burton and Vance, 2000 ; Colin et al., 2010 ; Van de Flierdt and Frank, 2010).

Le climat au nord-est de l'Australie est fortement influencé par les migrations latitudinales de l'ITCZ. La reconstruction des mouvements de l'ITCZ sur une large période pourrait également donner des indications sur un changement des précipitations. Il a récemment été montré une anticorrélation des signaux paléohydrologiques pour des enregistrements sédimentaires situés au nord et au sud de l'équateur, au cours des derniers 100 ka (Bayon et al., 2017). Avec le même type d'étude, sur de plus longues périodes, il devrait être possible de focaliser nos observations sur des enregistrements dans des régions de l'hémisphère nord, qui sont bien plus nombreux, pour en déduire ce qui a pu se passer au nord-est de l'Australie.

La mise en évidence d'une diminution des précipitations autour de 600 ka permettrait de développer le lien entre la turbidité des eaux de surface et l'expansion de la barrière. Bien que la lumière ait toujours été reconnue comme un facteur de contrôle important de la croissance des coraux, cette relation doit être quantifiée pour les communautés coralliennes et les récifs coralliens.

⇒ ***L'évolution latitudinale et mondiale de l'expansion des récifs barrières***

L'étude de la comparaison des deux sites (GBR/NC) a mis en évidence une transition dans la nature et la fréquence des turbidites, autour de 500-400 ka. Le décalage d'environ 100 ka observé entre les différents enregistrements disponibles (ODP823B/MD06-3019) peut être lié aux précisions des modèles d'âge. Des études ont mis en évidence une évolution latitudinale nord-sud au sein de la progression de la croissance de la Grande Barrière de Corail (Davies et al., 1989). Il est donc possible qu'il existe réellement un diachronisme nord-sud de l'évolution des récifs barrière dans cette zone. Afin de vérifier cette hypothèse de progression latitudinale il serait intéressant d'utiliser la même approche sur un transect plus complet nord-sud de la Grande Barrière. Cependant, malgré cette imprécision temporelle, un mécanisme commun entre les deux sites d'études peut être proposé, dont une hypothèse est la mise en place des cycles climatiques de fortes amplitudes, du monde à 100 ka, bien établies autour de 400-500 ka (Head and Gibbard, 2005). Dans l'hypothèse du facteur global environnemental de l'expansion des barrières, il serait intéressant d'effectuer le même type d'étude via l'évolution des apports sédimentaires, et plus précisément gravitaires, dans le bassin, au large de la barrière du Belize, sur une période couvrant les 2 derniers Ma.

6.3 Les études paléo-environnementales de la mer de Corail

6.3.1 Les changements de températures moyennes de surface et subsurface dérivées du rapport Mg/Ca sur deux morphotypes de *G. ruber* de la carotte ODP823B

Les données paléocéanographiques peuvent être comparés directement à l'histoire des récifs, puisque les deux ensembles de données sont dérivés de la même carotte de sédiments. Cela permet de comparer la chronologie des événements. De ce fait, des **mesures moyennes du ratio Mg/Ca** sur foraminifères planctoniques ont été réalisées sur la carotte ODP823B. Cette étape permet d'obtenir des informations sur les conditions de températures locales. En utilisant les mesures sur deux morphotypes de l'espèce *G. ruber white* (ss et sl), connues pour vivre à des profondeurs différentes, les résultats de l'étude mettent en évidence une évolution potentielle de la stratification des eaux équatoriales de la mer de Corail, pouvant-être en lien avec les changements de turbidité dans cette zone.

Les mesures réalisées sur *G. ruber ss* indiquent des variations de température des eaux de surface entre les périodes interglaciaires et glaciaires d'environ 2 °C, en accord avec les reconstructions régionales (Russon et al., 2011 ; Tachikawa et al., 2009). La présente étude montre que, au cours des derniers 400 ka, les températures enregistrées par *G. ruber ss* sont significativement plus chaudes que celle enregistrées par *G. ruber sl*. Cette distinction géochimique semble refléter la différence de profondeur de calcification entre les deux morphotypes proposés dans les études précédentes (Kuroyanagi et al., 2008 ; Numberger et al., 2009 ; Steinke et al., 2005 ; Wang, 2000). Tandis que la température moyenne enregistrée par *G. ruber ss* est relativement stable au cours des derniers 1.5 Ma, les températures moyennes enregistrées par *G. ruber sl* montrent un refroidissement progressif. Cette évolution est similaire à l'évolution des températures observée dans un site au sud de la Papouasie-Nouvelle-Guinée au cours des derniers 800 ka (Regoli et al., 2015).

Cependant, l'étude du site ODP823B se caractérise par une période entre 1200 ka et 1500 ka qui n'enregistre pas de différence significative entre les deux morphotypes. Cette différence de Mg/Ca enregistrée par les deux morphotypes de *G. ruber* n'est pas systématiquement observée dans la littérature (Gray et al., 2018 ; Mohtadi et al., 2009 ; Thirumalai et al., 2015). On constate donc des disparités spatiales de $\Delta T^{\circ}\text{C}$ (ss-sl) dans l'océan moderne. La présente étude montrerait une évolution temporelle du $\Delta T^{\circ}\text{C}$ (ss-sl) au large de la GBR. Cette évolution verticale des températures peut être liée à une évolution de la dynamique hydrologique (stratification des eaux et remontée de la thermocline, upwelling) ou encore une variation écologique (adaptation).

⇒ ***Perspective d'analyses pour les études paléo-environnements moyennes dérivées du rapport Mg/Ca***

L'analyse Mg/Ca de cette étude a nécessité une mise en place de la méthode de mesure sur ICP-AES dans le laboratoire du LPG de Nantes. Grâce à l'inter-calibration avec le CEREGE (Aix-Marseille) et la mesure de deux géostandards (JCp-1 et JCt-1) (cf. Chapitre 2 et Chapitre 5.1), il a été possible d'effectuer la comparaison des mesures entre deux séries correspondant aux morphotypes du *G. ruber* ss et sl sur 125 échantillons le long de la carotte ODP823B. Pour pouvoir affiner les tendances observées, la résolution des mesures du *G. ruber* sl pourrait être augmentée, en utilisant la même résolution d'échantillonnage que pour les mesures du *G. ruber* ss (total de 469 échantillons).

Les différences de températures enregistrées par les deux morphotypes de *G. ruber* suggèrent : 1) remontée de la thermocline au cours des derniers 400 ka et 2) un changement plus distinct dans l'hydrologie de la colonne d'eau du site ODP823 entre 1200 et 400 ka. Pour savoir si cette observation est locale ou régionale, une étude similaire pourrait être conduite sur un site très proche du site ODP823 (au large de la Grande Barrière de Corail) et sur un site un peu plus éloigné, au large de la Nouvelle-Calédonie par exemple (base de l'étude de Tom Russon 2011). Pour être comparables, l'ensemble des enregistrements devra couvrir la même échelle de temps (dernier 1.5 Ma) et, si possible, dans un sédiment non perturbé par des événements gravitaires. Cette comparaison de sites permettrait également de vérifier l'enregistrement des valeurs anormalement chaudes mesurées entre 600 et 400 ka.

Afin d'améliorer la qualité des reconstitutions de paléo-stratification de notre site d'étude, il serait intéressant de mesurer conjointement les variations des isotopes de l'oxygène sur les deux morphotypes de *G. ruber*. Pour de futures études du même type, il serait intéressant de faire des mesures du poids des foraminifères traceurs de l'ion carbonate et donc de la ACD (CO_3^{2-}) (Barker and Elderfield., 2002 ; Lohmann, 1995). Il serait également bien d'estimer la proportion de chaque population des deux morphotypes de *G. ruber* et/ou analyser une autre espèce de subsurface tel que *G. Dutertrei*. L'analyse de la représentation des deux morphotypes dans l'assemblage fossile en fonction des périodes analysées (comptage) peut potentiellement donner des informations sur la reconstruction de la thermocline (Andreasen and Ravelo., 1997 ; Chaisson and Ravelo, 2000). La variation de la stratification des eaux par rapport à la zone photique, et aux apports en nutriments, sert de contrôle hydrodynamique pour la distribution spatiale des espèces de foraminifères planctoniques dans les sédiments tropicaux du Pacifique (Andreasen and Ravelo, 1997). Il serait ainsi possible de voir si on observe des variations de l'abondance des espèces en lien avec la structure thermique de la colonne d'eau, à l'échelle interglaciaire-glaciaire et à long-terme (1.5 Ma).

6.3.2 Analyse sur foraminifère unique du rapport Mg/Ca au LA-ICP-MS de la carotte MD06-3018

La production carbonatée au cours des derniers 1.5 Ma, observée chapitre 5.1, ne semble pas être contrôlée uniquement par des changements de la température moyenne de la surface. Une autre étude réalisée au large de la Nouvelle-Calédonie met en évidence les mêmes conclusions (Russon et al., 2011). Le chapitre 5.2 est consacré à l'élaboration d'une méthode pour reconstruire la gamme de températures des eaux de surface au cours d'une période de plusieurs centaines d'années. Cette méthode consiste à faire de multiples mesures de foraminifères individuels qui représentent, à chaque fois, quelques semaines/mois de croissance et permet donc d'estimer une gamme de température pour une période donnée plutôt qu'une température moyenne. La comparaison de ce type d'analyses sur plusieurs cycles glaciaire-interglaciaire, au cours des derniers 1.5 Ma donne des indications sur l'évolution des gammes de températures enregistrées au cours du temps et a fait l'objet d'un papier soumis à *Chemical Geology* (Schmitt et al soumis). Les résultats indiquent des différences significatives et systématiques entre les deux morphotypes mesurés que l'on soit en périodes glaciaires ou interglaciaires (MIS1/2, MIS11/12, MIS15/16, MIS31/32 et MIS37/38). Ces différences de température ($\Delta T^{\circ}\text{C ss-sl}$) ne restent pas constantes dans le temps. Une augmentation progressive de la température moyenne de l'eau de surface au cours des interglaciaires ($\sim 1^{\circ}\text{C}$) est mise en évidence ainsi qu'une diminution de la température de l'eau de subsurface pendant les glaciaires ($\sim 1^{\circ}\text{C}$). De ce fait, la différence de température entre les glaciaire-interglaciaire augmentant $\sim 2^{\circ}\text{C}$ au cours du temps. Ces résultats semblent indiquer un changement de la stratification de la colonne d'eau au cours de la MPT au large de la Nouvelle-Calédonie. Nous concluons que le Mg/Ca sur spécimen unique mesuré dans deux morphotypes de *G. ruber* peut offrir des perspectives uniques sur les reconstructions paléoenvironnementales.

⇒ *Perspective méthodologique*

La reproductibilité de la méthode utilisant 15 spécimens de chaque morphotype par intervalle de temps défini a été testée. Cependant, pour mieux contraindre les gammes de variabilité des températures pour une période donnée, plus de spécimens pourraient être analysés dans de futures études (Ford et al., 2015 ; Koutavas and Joanides, 2012 ; Thirumalai et al., 2013b ; White et al., 2018).

L'interprétation de l'évolution des gammes de températures sur le site au large de la Nouvelle-Calédonie est issue de l'analyse de 5 cycles glaciaire-interglaciaire. La même méthode sur l'ensemble des cycles climatiques enregistrés dans la carotte MD06-3018 pourrait mettre en évidence le caractère progressif du refroidissement des températures enregistrées par le *G. ruber*

sl au cours du temps. Une telle démarche permettrait de confirmer le refroidissement progressif des températures de subsurface et éliminer le biais lié au choix des périodes analysées.

Cette méthode d'analyse sur foraminifère unique via le laser couplé à un ICP-MS est très prometteuse et offre des nombreuses possibilités d'études permettant notamment, au-delà de l'obtention d'une mesure moyenne, de mieux comprendre l'incorporation du Mg/Ca lors de la calcification des foraminifères (de Nooijer et al., 2014 ; Erez, 2003 ; Reichart et al., 2003). En effet, des analyses ont mis en évidence la présence de variabilités Mg/Ca intra-test au sein de populations de foraminifères (Petersen et al., 2017 ; Spero et al., 2015). Cette variabilité a été attribuée aux différences de répartition des couches enrichies ou appauvries en Mg/Ca lié au contrôle biologique de la biominéralisation durant la croissance du test. Les variabilités des différentes espèces sont également mises en évidence et expliquées par une réponse de leur activité symbiotique (Dueñas-Bohórquez et al., 2011 ; Eggins et al., 2003 ; Hathorne et al., 2003 ; Kunioka et al., 2006 ; Sadekov et al., 2009, 2008, 2005). Ces études attestent de la nécessité de mieux contraindre la variabilité du Mg/Ca intra-coquilles de foraminifères et de la comparer au Mg/Ca moyen traditionnel (Dueñas et al., 2011).

Sadekov et al., (2005) montrent que les chambres plus anciennes ont tendance à avoir des teneurs en Mg plus élevées de 20 à 25 %, en utilisant la chambre finale comme comparaison. Sur la base du même protocole que celui utilisé dans la présente étude, en distinguant systématiquement le sens de l'enroulement des *G. ruber* (F-1/F-2), il serait possible d'obtenir ce type d'informations supplémentaires. Dans ce cas, les estimations de température obtenues en faisant des mesures Mg/Ca moyen sur des foraminifères en entier aurait tendance à enregistrer des valeurs Mg/Ca plus faibles qu'en mesurant uniquement les deux avant-dernières loges. Pour comparer les techniques, le reste de matériel après ablation pourrait être analysé (ICP-AES/MS) et comparé avec la moyenne des foraminifères de la même période.

6.3.3 Les paléotempératures de la mer de Corail au cours des derniers 1.5 Ma

Des reconstructions des paléotempératures à l'échelle glaciaire-interglaciaire, issues de l'étude des sédiments de la carotte ODP823B et MD06-3018, mettent en évidence des températures relativement stables au cours des derniers 1.5 Ma. Il n'y aurait donc pas de lien significatif entre l'expansion de la production récifale et la construction de la barrière autour de 400 ka avec une augmentation locale des températures par exemple. L'ensemble des températures enregistrées par les *G. ruber* ss et sl sont dans la gamme de tolérance de la production de carbonate et aucune évolution significative n'est observée autour de 500-400 ka, date à laquelle l'expansion des deux barrières récifales se seraient produites en mer de Corail (Chapitre 4).

En revanche, les températures de surface (*G. ruber* ss) et subsurface (*G. ruber* sl) montrent que ces deux populations ont eu des exigences écologiques distinctes au cours des derniers 400 ka. Ce résultat permet d'utiliser ce type de mesures comme marqueur de la stratification des eaux de surface. Sur le site d'étude, *G. ruber* ss calcifierait en surface (0 et 30 m) tandis que *G. ruber* sl calcifierait plus profondément (30 et 80 m) comme cela est proposé dans la littérature. Leur distinction met en évidence une évolution verticale des températures au cours du temps dans la colonne d'eau. Par les deux méthodes de mesure de température : moyenne au large de la Grande Barrière ou sur foraminifère unique au large de la Nouvelle-Calédonie, on constate une tendance au refroidissement des températures enregistrées par le *G. ruber* sl au cours du temps ou bien un approfondissement du milieu de vie de l'espèce *G. ruber* sl. La diminution progressive des températures de subsurface au cours des derniers 400 ka reproduit les observations de l'étude d'une carotte de sédiment prélevée plus au nord au large de la Papouasie-Nouvelle-Guinée (Régoli et al., 2015). Cette observation commune est indicatrice d'une potentielle évolution dans l'hydrodynamisme de la mer de Corail. Cette dynamique pourrait être mise en relation avec les hautes latitudes et l'évolution de la *Gyre* subtropicale au cours du temps. En effet, l'augmentation de l'intensité des vents et l'intensification de la *Gyre* subtropicale pourrait induire une couche de mélange plus profonde en lien avec le renforcement de l'advection d'eaux froides de subsurface.

Sur le site ODP823B, il demeure une réserve sur l'interprétation des données autour de 500-600 ka, qui nécessite l'appui d'une étude d'un autre enregistrement proximal. En parallèle, la comparaison avec le nouvel enregistrement à long-terme (1200-1400 ka) met en évidence une différence bien marquée avec la distribution des températures verticales dans le monde aux cycles à 100 ka. Pour confirmer cette tendance, plusieurs cycles glaciaire-interglaciaire de la carotte ODP823B pourraient être mesurés, via la méthode sur foraminifère unique (LA-ICP-MS). Ces analyses complémentaires pourraient, dans un premier temps, appuyer les résultats de saisonnalité observée sur le site MD06-3018 au large de la Nouvelle-Calédonie. Dans un deuxième temps, ces analyses pourraient confirmer les différences significatives observées entre les deux morphotypes, à partir de 400 ka et l'absence de ces différences dans le monde à 40 ka.

Afin de comprendre le comportement écologique de chaque spécimen et de savoir si l'évolution des enregistrements est liée à une adaptation aux changements environnementaux, il serait intéressant, en parallèle aux études des variations climatiques à grande échelle, de faire des tests sur des individus actuels ou culture, prélevés dans des environnements dont les paramètres physico-chimiques seraient contrôlés (Bijma et al., 1990 ; Raitzsch et al., 2010). Cela permettrait de caractériser plus précisément l'habitat préférentiel de chaque morphotype de *G. ruber* et de s'en servir pour l'interprétation des données paléoclimatiques.

De façon générale, ces approches ont attesté une fois encore la nécessité de séparer systématiquement ces deux morphotypes afin d'affiner la précision des reconstitutions paléoenvironnementales par la mesure du rapport Mg/Ca des tests de *G. ruber*. L'obtention de données relatives aux températures de calcification de ces spécimens, et ce sur l'ensemble des bassins océaniques, permettrait d'apprécier l'histoire génétique de l'espèce du point de vue géographique et écologique.

6.4 Conclusion générale

Si les discussions inter-communautés ne sont pas rare, une **approche transdisciplinaire** directe basée sur le même matériel met en évidence la complémentarité des disciplines : sédimentologie, géochimie et paléocéanographique. (Figure 6-3).

Avec une chronostratigraphie de haute résolution, les processus sédimentaires de dépôt en lien avec la production et leur transport sont définis dans un cadre paléoclimatique. Ainsi cette étude met en évidence que la **dynamique sédimentaire des marges mixtes du Pacific Sud-Ouest** est en lien avec l'expansion des récifs barrières au cours des derniers 1.5 Ma. L'étude montre un changement de la production carbonatée au cours du temps, édificateur d'un système barrière qui potentiellement joue le rôle de piègeur de sédiments dans le lagon. La diminution synchrone, sur les deux sites d'études, de la fréquence des événements gravitaires provenant de la plateforme carbonatée vers le bassin est interprétée comme la signature de l'expansion de la barrière récifale. La barrière récifale aurait donc un impact sur la physiographie du système ainsi que sur le transfert du sédiment dans le bassin.

Les flux terrigènes, ont quant à eux diminués au cours du temps. De ces observations, l'hypothèse suggérée pour le système mixte de la GBR est une évolution progressive du système dominée par les éléments terrigènes, utilisés comme substrat, qui a évolué avec des phases successives de plus forte production et donc d'export de carbonates. Cette évolution du système mixte est datée pendant le changement significatif du climat autour de 400-500 ka (MPT).

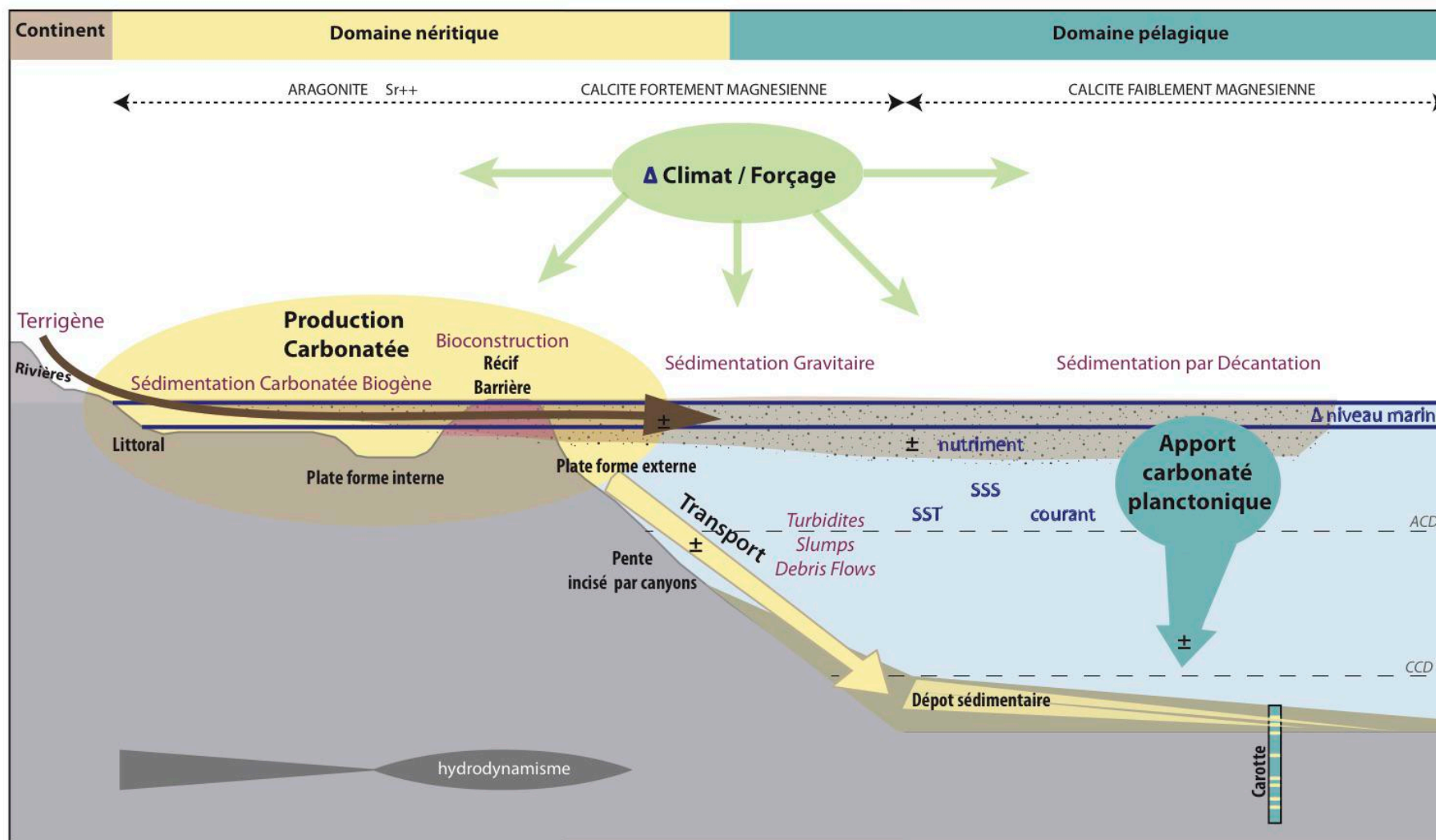


Figure 6-3 : Schéma de synthèse des couplages observés dans cette étude et mise en évidence de la relation entre les enregistrements des dépôts sédimentaires dans le bassin, la production carbonatée de la plate forme et les changements environnementaux.

Le lien avec les **changements de la température** moyenne et saisonnière au cours des périodes glaciaire-interglaciaire des derniers 1.5 Ma, bien que considéré comme un des facteurs principaux pour la production de carbonate sur la plate-forme, ne semble **pas être le facteur de contrôle principal sur l'expansion de la barrière**. En revanche, l'évolution des températures verticales au cours du temps ($\Delta T^{\circ}\text{C ss-sl}$) appuie l'hypothèse d'un **changement hydrodynamique** dans la mer de Corail, observé via l'étude de l'évolution des flux terrigènes sur le site de la Grande Barrière. La **concomitance de la croissance des récifs barrières avec les changements survenus durant la MPT** permet de discuter de l'importance relative des mécanismes de contrôle possible de ces changements dans la croissance des récifs et d'examiner leur signification globale et leur implication sur l'histoire d'autres systèmes de récifs tropicaux. **L'évolution de l'amplitude des variations du niveau de la mer avec l'établissement des cycles climatiques à la périodicité de 100 ka** est un potentiel facteur pouvant avoir joué un rôle significatif dans la détermination de l'histoire des barrières récifales. Comme ces changements ont un impact global, contrairement à la température locale de la surface de la mer ou aux variations de nutriments, on peut prédire que d'autres récifs tropicaux dans le monde pourraient également avoir eu une production de carbonate plus luxuriante autour de cette date. Des changements synchrones de la construction des barrières récifales globales influencent directement la production carbonatée globale et donc le cycle du carbone.

Compte tenu du potentiel de la méthodologie développée dans cette thèse, l'étape suivante consisterait à appliquer cette dernière pour étudier l'histoire des autres récifs coralliens tropicaux dans le monde. Cela aiderait non seulement à fournir des informations complémentaires aux études déjà menées dans ces domaines, mais pourrait également mettre en évidence des événements ou des variabilités de croissance de ces récifs encore inconnues à ce jour.

Références

- Achituv, Y., Dubinsky, Z., 1990. Evolution and zoogeography of coral reefs. *Ecosyst. World*, Elsevier 25, 1–9.
- Alexander, I., Wilson, P.A., Cooper, M.J., 2001. New constraints on the origin of the Australian Great Barrier Reef: results from an international project of deep coring. *Geology* 29, 483–486.
- Alexander, I.T., 1996. Late Quaternary sedimentation off the Queensland continental margin (northeast Australia) in response to sea level fluctuations.
- Alory, G., Vega, A., Ganachaud, A., Despinoy, M., 2006. Influence of upwelling, subsurface stratification, and heat fluxes on coastal sea surface temperature off southwestern New Caledonia. *J. Geophys. Res.* 111.
- Anand, P., Elderfield, H., 2005. Variability of Mg/Ca and Sr/Ca between and within the planktonic foraminifers *Globigerina bulloides* and *Globorotalia truncatulinoides*: variability of Mg/Ca and Sr/Ca. *Geochem. Geophys. Geosystems* 6, 1–15.
- Anand, P., Elderfield, H., Conte, M.H., 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography* 18, 1050.
- Andresen, N., Reijmer, J.J.G., Droxler, A.W., 2003. Timing and distribution of calciturbidites around a deeply submerged carbonate platform in a seismically active setting (Pedro Bank, Northern Nicaragua Rise, Caribbean Sea). *Int. J. Earth Sci.* 92, 573–592.
- Anthony, K.R.N., Connolly, S.R., 2004. Environmental limits to growth: physiological niche boundaries of corals along turbidity–light gradients. *Oecologia* 141, 373–384.
- Ashkenazy, Y., Tziperman, E., 2004. Are the 41kyr glacial oscillations a linear response to Milankovitch forcing? *Quat. Sci. Rev.* 23, 1879–1890.
- Backman, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E., Pälike, H., 2012. Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsl. Stratigr.* 45, 221–244.
- Barker, S., Cacho, I., Benway, H., Tachikawa, K., 2005. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 24, 821–834.
- Barker, S., Greaves, M., Elderfield, H., 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. *Geochem. Geophys. Geosystems* 4, 8407.
- Bayon, G., De Deckker, P., Magee, J.W., Germain, Y., Bermell, S., Tachikawa, K., Norman, M.D., 2017. Extensive wet episodes in Late Glacial Australia resulting from high-latitude forcings. *Sci. Rep.* 7, 44054.
- Bé, A.W.H., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. *Ocean. Micropaleontol.*, Academic Press 1–100.
- Behringer, D., Xue, Y., 2004. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean 6.

Références

- Belperio, A.P., 1983. Terrigenous sedimentation in the central Great Barrier Reef lagoon: a model from the Burdekin region. *J. Aust. Geol. Geophys.* 8, 12.
- Belperio, A.P., Searle, D.E., 1988. Chapter 5 Terrigenous and Carbonate Sedimentation in the Great Barrier Reef Province, in: Doyle, L.J., Roberts, H.H. (Eds.), *Carbonate-Clastic Transitions, Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 143–174.
- Berger, W.H., 1982. Increase of carbon dioxide in the atmosphere during deglaciation: the coral reef hypothesis. *Naturwissenschaften* 69, 87–88.
- Berger, W.H., Killingley, J.S., Vincent, E., 1978. Stable isotopes in deep-sea carbonates: Box Core ERDC-92, West Equatorial Pacific. *Oceanol. Acta* 1, 203–216.
- Bernoulli, D., Hottinger, L., Spezzaferri, S., Stille, P., 2007. Miocene shallow-water limestones from São Nicolau (Cabo Verde): Caribbean-type benthic fauna and time constraints for volcanism. *Swiss J. Geosci.* 100, 215–225.
- Betzler, C., Brachert, T.C., Kroon, D., 1995. Role of climate in partial drowning of the Queensland Plateau carbonate platform (northeastern Australia). *Mar. Geol.* 123, 11–32.
- Bigeleisen, J., 1949. The Relative Reaction Velocities of Isotopic Molecules. *J. Chem. Phys.* 17, 675–678.
- Bijma, J., Faber, W.W.J., Hemleben, C., 1990. Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. *J. Foraminifer. Res.* 20, 95–116.
- Billups, K., Spero, H.J., 1996. Reconstructing the stable isotope geochemistry and paleotemperatures of the equatorial Atlantic during the last 150,000 years: Results from individual foraminifera. *Paleoceanography* 11, 217–238.
- Boardman, M.R., Dulin, L.A., Kenter, R.J., 1984. Episodes of banktop growth recorded in perplatform sediments and the chronology of late quaternary fluctuations in sea level 25.
- Borgomano, J., Hairabian, A., Reijmer, J.J., Mulder, T., 2017. Distal Submarine carbonate fans do not exist ? Int. Meet. Sedimentol. 2017 – Toulouse 10-12 Oct. 2017 117.
- Bostock, H.C., Opdyke, B.N., Gagan, M.K., Kiss, A.E., Fifield, L.K., 2006. Glacial/interglacial changes in the East Australian current. *Clim. Dyn.* 26, 645–659.
- Bouma, A.H., 2004. Key controls on the characteristics of turbidite systems. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 222, 9–22.
- Bouma, A.H., 1982. Intraslope basins in northwest Gulf of Mexico: a key to ancient submarine canyons and fans. *AAPG Spec. Vol.*
- Braithwaite, C.J., Dalmasso, H., Gilmour, M.A., Harkness, D.D., Henderson, G.M., Kay, R.L.F., Kroon, D., Montaggioni, L.F., Wilson, P.A., 2004. The Great Barrier Reef: the chronological record from a new borehole. *J. Sediment. Res.* 74, 298–310.
- Braithwaite, C.J.R., Montaggioni, L.F., 2009. The Great Barrier Reef: a 700 000 year diagenetic history. *Sedimentology* 56, 1591–1622.

Références

- Brown, S.J., Elderfield, H., 1996. Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg-dependent dissolution. *Paleoceanography* 11, 543–551.
- Bukry, D., Bramlette, M.N., 1970. Coccolith Age Determination. Deep Sea Drill. Proj. Rep. Initial Reports-Deep Sea Drill. Proj. Rep. 3, 589–611.
- Bukry, D., Bramlette, M.N., 1969. Some new and stratigraphically useful calcareous nannofossils of the Cenozoic. *Tulane Stud. Geol. Paleontol.* 7, 131–142.
- Burrage, D., Cravatte, S., Dutrieux, P., Ganachaud, A., Hughes, R., Kessler, W., Melet, A., Steinberg, C., Schiller, A., 2012. Naming a western boundary current from Australia to the Solomon Sea. *CLIVAR Exch.* 28.
- Burton, K.W., Vance, D., 2000. Glacial-interglacial variations in the neodymium isotope composition of seawater in the Bay of Bengal recorded by planktonic foraminifera. *Earth Planet. Sci. Lett.* 176, 425–441.
- Cabioch, G., Corregge, T., Turpin, L., Castellaro, C., Recy, J., 1999. Development patterns of fringing and barrier reefs in New Caledonia (southwest Pacific). *Oceanol. Acta* 22, 567–578.
- Cabioch, G., Montaggioni, L., Thouveny, N., Frank, N., Sato, T., Chazottes, V., Dalamasso, H., Payri, C., Pichon, M., Sémah, A.-M., 2008. The chronology and structure of the western New Caledonian barrier reef tracts. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 268, 91–105.
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F., Faure, G., Ribaud-Laurenti, A., 1999. Reef coralgal assemblages as recorders of paleobathymetry and sea level changes in the Indo-Pacific province. *Quat. Sci. Rev.* 15.
- Callahan, J.E., 1972. The structure and circulation of deep water in the Antarctic. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 19, 563–575.
- Camoin, G.F., Webster, J.M., 2015. Coral reef response to Quaternary sea-level and environmental changes: State of the science. *Sedimentology* 62, 401–428.
- Chalker, B.E., 1981. Simulating light-saturation curves for photosynthesis and calcification by reef-building corals. *Mar. Biol.* 63, 135–141.
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3150–3184.
- Coles, S.L., Jokiel, P.L., 1992. Effects of salinity on coral reefs. *Pollut. Trop. Aquat. Syst.*, CRC Press, Florida 147–166.
- Colin, C., Frank, N., Copard, K., Douville, E., 2010. Neodymium isotopic composition of deep-sea corals from the NE Atlantic: implications for past hydrological changes during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2509–2517.
- Coniglio, M., Dix, G.R., 1992. Carbonate slopes. In: *Facies models: Response to Sea-level Changes* (Eds R.G. Walker and N.P. James). *Geol. Assoc. Can. Nfld.* 349–374.

Références

- Cooper, T.F., Uthicke, S., Humphrey, C., Fabricius, K.E., 2007. Gradients in water column nutrients, sediment parameters, irradiance and coral reef development in the Whitsunday Region, central Great Barrier Reef. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 74, 458–470.
- Corrège, T., 2006. Sea surface temperature and salinity reconstruction from coral geochemical tracers. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 232, 408–428.
- Cotillon, P., Coustillas, F., Gaillard, C., Laurin, B., Liu, J.D., Pannetier, W., Pascal, A., Pascal, F., Rigolot, P., Rio, M., Tribouillard, N., Vincent, E., 1990. Grands traits de la sédimentation actuelle et récente sur les pentes et dans les bassins au large de la Nouvelle Calédonie (SW Pacifique): Resultats géologiques de la campagne Biocal. *Oceanologica Acta special* 10, 20.
- Cotillon, P., Rigolot, P., Coustillas, F., Gaillard, C., Laurin, B., Liu, J.D., Pannetier, W., Pascal, A., Rio, M., 1989. Pentes et bassins au large de la Nouvelle-Calédonie (Sud-Ouest Pacifique)-morphologie, environnements biosédimentaires, sédimentation. *Oceanol. Acta* 12, 10.
- Cotillon, P., Rousselle, B., Courtinat, B., Crumière, J.-P., 1994. Evolution of sediment fluxes from the Middle Miocene to present at ODP Site 817 (Townsville Basin, northeastern Australia) as a record of regional paleogeographic events. *Mar. Geol.* 121, 265–291.
- Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 267, 51–63.
- Davies, P.J., McKenzie, J.A., 1990. Texas A&M University. North East Aust. Margin, Scientific Results 133, 95–102.
- Davies, P.J., McKenzie, J.A., Plamer-Julson, A., 1991. Paleomagnetic and mineral record of sediments from the Queensland Through: Results for LEG 133 823A.
- Davies, P.J., Palmer-Julson, A., McKenzie, J.A., others, 1991. Palynology of sites 815 and 823: The neogene vegetation history of coastal northeastern Australia, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results. The Program*, p. 115.
- Davies, P.J., Peerdeman, F.M., 1998. The Origin of the Great Barrier Reef—The Impact of Leg 133 Drilling, in: *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans*. Wiley-Blackwell, pp. 23–38.
- Davies, P.J., Symonds, P.A., Feary, D.A., Pigram, C.J., 1989. The Evolution of the Carbonate Platforms of Northeast Australia, *Controls on Carbonate Platforms and Basin Development*. ed.
- Davis, R.E., Kessler, W.S., Sherman, J.T., 2012. Gliders Measure Western Boundary Current Transport from the South Pacific to the Equator*. *J. Phys. Oceanogr.* 42, 2001–2013.
- de Garidel-Thoron, Rosenthal, Y., Bassinot, F., Beaufort, L., 2005. Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years. *Nature* 433, 294–298.
- de Garidel-Thoron, T., Rosenthal, Y., Beaufort, L., Bard, E., Sonzogni, C., Mix, A.C., 2007. A multiproxy assessment of the western equatorial Pacific hydrography during the last 30 kyr: deglaciation Equatorial Pacific hydrography. *Paleoceanography* 22, PA3204.

Références

- de Nooijer, L.J., Hathorne, E.C., Reichart, G.J., Langer, G., Bijma, J., 2014. Variability in calcitic Mg/Ca and Sr/Ca ratios in clones of the benthic foraminifer *Ammonia tepida*. *Mar. Micropaleontol.* 107, 32–43.
- de Villiers, S., Greaves, M., Elderfield, H., 2002. An intensity ratio calibration method for the accurate determination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES. *Geochem. Geophys. Geosystems* 3, 1001.
- Dekens, P.S., Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.J., 2002. Core top calibration of Mg/Ca in tropical foraminifera: Refining paleotemperature estimation: Core top calibration. *Geochem. Geophys. Geosystems* 3, 1–29.
- Delcroix, T., 1998. Observed surface oceanic and atmospheric variability in the tropical Pacific at seasonal and ENSO timescales: A tentative overview. *J. Geophys. Res. Oceans* 103, 18611–18633.
- Delcroix, T., Cravatte, S., McPhaden, M.J., 2007. Decadal variations and trends in tropical Pacific sea surface salinity since 1970. *J. Geophys. Res.* 112.
- Delcroix, T., Lenormand, O., 1997. ENSO signals in the vicinity of New Caledonia, South Western Pacific. *Ocean. Acta* 20, 481–491.
- Delvin, M., Waterhouse, J., Taylor, J., Brodie, J., 2001. Flood plumes in the Great Barrier Reef: spatial and temporal patterns in composition and distribution, Great Barrier Reef Marine Park Authority Townsville. ed, Research Publication.
- Done, T., 2011. Corals: Environmental Controls on Growth, in: Hopley, D. (Ed.), *Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 281–293.
- Done, T., 1992. Constancy and Change in some Great Barrier Reef Coral Communities: 1980–1991. *Am. Zool.* 32, 655–662.
- Droxler, A.W., Alley, R.B., Howard, W.R., Poore, R.Z., Burckle, L.H., 2003. Unique and exceptionally long interglacial Marine Isotope Stage 11: window into Earth warm future climate. *Earths Clim. Orbital Eccentricity Mar. Isot. Stage 11 Quest.* 1–14.
- Droxler, A.W., Farrell, J.W., 2000. Marine Isotope Stage 11 (MIS 11): new insights for a warm future. *Glob. Planet. Change* 24 1–5.
- Droxler, A.W., Ferro, E.C., Mucciarone, D.A., Haddad, G.A., 1997. The marine carbonate system during oxygen isotope stage 11 (423–362ka): a case of basin-to-shelf and/or basin-to-basin carbonate fractionation. *EOS Trans Am Geophys Un* 78, 179.
- Droxler, A.W., Jorjy, S.J., 2013. Deglacial Origin of Barrier Reefs Along Low-Latitude Mixed Siliciclastic and Carbonate Continental Shelf Edges. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 5, 165–190.
- Droxler, A.W., Schlager, W., 1985. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology* 13, 799.
- Droxler, A.W., Schlager, W., Whallon, C.C., 1983. Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian carbonate ooze. *Geology* 11, 235–239.
- Dubois, N., Kindler, P., Spezzaferri, S., Coric, S., 2008. The initiation of the southern central Great Barrier Reef:

Références

- New multiproxy data from Pleistocene distal sediments from the Marion Plateau (NE Australia). *Mar. Geol.* 250, 223–233.
- Dueñas-Bohórquez, A., da Rocha, R.E., Kuroyanagi, A., de Nooijer, L.J., Bijma, J., Reichart, G.-J., 2011. Interindividual variability and ontogenetic effects on Mg and Sr incorporation in the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer*. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 520–532.
- Dunbar, G.B., Dickens, G.R., 2003. Late Quaternary shedding of shallow-marine carbonate along a tropical mixed siliciclastic-carbonate shelf: Great Barrier Reef, Australia. *Sedimentology* 50, 1061–1077.
- Dunbar, G.B., Dickens, G.R., Carter, R.M., 2000. Sediment flux across the Great Barrier Reef Shelf to the Queensland Trough over the last 300ky. *Sediment. Geol.* 133, 49–92.
- Duplessy, J.C., Bé, A.W.H., Blanc, P.L., 1981. Oxygen and carbon isotopic composition and biogeographic distribution of planktonic foraminifera in the Indian Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 33, 9–46.
- Eberli, G.P., 1991. Calcareous turbidites and their relationship to sea-level fluctuations and tectonism. *Cycles Events Stratigr.*, Springer-Verlag Berlin 340–359.
- Eggins, S., De Deckker, P., Marshall, J., 2003. Mg/Ca variation in planktonic foraminifera tests: implications for reconstructing palaeo-seawater temperature and habitat migration. *Earth Planet. Sci. Lett.* 212, 291–306.
- Eggins, S., Sadekov, A., Dedekker, P., 2004. Modulation and daily banding of Mg/Ca in tests by symbiont photosynthesis and respiration: a complication for seawater thermometry? *Earth Planet. Sci. Lett.* 225, 411–419.
- Einsele, G., 1992. *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. Springer-Verlag, Berlin ; New York.
- El Maghraoui, M., Jean-Louis, J., Joël, E., Pierre, C., Michel, T., 1998. Determination of Forty Four Major and Trace Elements in GPMA Magmatic Rock Reference Materials using X-ray Fluorescence Spectrometry (XRF) and Instrumental Neutron Activation Analysis (INAA). *Geostand. Newsl.* 23, 59–68.
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S.J., McCave, I.N., Hodell, D.A., Piotrowski, A.M., 2012. Stable oxygen isotope record and Mg/Ca ratios at the Mid-Pleistocene Climate Transition, ODP Site 181-1123. *PANGAEA*.
- Elderfield, H., Ganssen, G., 2000. Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature* 405, 442–445.
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene Temperatures. *J. Geol.* 63, 538–578.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64, 1315.
- Erez, J., 2003. The source of ions for biomineralization in foraminifera and their implications for paleoceanographic proxies. *Rev. Mineral. Geochem.* 54, 115–149.

Références

- Fairbanks, R.G., Sverdrup, M., Free, R., Wiebe, P.H., Bé, A.W.H., 1982. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature* 298.
- Feary, D.A., Symonds, P.A., Davies, P.J., Pigram, C.J., Jarrard, R.D., 1993. Geometry of Pleistocene facies on the Great Barrier Reef outer shelf and upper slope—seismic stratigraphy of Sites 819, 820, and 821, in: McKenzie, J.A., Davies, P.J., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. pp. 327–351.
- Feely, R.A., Sabine, C.L., Lee, K., Millero, F.J., Lamb, M.F., Greeley, D., Bullister, J.L., Key, R.M., Peng, T.-H., Kozyr, A., Ono, T., Wong, C.S., 2002. In situ calcium carbonate dissolution in the Pacific Ocean. *Glob. Biogeochem. Cycles* 16, 91–1–91–12.
- Ferro, C.E., Droxler, A.W., Anderson, J.B., Mucciarone, D.A., 1999. Late Quaternary shift of mixed siliciclastic-carbonate environments induced by glacial eustatic sea-level fluctuations in Belize. In: *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops and Models*.
- Foan, A.G., 2015. The history of the New Caledonia Barrier Reef over the last 1.2 Myr: links with regional paleoceanography and paleoclimate 355.
- Ford, H.L., Ravelo, A.C., Polissar, P.J., 2015. Reduced El Niño-Southern Oscillation during the Last Glacial Maximum. *Science* 347, 255–258.
- Foucher, J.P., Charlou, J.L., Harmegnies, F., Wirrmann, D., Sémah, A.M., Chaduteau, C., Roussel, E., 2006. Rapport des travaux de la campagne ZoNéCo 12, Campagne AUSFAIR/ZoNéCo 12 à bord du N/O Marion Dufresne (12 au 26 février 2006).
- Francis, J.M., Dunbar, G.B., Dickens, G.R., Sutherland, I.A., Droxler, A.W., 2007. Siliciclastic Sediment Across the North Queensland Margin (Australia): A Holocene Perspective on Reciprocal Versus Coeval Deposition in Tropical Mixed Siliciclastic–Carbonate Systems. *J. Sediment. Res.* 77, 572.
- Frank, N., Turpin, L., Cabioch, G., Blamart, D., Tressens-Fedou, M., Colin, C., Jean-Baptiste, P., 2006. Open system U-series ages of corals from a subsiding reef in New Caledonia: Implications for sea level changes, and subsidence rate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249, 274–289.
- Gallagher, S.J., Wallace, M.W., Hoiles, P.W., Southwood, J.M., 2014. Seismic and stratigraphic evidence for reef expansion and onset of aridity on the Northwest Shelf of Australia during the Pleistocene. *Mar. Pet. Geol.* 57, 470–481.
- Ganachaud, A., Kessler, W., Wijffels, S., Ridgway, K., Cai, W., Holbrook, N., Bowen, M., Sutton, P., Qiu, B., Timmerman, A., 2007. Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment (SPICE)-part I. Scientific background.
- Gartner, S., 1977. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Mar. Micropaleontol.* 2, 1–25.
- Gartner, S., Lidz, B., 1972. Reworking and apparent reworking of Neogene fossil plankton. *Micropaleontology* 18, 115.

Références

- Gibbs, R.J., 1981. Sites of river-derived sedimentation in the ocean. *Geology* 77.
- Gischler, E., Dietrich, S., Harris, D., Webster, J.M., Ginsburg, R.N., 2013. A comparative study of modern carbonate mud in reefs and carbonate platforms: Mostly biogenic, some precipitated. *Sediment. Geol.* 292, 36–55.
- Gischler, E., Ginsburg, R.N., Herrle, J.O., Prasad, S., 2010. Mixed carbonates and siliciclastics in the Quaternary of southern Belize: Pleistocene turning points in reef development controlled by sea-level change: Quaternary of southern Belize. *Sedimentology* 57, 1049–1068.
- Glaser, K.S., Droxler, A.W., 1993. Controls and development of late Quaternary periplatform carbonate stratigraphy in Walton Basin (northeastern Nicaragua Rise, Caribbean Sea). *Paleoceanography* 8, 243–274.
- Glaser, K.S., Droxler, A.W., 1991. High production and highstand shedding from deeply submerged carbonate banks, northern Nicaragua Rise. *J. Sediment. Res.* 61.
- Gourdeau, L., Kessler, W.S., Davis, R.E., Sherman, J., Maes, C., Kestenare, E., 2008. Zonal Jets Entering the Coral Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 38, 715–725.
- Gouriou, Y., Delcroix, T., 2002. Seasonal and ENSO variations of sea surface salinity and temperature in the South Pacific Convergence Zone during 1976–2000. *J. Geophys. Res. Oceans* 107, SRF 12-1–SRF 12-14.
- Gray, W.R., Weldeab, S., Lea, D.W., Rosenthal, Y., N., Donner, B., Fischer, G., 2018. The effects of temperature, salinity, and the carbonate system on Mg/Ca in *Globigerinoides ruber (white)*: A global sediment trap calibration. *Earth Planet. Sci. Lett.* 482, 607–620.
- Greaves, M., Barker, S., Daunt, C., Elderfield, H., 2005. Accuracy, standardization, and interlaboratory calibration standards for foraminiferal Mg/Ca thermometry: Foraminiferal Mg/Ca thermometry. *Geochem. Geophys. Geosystems* 6, 1–9.
- Greaves, M., Caillon, N., Rebaubier, H., Bartoli, G., Bohaty, S., Cacho, I., Clarke, L., Cooper, M., Daunt, C., Delaney, M., deMenocal, P., Dutton, A., Eggins, S., Elderfield, H., Garbe-Schoenberg, D., Goddard, E., Green, D., Groeneveld, J., Hastings, D., Hathorne, E., Kimoto, K., Klinkhammer, G., Labeyrie, L., Lea, D.W., Marchitto, T., Martínez-Botí, M.A., Mortyn, P.G., Ni, Y., Nuernberg, D., Paradis, G., Pena, L., Quinn, T., Rosenthal, Y., Russell, A., Sagawa, T., Sosdian, S., Stott, L., Tachikawa, K., Tappa, E., Thunell, R., Wilson, P.A., 2008. Interlaboratory comparison study of calibration standards for foraminiferal Mg/Ca thermometry. *Geochem. Geophys. Geosystems* 9, 1–27.
- Grigg, R.W., 1997. Paleoceanography of coral reefs in the Hawaiian-Emperor Chain – revisited. *Coral Reefs* 16, S33–S38.
- Grossman, E.E., Fletcher, C.H., 2004. Holocene Reef Development Where Wave Energy Reduces Accommodation Space, Kailua Bay, Windward Oahu, Hawaii, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 74, 49–63.
- Hall, I.R., McCave, I.N., Shackleton, N.J., Weedon, G.P., Harris, S.E., 2001. Intensified deep Pacific inflow and ventilation in Pleistocene glacial times. *Nature* 412, 809.

Références

- Hall, R., Audley-Charles, M.G., Banner, F.T., Hidayat, S., Tobing, S.L., 1988. Late Palaeogene–Quaternary geology of Halmahera, Eastern Indonesia: initiation of a volcanic island arc. *J. Geol. Soc.* 145, 577–590.
- Hallock, P., 2001. Coral Reefs, Carbonate Sediments, Nutrients, and Global Change, in: Stanley, G.D. (Ed.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Springer US, Boston, MA, pp. 387–427.
- Hallock, P., 2000. Larger Foraminifera as Indicators of Coral-Reef Vitality, in: Martin, R.E. (Ed.), *Environmental Micropaleontology: The Application of Microfossils to Environmental Geology*. Springer US, Boston, MA, pp. 121–150.
- Hallock, P., 1987. Fluctuations in the trophic resource continuum: A factor in global diversity cycles? *Paleoceanography* 2, 457–471.
- Hallock, P., Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaaios* 55–64.
- Hallock, P., Lidz, B.H., Cockey-Burkhard, E.M., Donnelly, K.B., 2003. Foraminifera as Bioindicators in Coral Reef Assessment and Monitoring: The FORAM Index. *Environ. Monit. Assess.* 81, 221–238.
- Handford, R.C., Loucks, R.G., Sarg, F.J., 1993. Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts—Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes, American Association of Petroleum Geologists. ed.
- Harper, B.B., 2014. Late Quaternary Mixed Carbonate-Siliciclastic Sediment Slope Accumulation: Unexpected Responses of Australia and Papua New Guinea Reefs to Glacio-Eustatic Sea Level Fluctuations.
- Harper, B.B., Puga-Bernabéu, Á., Droxler, A.W., Webster, J.M., Gischler, E., Tiwari, M., Lado-Insua, T., Thomas, A.L., Morgan, S., Jovane, L., Röhl, U., 2015. Mixed Carbonate–Siliciclastic Sedimentation Along the Great Barrier Reef Upper Slope: A Challenge To the Reciprocal Sedimentation Model. *J. Sediment. Res.* 85, 1019–1036.
- Harris, S.E., 2002. DATA REPORT: Late Pliocene-Pleistocene carbonate and oxygen stable isotopes from benthic foraminifera at Ocean Drilling Program site 1123 in the Southwest Pacific 181.
- Hathorne, E.C., Alard, O., James, R.H., Rogers, N.W., 2003. Determination of intratest variability of trace elements in foraminifera by laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry: Trace elements in foraminifera. *Geochem. Geophys. Geosystems* 4, 8408.
- Hathorne, E.C., James, R.H., Savage, P., Alard, O., 2008. Physical and chemical characteristics of particles produced by laser ablation of biogenic calcium carbonate. *J Anal Spectrom* 23, 240–243.
- Hay, W.W., Mohler, H.P., Roth, P.H., Schmidt, R.R., Boudreaux, J.E., 1967. Calcareous Nannoplankton Zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean Area, and Transoceanic Correlation (1).
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. American Association for the Advancement of Science Washington, DC.
- Head, M.J., Gibbard, P.L., 2005. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for

Références

- the defining boundary. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 247, 1–18.
- Holbrook, N.J., Bindoff, N.L., 1997. Interannual and Decadal Temperature Variability in the Southwest Pacific Ocean between 1955 and 1988. *J. Clim.* 10, 1035–1049.
- Hönisch, B., Allen, K.A., Lea, D.W., Spero, H.J., Eggins, S.M., Arbuszewski, J., deMenocal, P., Rosenthal, Y., Russell, A.D., Elderfield, H., 2013. The influence of salinity on Mg/Ca in planktic foraminifers – Evidence from cultures, core-top sediments and complementary $\delta^{18}\text{O}$. *Geochim. Cosmochim. Acta* 121, 196–213.
- Hoogakker, B.A.A., Klinkhammer, G.P., Elderfield, H., Rohling, E.J., Hayward, C., 2009. Mg/Ca paleothermometry in high salinity environments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 284, 583–589.
- Hottinger, L., Hottinger, L., 1977. Foraminifères operculiniformes. *Mém. Muséum Natl. Hist. Nat. Ser. b*, 1–159.
- Humblet, M., Webster, J.M., 2017. Coral community changes in the Great Barrier Reef in response to major environmental changes over glacial-interglacial timescales. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 472, 216–235.
- Huybers, P., Aharonson, O., 2010. Orbital tuning, eccentricity, and the frequency modulation of climatic precession: FM to AM. *Paleoceanography* 25, 1–9.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record.
- Isern, A.R., McKenzie, J.A., Feary, D.A., 1997. The role of sea-surface temperature as a control on carbonate platform development in the western Coral Sea. *Oceanogr. Lit. Rev.* 6, 586.
- James, N.P., Bone, Y., Kyser, T.K., 2005. Where Has All the Aragonite Gone? Mineralogy of Holocene Neritic Cool-Water Carbonates, Southern Australia. *J. Sediment. Res.* 75, 454–463.
- Jansen, J.H.F., Gaast, S.J.V. der, Koster, B., Vaars, A.J., 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Mar. Geol.* 151, 143–153.
- Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D., Enzweiler, J., 2011. Determination of Reference Values for NIST SRM 610-617 Glasses Following ISO Guidelines. *Geostand. Geoanalytical Res.* 35, 397–429.
- Jorry, S.J., Droxler, A.W., Francis, J.M., 2010. Deepwater carbonate deposition in response to re-flooding of carbonate bank and atoll-tops at glacial terminations. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2010–2026.
- Jorry, S.J., Droxler, A.W., Mallarino, G., Dickens, G.R., Bentley, S.J., Beaufort, L., Peterson, L.C., Opdyke, B.N., 2008. Bundled turbidite deposition in the central Pandora Trough (Gulf of Papua) since Last Glacial Maximum: Linking sediment nature and accumulation to sea level fluctuations at millennial timescale. *J. Geophys. Res.* 113.
- Kawahata, H., 2005. Stable isotopic composition of two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) in the subtropical gyre in the North Pacific. *Paleontol. Res.* 9, 27–35.
- Kawahata, H., Nishimura, A., Gagan, M.K., 2002. Seasonal change in foraminiferal production in the western

Références

- equatorial Pacific warm pool: evidence from sediment trap experiments. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 2783–2800.
- Kendall, C.G.S.C., Schlager, W., 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Mar. Geol.* 44, 181–212.
- Kennedy, D.M., Woodroffe, C.D., 2002. Fringing reef growth and morphology: a review. *Earth-Sci. Rev.* 57, 255–277.
- Kennett, J.P., 1976. Phenotypic variation in some Recent and late Cenozoic planktonic foraminifera. *Foraminifera* 2, 1–70.
- Kershaw, A.P., 1976. A Late Pleistocene and Holocene pollen diagram from Lynch's Crater, North-Eastern Queensland, Australia. *New Phytol* 77, 469–498.
- Kessler, W.S., Cravatte, S., 2013a. ENSO and Short-Term Variability of the South Equatorial Current Entering the Coral Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 43, 956–969.
- Kessler, W.S., Cravatte, S., 2013b. Mean circulation of the Coral Sea. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 6385–6410.
- Kinsey, D.W., Davies, P.J., 1979. Effects of elevated nitrogen and phosphorus on coral reef growth1. *Limnol. Oceanogr.* 24, 935–940.
- Kisakürek, B., Eisenhauer, A., Böhm, F., Garbe-Schönberg, D., Erez, J., 2008. Controls on shell Mg/Ca and Sr/Ca in cultured planktonic foraminifera, *Globigerinoides ruber* (white). *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 260–269.
- Kleypas, J.A., 1997. Modeled estimates of global reef habitat and carbonate production since the last glacial maximum. *Paleoceanography* 12, 533–545.
- Kleypas, J.A., McManus, J.W., Meñez, L.A., 1999. Environmental limits to coral reef development: where do we draw the line? *Am. Zool.* 146–159.
- Koho, K.A., de Nooijer, L.J., Fontanier, C., Toyofuku, T., Oguri, K., Kitazato, H., Reichert, G.-J., 2017. Benthic foraminiferal Mn/Ca ratios reflect microhabitat preferences. *Biogeosciences* 14, 3067–3082.
- Koutavas, A., Joanides, S., 2012. El Niño-Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum: ENSO extrema in the Holocene and LGM. *Paleoceanography* 27.
- Koutavas, A., Olive, G.C., Lynch-Stieglitz, J., others, 2006. Mid-Holocene El Niño–Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. *Geology* 34, 993–996.
- Kunioka, D., Shirai, K., Takahata, N., Sano, Y., Toyofuku, T., Ujiie, Y., 2006. Microdistribution of Mg/Ca, Sr/Ca, and Ba/Ca ratios in *Pulleniatina obliquiloculata* test by using a NanoSIMS: Implication for the vital effect mechanism: Mg/Ca, Sr/Ca, AND Ba/Ca RATIOS. *Geochem. Geophys. Geosystems* 7, Q12P20.
- Kuroyanagi, A., Kawahata, H., 2004. Vertical distribution of living planktonic foraminifera in the seas around Japan. *Mar. Micropaleontol.* 53, 173–196.
- Kuroyanagi, A., Tsuchiya, M., Kawahata, H., Kitazato, H., 2008. The occurrence of two genotypes of the

Références

- planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber (white)* and paleo-environmental implications. *Mar. Micropaleontol.* 68, 236–243.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., 1985. Changes in the oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio during the last 140 000 years: High-latitude surface water records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 50, 217–240.
- Lambeck, K., Esat, T.M., Potter, E.-K., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, 199.
- Larsen, A.R., Drooger, C.W., 1977. Relative thickness of the test in the *Amphistegina* species of the Gulf of Elat. *Utrecht Micropaleontol. Bull.* 15, 225–239.
- Lawrence, K.T., Herbert, T.D., 2005. Late Quaternary sea-surface temperatures in the western Coral Sea: implications for the growth of the Australian Great Barrier Reef. *Geology* 33, 677–680.
- Lea, D.W., Mashiotta, T.A., Spero, H.J., 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 2369–2379.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.J., 2000. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science* 289, 1719–1724.
- Leduc, G., Vidal, L., Cartapanis, O., Bard, E., 2009. Modes of eastern equatorial Pacific thermocline variability: Implications for ENSO dynamics over the last glacial period: ENSO dynamics over the last 50 ka. *Paleoceanography* 24, PA3202.
- Lin, H.-L., Hsieh, H.-Y., 2007. Seasonal variations of modern planktonic foraminifera in the South China Sea. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 54, 1634–1644.
- Lin, H.-L., Wang, W.-C., Hung, G.-W., 2004. Seasonal variation of planktonic foraminiferal isotopic composition from sediment traps in the South China Sea. *Mar. Micropaleontol.* 53, 447–460.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2007. Plio–Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. *Quat. Sci. Rev.* 26, 56–69.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records: *Paleoceanography* 20, 1–17.
- Logan, M., Fabricius, K., Scarla Weeks, Canto, M., Noonan, S., Wolanski, E., Brodie, J., 2013. The relationship between Burdekin River discharges and photic depth in the central Great Barrier Reef. *Natl. Environ. Research Program Rep.* 35.
- Löwemark, L., Hong, W.-L., Yui, T.-F., Hung, G.-W., 2005. A test of different factors influencing the isotopic signal of planktonic foraminifera in surface sediments from the northern South China Sea. *Mar. Micropaleontol.* 55, 49–62.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature* 453, 379–382.
- Lyle, M., Westerhold, T., Röhl, U., Wilkens, R., Pälike, H., Jones, T.D., Bown, P., Moore, T., Kamikuri, S., Acton, G.,

Références

2012. the Expedition 320/321 Scientists, 2012. Revised composite depth scales and integration of IODP Sites U1331–U1334 and ODP Sites 1218–1220. Pälike H Lyle M Nishi H Raffi Gamage K Klaus Exped. 320, 321.
- Mallarino, G., Beaubouef, R.T., Droxler, A.W., Abreu, V., Labeyrie, L., 2006. Sea level influence on the nature and timing of a minibasin sedimentary fill (northwestern slope of the Gulf of Mexico). AAPG Bull. 90, 1089–1119.
- Marchitto, T.M., Lynch-Stieglitz, J., Hemming, S.R., 2005. Deep Pacific CaCO₃ compensation and glacial–interglacial atmospheric CO₂. Earth Planet. Sci. Lett. 231, 317–336.
- Martini, E., Worsley, T., 1970. Standard Neogene Calcareous Nannoplankton Zonation. Nature 225, 289.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. Quat. Res. 27, 1–29.
- Maslin, M.A., Ridgwell, A.J., 2005. Mid-Pleistocene revolution and the ‘eccentricity myth.’ Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 247, 19–34.
- Mateu-Vicens, G., Hallock, P., Brandano, M., 2009. Test-shape variability of *Amphistegina* d’Orbigny, 1826 as a paleobathymetric proxy: application to two Miocene examples, in: Geologic Problem Solving with Microfossils. pp. 67–82.
- Mathien-Blard, E., Bassinot, F., 2009. Salinity bias on the foraminifera Mg/Ca thermometry: Correction procedure and implications for past ocean hydrographic reconstructions: salinity bias on *G. ruber* Mg thermometry. Geochem. Geophys. Geosystems 10, Q12011.
- Maurizot, P., Théveniaut, H., Lecomte, P., Cabidoche, Y.-M., 2011. Enjeux géologiques propres aux territoires tropicaux 11.
- Maxwell, W.G.H., Swinchatt, J.P., 1970. Great Barrier Reef: Regional Variation in a Terrigenous-Carbonate Province. GSA Bull. 81, 691.
- McConnell, M.C., Thunell, R.C., 2005. Calibration of the planktonic foraminiferal Mg/Ca paleothermometer: Sediment trap results from the Guaymas Basin, Gulf of California: sediment trap Mg/Ca calibration. Paleoceanography 20, 1–18.
- McCrea, J.M., 1950. On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. J. Chem. Phys. 18, 849–857.
- McCulloch, M.T., Fallon, S., Wyndham, T., Hendy, E., Lough, J., Barnes, D., 2003. Coral record of increased sediment flux to the inner Great Barrier Reef since European settlement A stable silicon-based allene analogue with a formally sp-hybridized silicon atom. Nature 421, 725–727.
- Medina-Elizalde, M., Lea, D.W., 2005. Geochemistry of *Globigerinoides ruber* from ODP Hole 130-806B. PANGAEA.
- Melet, A., Gourdeau, L., Verron, J., 2010. Variability in Solomon Sea circulation derived from altimeter sea level

Références

- data. *Ocean Dyn.* 60, 883–900.
- Mélice, J.L., Coron, A., Berger, A., 2001. Amplitude and Frequency Modulations of the Earth's Obliquity for the Last Million Years. *J. Clim.* 14, 1043–1054.
- Mielke, J.E., 1979. Composition of the Earth's crust and distribution of the elements, *Int. Association for Geochemistry and Cosmochemistry. ed, Review of research on modern problems in geochemistry.*
- Milliman, J.D., 1993. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state. *Glob. Biogeochem. Cycles* 7, 927–957.
- Mohtadi, M., Steinke, S., Groeneveld, J., Fink, H.G., Rixen, T., Hebbeln, D., Donner, B., Herunadi, B., 2009. Low-latitude control on seasonal and interannual changes in planktonic foraminiferal flux and shell geochemistry off south Java: A sediment trap study. *Paleoceanography* 24, PA1201.
- Moller, T., Schulz, H., Kucera, M., 2013. The effect of sea surface properties on shell morphology and size of the planktonic foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma* in the North Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 391, 34–48.
- Montaggioni, L.F., Borgomano, J., Fournier, F., Granjeon, D., 2015. Quaternary atoll development: New insights from the two-dimensional stratigraphic forward modelling of Mururoa Island (Central Pacific Ocean). *Sedimentology* 62, 466–500.
- Montaggioni, L.F., Braithwaite, C.J.R., 2009. Quaternary Coral Reef Systems: History, development processes and controlling factors, *Developments in Marine Geology.* Elsevier Science.
- Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Thouveny, N., Frank, N., Sato, T., Sémah, A.-M., 2011. Revisiting the Quaternary development history of the western New Caledonian shelf system: From ramp to barrier reef. *Mar. Geol.* 280, 57–75.
- Mount, J.F., 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology* 12, 432–435.
- Muller, J., Kylander, M., Wüst, R.A.J., Weiss, D., Martinez-Cortizas, A., LeGrande, A.N., Jennerjahn, T., Behling, H., Anderson, W.T., Jacobson, G., 2008. Possible evidence for wet Heinrich phases in tropical NE Australia: the Lynch's Crater deposit. *Quat. Sci. Rev.* 27, 468–475.
- Multer, H.G., Gischler, E., Lundberg, J., Simmons, K.R., Shinn, E.A., 2002. Key Largo limestone revisited: Pleistocene shelf-edge facies, Florida Keys, USA. *Facies* 46, 229–271.
- Murray, J.W., 1937- (viaf)263219020, 1991. *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera.* Harlow : Longman scientific and technical.
- Mutti, E., Normark, W.R., 1987. Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts, in: Leggett, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.), *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies.* Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 1–38.
- Normark, W.R., 1978. Fan Valleys, Channels, and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans: Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. *AAPG Bull.* 912–931.

Références

- Nouet, J., Bassinot, F., 2007. Dissolution effects on the crystallography and Mg/Ca content of planktonic foraminifera *Globorotalia tumida* (Rotaliina) revealed by X-ray diffractometry: dissolution effects on *G. Tumida*. *Geochem. Geophys. Geosystems* 8, 1–8.
- Numberger, L., Hemleben, C., Hoffmann, R., Mackensen, A., Schulz, H., Wunderlich, J.-M., Kucera, M., 2009. Habitats, abundance patterns and isotopic signals of morphotypes of the planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) in the eastern Mediterranean Sea since the Marine Isotopic Stage 12. *Mar. Micropaleontol.* 73, 90–104.
- Nürnberg, D., Bijma, J., Hemleben, C., 1996. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 803–814.
- Obrochta, S.P., 2004. Australian Great Barrier Reef initiation timing constrained by seaward shallow-water sediment drift architecture (ODP Leg 194, Marion Plateau) 65.
- Okai, T., Suzuki, A., Terashima, S., Inoue, M., Nohara, M., Kawahata, H., Imai, N., 2003. Collaborative analysis of two GSJ geochemical reference materials JcP-1 (Coral) and JcT-1 (Giant Clam). *Abstr. Annu. Meet. Geochem. Soc. Jpn.* 50, 48–48.
- Opdyke, B.N., Walker, J.C., 1992. Return of the coral reef hypothesis: Basin to shelf partitioning of CaCO₃ and its effect on atmospheric CO₂. *Geology* 20, 733–736.
- Page, M.C., Dickens, G.R., Dunbar, G.B., 2003. Tropical view of Quaternary sequence stratigraphy: siliciclastic accumulation on slopes east of the Great Barrier Reef since the Last Glacial Maximum. *Geology* 31, 1013–1016.
- Paillard, D., 1998. Macintosh Program performs time-series analysis. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 77, 379–379.
- Pandolfi, J.M., 2011. The Paleocology of Coral Reefs, in: Dubinsky, Z., Stambler, N. (Eds.), *Coral Reefs: An Ecosystem in Transition*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 13–24.
- Pandolfi, J.M., Jackson, J.B.C., 2007. Broad-Scale Patterns in Pleistocene Coral Reef Communities from the Caribbean: Implications for Ecology and Management, in: Aronson, R.B. (Ed.), *Geological Approaches to Coral Reef Ecology*. Springer New York, New York, NY, pp. 201–236.
- Pandolfi, J.M., Kelley, R., 2008. The Great Barrier Reef in time and space: geology and palaeobiology. *Gt. Barrier Reef Biol. Environ. Manag. Springer Dordr. Neth.* 17–28.
- Parrenin, F., Paillard, D., 2012. Terminations VI and VIII (~530 and ~720 kyr BP) tell us the importance of obliquity and precession in the triggering of deglaciations. *Clim. Past* 8, 2031–2037.
- Paul, A., Reijmer, J.J.G., Fürstenau, J., Kinkel, H., Betzler, C., 2012. Relationship between Late Pleistocene sea-level variations, carbonate platform morphology and aragonite production (Maldives, Indian Ocean). *Sedimentology* 59, 1640–1658.
- Peederman, F.M., McKenzie, J.A., Davies, P.J., Palmer-Julson, A., et al. (Eds.), 1993. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 133 Scientific Results, Proceedings of the Ocean Drilling Program*. Ocean Drilling

Références

- Program.
- Pelleter, E., Fouquet, Y., Etoubleau, J., Cheron, S., Labanieh, S., Josso, P., Bollinger, C., Langlade, J., 2017. Ni-Cu-Co-rich hydrothermal manganese mineralization in the Wallis and Futuna back-arc environment (SW Pacific). *Ore Geol. Rev.* 87, 126–146.
- Perry, C.T., Smithers, S.G., Gulliver, P., Browne, N.K., 2012. Evidence of very rapid reef accretion and reef growth under high turbidity and terrigenous sedimentation. *Geology* 40, 719–722. -
- Petersen, J., Barras, C., Bézos, A., La, C., de Nooijer, L.J., Meysman, F.J.R., Mouret, A., Slomp, C.P., Jorissen, F.J., 2017. Mn/Ca intra-test variability in the benthic foraminifer: *Ammonia tepida*. *Biogeosciences Discuss.* 1–37.
- Pickard, G.L., Donguy, J.R., Henin, C., Rougerie, F., 1977. A review of the physical oceanography of the Great Barrier Reef and Western Coral Sea, Australian Government Publishing Service Canberra. ed.
- Poloczanska, E.S., Hobday, A.J., Richardson, A.J., Climate Adaptation Flagship, National Climate Change Adaptation Research Facility (Australia), 2009. Report card of marine climate change for Australia: detailed scientific assessment. CSIRO Climate Adaptation National Research Flagship, Cleveland, Qld.
- Pomar, L., Baceta, J.I., Hallock, P., Mateu-Vicens, G., Basso, D., 2017. Reef building and carbonate production modes in the west-central Tethys during the Cenozoic. *Mar. Pet. Geol.* 83, 261–304.
- Prazeres, M., Roberts, T.E., Pandolfi, J.M., 2017. Variation in sensitivity of large benthic Foraminifera to the combined effects of ocean warming and local impacts. *Sci. Rep.* 7, 45227.
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G., Morley, J.J., Pisias, N.G., Shackleton, N.J., Streeter, H.F., 1986. Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary. *Paleoceanography* 1, 137–162.
- Prentice, M.L., Friez, J.K., Simonds, G.G., Matthews, R.K., 1993. Stable isotope composition of Neogene planktonic foraminifera from ODP Leg 130 sites. PANGAEA.
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J., Guilbaud, V., 2013. Variation in canyon morphology on the Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia: The influence of slope and barrier reefs. *Geomorphology* 191, 35–50.
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J., Reimer, P.J., Renema, W., 2014. Filling the gap: A 60 ky record of mixed carbonate-siliciclastic turbidite deposition from the Great Barrier Reef. *Mar. Pet. Geol.* 50, 40–50.
- Qu, T., Lindstrom, E.J., 2002. A climatological interpretation of the circulation in the western South Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 32, 2492–2508.
- Raffi, I., 2002. Revision of the early-middle Pleistocene calcareous nannofossil biochronology. PANGAEA.
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3113–3137.

Références

- Raitzsch, M., Dueñas-Bohórquez, A., Reichart, G.-J., de Nooijer, L.J., Bickert, T., 2010. Incorporation of Mg and Sr in calcite of cultured benthic foraminifera: impact of calcium concentration and associated calcite saturation state. *Biogeosciences* 7, 869–881.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359.
- Reading, H.G., Richards, M., 1994. Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System 78, 792–822.
- Regoli, F., de Garidel-Thoron, T., Tachikawa, K., Jian, Z., Ye, L., Droxler, A.W., Lenoir, G., Crucifix, M., Barbarin, N., Beaufort, L., 2015. Progressive shoaling of the equatorial Pacific thermocline over the last eight glacial periods: Pacific thermocline shoaling over 800 ka. *Paleoceanography* 30, 439–455.
- Reichart, G.-J., Jorissen, F., Anschutz, P., Mason, P.R.D., 2003. Single foraminiferal test chemistry records the marine environment. *Geology* 31, 355–358.
- Reijmer, J.J.G., Mulder, T., Borgomano, J., 2015. Carbonate slopes and gravity deposits. *Sediment. Geol.* 315, 83–90.
- Reijmer, J.J.G., Schlager, W., Droxler, A.W. (Eds.), 1988. SITE 632: Pliocene-Pleistocene sedimentation cycles in a Bahamian basin. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Res, Proceedings of the Ocean Drilling Program* 101, 213–220.
- Renema, W., 2005. Depth estimation using diameter-thickness ratios in larger benthic foraminifera. *Lethaia* 38, 137–141.
- Reynolds, R.W., Rayner, N.A., Smith, T.M., Stokes, D.C., Wang, W., 2002. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *J. Clim.* 15, 17.
- Richter, T.O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H.C., De Haas, H., van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 267, 39–50.
- Ridgway, K.R., Dunn, J.R., 2003. Mesoscale structure of the mean East Australian Current System and its relationship with topography. *Prog. Oceanogr.* 56, 189–222.
- Ridgway, K.R., Godfrey, J.S., Meyers, G., Bailey, R., 1993. Sea level response to the 1986–1987 El Niño-Southern Oscillation Event in the western Pacific in the vicinity of Papua New Guinea. *J. Geophys. Res. Oceans* 98, 16387–16395.
- Ridgwell, A.J., Watson, A.J., Maslin, M.A., Kaplan, J.O., 2003. Implications of coral reef buildup for the controls on atmospheric CO₂ since the Last Glacial Maximum: Coral reef buildup and postglacial CO₂ rise. *Paleoceanography* 18.
- Rio, Domenico, Raffi, I., Villa, G., 1990. Calcareous nannofossil events at ODP Hole 107-653A (Table 1). PANGAEA.
- Rio, D., Raffi, I., Villa, G., 1990. Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Ocean*

Références

- Drilling Program College Station, Texas, pp. 513–533.
- Robineau, B., Berthault, L., Christmann, P., 2011. Nouvelle-Calédonie, terre de Nickel 11.
- Rosenthal, Y., Lohmann, G.P., 2002. Accurate estimation of sea surface temperatures using dissolution-corrected calibrations for Mg/Ca paleothermometry: New Mg/Ca temperature calibration. *Paleoceanography* 17, 16-1-16–6.
- Rosenthal, Y., Lohmann, G.P., Lohmann, K.C., Sherrell, R.M., 2000. Incorporation and preservation of Mg in Globigerinoides sacculifer: Implications for reconstructing the temperature and of seawater. *Paleoceanography* 15, 11.
- Rosenthal, Y., Perron-Cashman, S., Lear, C.H., Bard, E., Barker, S., Billups, K., Bryan, M., Delaney, M.L., deMenocal, P.B., Dwyer, G.S., Elderfield, H., German, C.R., Greaves, M., Lea, D.W., Marchitto, T.M., Pak, D.K., Paradis, G.L., Russell, A.D., Schneider, R.R., Scheiderich, K., Stott, L., Tachikawa, K., Tappa, E., Thunell, R., Wara, M., Weldeab, S., Wilson, P.A., 2004. Interlaboratory comparison study of Mg/Ca and Sr/Ca measurements in planktonic foraminifera for paleoceanographic research: MEASUREMENTS IN PLANKTONIC FORAMINIFERA. *Geochem. Geophys. Geosystems* 5, 1-29.
- Rothwell, R.G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I.W., Frenz, M., 2006. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 267, 79–98.
- Rougerie, F., 1986. Le lagon sud-ouest de Nouvelle-Calédonie: spécificité hydrologique, dynamique et productivité, Collection Etudes et thèses. Editions de l'ORSTOM, Paris.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M., Backman, J., 1989. Stable isotope record, calcium carbonate concentrations, and sea surface temperature reconstructions of sediment cores from the North Atlantic. *PANGAEA*.
- Ruffine, L., Fandino Torres, O., Etoubleau, J., Cheron, S., Donval, J.-P., Germain, Y., Ponzevera, E., Guyader, V., Dennielou, B., Etiope, G., Gasperini, L., Bortoluzzi, G., Henry, P., Grall, C., Cagatay, M.N., Charlou, J.-L., Geli, L., 2012. Geochemical Dynamics of the Natural-Gas Hydrate System in the Sea of Marmara, Offshore Turkey. InTech.
- Russon, T., Elliot, M., Kissel, C., Cabioch, G., De Deckker, P., Corrège, T., 2009. Middle-late Pleistocene deep water circulation in the southwest subtropical Pacific: SUBTROPICAL PACIFIC DEEP WATER MIXING. *Paleoceanography* 24, 1-16.
- Russon, T., Elliot, M., Sadekov, A., Cabioch, G., Corrège, T., De Deckker, P., 2011. The mid-Pleistocene transition in the subtropical southwest Pacific. *Paleoceanography* 26.
- Russon, T., Elliot, M., Sadekov, A., Cabioch, G., Corrège, T., De Deckker, P., 2010. Inter-hemispheric asymmetry in the early Pleistocene Pacific warm pool: PACIFIC WARM POOL EVOLUTION. *Geophys. Res. Lett.* 37, L11601.
- Russon, T.F., 2011. Paleocanography of the southern Coral Sea across the Mid-Pleistocene Transition.

Références

- Sadekov, A., Eggins, S.M., De Deckker, P., Kroon, D., 2008. Uncertainties in seawater thermometry deriving from intratest and intertest Mg/Ca variability in *Globigerinoides ruber*: UNCERTAINTIES Mg/Ca SEAWATER THERMOMETRY. *Paleoceanography* 23, PA1215.
- Sadekov, A., Eggins, S.M., De Deckker, P., Ninnemann, U., Kuhnt, W., Bassinot, F., 2009. Surface and subsurface seawater temperature reconstruction using Mg/Ca microanalysis of planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, and *Pulleniatina obliquiloculata*: SEAWATER TEMPERATURE RECONSTRUCTION. *Paleoceanography* 24, PA3201.
- Sadekov, A.Y., Eggins, S.M., De Deckker, P., 2005. Characterization of Mg/Ca distributions in planktonic foraminifera species by electron microprobe mapping: MG/CA IN PLANKTONIC FORAMINIFERA. *Geochem. Geophys. Geosystems* 6, Q12P06.
- Sagawa, T., Yokoyama, Y., Ikehara, M., Kuwae, M., 2012. Shoaling of the western equatorial Pacific thermocline during the last glacial maximum inferred from multispecies temperature reconstruction of planktonic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 346–347, 120–129.
- Saito, T., Thompson, D., Breger, 1981. Systematic index of recent and Pleistocene Planktonic Foraminifera. *Deep Sea Res. Part B Oceanogr. Lit. Rev.* 28, 873.
- Sakai, S., 2003. Shallow-water carbonates record marginal to open ocean Quaternary paleoceanographic evolution. *Paleoceanography* 18.
- Salles, T., Pall, J., Webster, J.M., Dechnik, B., 2018. Exploring coral reef responses to millennial-scale climatic forcings: insights from the 1-D numerical tool pyReef-Core v1.0. *Geosci. Model Dev.* 11, 2093–2110.
- Schiebel, R., Hemleben, C., 2005. Modern planktic foraminifera. *Paläontol. Z.* 79, 135–148.
- Schlager, W., 1993. Accommodation and supply—a dual control on stratigraphic sequences. *Sediment. Geol.* 86, 111–136.
- Schlager, W., Reijmer, J.J., Droxler, A., 1994. Highstand shedding of carbonate platforms. *J. Sediment. Res.* 64.
- Schrag, D.P., 1999. Effects of diagenesis on the isotopic record of late paleogene tropical sea surface temperatures. *Chem. Geol.* 161, 215–224.
- Scully-Power, P., 1973. Coral Sea flow budgets in winter. *Mar. Freshw. Res.* 24, 203–216.
- Shackleton, N.A., 1967. Oxygen Isotope Analyses and Pleistocene Temperatures Re-assessed. *Nature* 215, 15.
- Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quat. Sci. Rev.* 6, 183–190.
- Shackleton, N.J., 1977. Stable carbon and oxygen isotope ratios of benthic and planktic foraminifera from the Atlantic Ocean. *PANGAEA*.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of sediment core V28-239. *PANGAEA*.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Mar. Pet. Geol.* 17, 285–342.

Références

- Sigman, D.M., Boyle, E.A., 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* 407, 859–869.
- Silverman, J., Lazar, B., Erez, J., 2007. Seawater carbonate chemistry, calcification and dissolution of a coral reef in the northern Red Sea, 2007. PANGAEA.
- Singh, A., Delcroix, T., 2011. Estimating the effects of ENSO upon the observed freshening trends of the western tropical Pacific Ocean: ENSO EFFECTS ON FRESHENING TRENDS. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–6.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W., 2004. Improved Extended Reconstruction of SST (1854–1997). *J. Clim.* 17, 2466–2477.
- Sokolov, S., Rintoul, S., 2000a. Circulation and water masses of the southwest Pacific: WOCE section P11, Papua New Guinea to Tasmania. *J. Mar. Res.* 58, 223–268.
- Sokolov, S., Rintoul, S., 2000b. Circulation and water masses of the southwest Pacific WOCE Section P11, Papua New Guinea to Tasmania. *J. Mar. Res.* 223–268.
- Spalding, M.D., Spalding, C., Green, E.P., 2001. *World Atlas of Coral Reefs* 432.
- Spero, H.J., Barth, J.V., Wintterlin, J., Ertl, G., 1997. Complex pathways in dissociative adsorption of oxygen on platinum. *Nature* 390, 495–497.
- Spero, H.J., Eggins, S.M., Russell, A.D., Vetter, L., Kilburn, M.R., Hönisch, B., 2015. Timing and mechanism for intratest Mg/Ca variability in a living planktic foraminifer. *Earth Planet. Sci. Lett.* 409, 32–42.
- Sprintall, J., Tomczak, M., 1993. On the formation of central water and thermocline ventilation in the southern hemisphere. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 40, 827–848.
- Steinke, S., Chiu, H.-Y., Yu, P.-S., Shen, C.-C., Löwemark, L., Mii, H.-S., Chen, M.-T., 2005. Mg/Ca ratios of two *Globigerinoides ruber* (white) morphotypes: Implications for reconstructing past tropical/subtropical surface water conditions: *G. ruber* (white) Mg/Ca ratio. *Geochem. Geophys. Geosystems* 6, Q11005.
- Stott, L., 2002. Super ENSO and Global Climate Oscillations at Millennial Time Scales. *Science* 297, 222–226.
- Stramma, L., Johnson, G.C., Sprintall, J., Mohrholz, V., 2008. Expanding Oxygen-Minimum Zones in the Tropical Oceans. *Science* 320, 655–658.
- Tachikawa, K., Vidal, L., Sonzogni, C., Bard, E., 2009. Glacial/interglacial sea surface temperature changes in the Southwest Pacific ocean over the past 360ka. *Quat. Sci. Rev.* 28, 1160–1170.
- Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R., Molino, B., Shackleton, N.J., 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels Validation by oxygen isotopes. *Geology* 5, 400–404.
- Thirumalai, K., Partin, J.W., Jackson, C.S., Quinn, T.M., 2013. Statistical constraints on El Niño Southern Oscillation reconstructions using individual foraminifera: A sensitivity analysis: IFA-ENSO UNCERTAINTY. *Paleoceanography* 28, 401–412.

Références

- Thirumalai, K., Richey, J.N., Quinn, T.M., Poore, R.Z., 2015. *Globigerinoides ruber* morphotypes in the Gulf of Mexico: A test of null hypothesis. *Sci. Rep.* 4.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., Bickert, T., 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments: XRF CORE SCANNING. *Geochem. Geophys. Geosystems* 8, 1-12.
- Tomczak, M., Hao, D., 1989. Water masses in the thermocline of the Coral Sea. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 36, 1503–1514.
- Tsuchiya, M., 1991. Flow path of the Antarctic Intermediate Water in the western equatorial South Pacific Ocean. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 38, S273–S279.
- Tsuchiya, M., 1981. The Origin of the Pacific Equatorial 13°C Water. *J. Phys. Oceanogr.* 11, 794–812.
- Urey, H.C., 1947. The Thermodynamic Properties of Isotopic Substances. *J. Chem. Soc.* 562–581.
- Uthicke, S., Altenrath, C., 2010. Water column nutrients control growth and C:N ratios of symbiont-bearing benthic foraminifera on the Great Barrier Reef, Australia. *Limnol. Oceanogr.* 55, 1681–1696.
- Van de Flierdt, T., Frank, M., 2010. Neodymium isotopes in paleoceanography - introduction. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2439–2441.
- Varillon, D., Fiat, S., Magron, F., Allenbach, M., Hoibian, T., De Ramon N'Yeurt, A., Ganachaud, A., Aucan, J., Pelletier, B., Hocdé, R., 2018. Reef TEMPS : the observation network of the coastal sea waters of the South, West and South-West Pacific.
- Veron, J.E.N., 2011. Ocean Acidification and Coral Reefs: An Emerging Big Picture. *Diversity* 3, 262–274.
- Visser, K., Thunell, R., Stott, L., 2003. Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation. *Nature* 421, 152–155.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Sci. Rev.* 104, 111–142.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.* 21, 295–305.
- Walker, R.G., 1978. Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. *AAPG Bull.* 62, 931–966.
- Wang, L., 2000. Isotopic signals in two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) from the South China Sea: implications for monsoon climate change during the last glacial cycle. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 161, 381–394.
- Watts, K.F., Varga, L.L., Feary, D.A., 1993. Origins, timing, and implications of Miocene to Pleistocene turbidites, debris flows, and slump deposits of the Queensland Trough, northeastern Australia (Site 823), in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* pp. 379–445.

Références

- Webb, D.J., 2000. Evidence for shallow zonal jets in the South Equatorial Current region of the southwest Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 30, 706–720.
- Webster, J.M., Beaman, R.J., Puga-Bernabéu, Á., Ludman, D., Renema, W., Wust, R.A.J., George, N.P.J., Reimer, P.J., Jacobsen, G.E., Moss, P., 2012. Late Pleistocene history of turbidite sedimentation in a submarine canyon off the northern Great Barrier Reef, Australia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 331–332, 75–89.
- Webster, J.M., Braga, J.C., Humblet, M., Potts, D.C., Iryu, Y., Yokoyama, Y., Fujita, K., Bourillot, R., Esat, T.M., Fallon, S., Thompson, W.G., Thomas, A.L., Kan, H., McGregor, H.V., Hinestrosa, G., Obrochta, S.P., Loughheed, B.C., 2018. Response of the Great Barrier Reef to sea-level and environmental changes over the past 30,000 years. *Nat. Geosci.* 11, 426–432.
- Webster, J.M., Davies, P.J., 2003. Coral variation in two deep drill cores: significance for the Pleistocene development of the Great Barrier Reef. *Sediment. Geol.* 159, 61–80.
- Wei, W., Gartner, S., 1993. Neogene calcareous nannofossils from sites 811 and 819 through 825, offshore Northeastern Australia Ocean Drill. Program In McKenzie, J.A., Davies, P.J., Palmer-Julson, A., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 133: College Station, TX, 447–453.
- White, S.M., Ravelo, A.C., Polissar, P.J., 2018. Dampened El Niño in the Early and Mid-Holocene Due To Insolation-Forced Warming/Deepening of the Thermocline. *Geophys. Res. Lett.* 45, 316–326.
- Wilke, I., Meggers, H., Bickert, T., 2009. Depth habitats and seasonal distributions of recent planktic foraminifers in the Canary Islands region (29°N) based on oxygen isotopes. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 56, 89–106.
- Wilson, J.L., 1967. Cyclic and Reciprocal Sedimentation in Virgilian Strata of Southern New Mexico. *GSA Bull.* 805.
- Wit, J.C., Reichart, G.-J., A Jung, S.J., Kroon, D., 2010. Approaches to unravel seasonality in sea surface temperatures using paired single-specimen foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca analyses: APPROACHES TO UNRAVEL SEASONALITY. *Paleoceanography* 25, PA4220.
- Wolanski, E., Pickard, G.L., 1994. Physical oceanographic processes of the Great Barrier Reef.
- Wood, R., 1998. The ecological evolution of reefs. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 29, 179–206.
- Wyrtki, K., 1962. The subsurface Water Masses in the Western South Pacific ocean.
- Wyrtki, K., 1961. The Flow of Water into the Deep Sea Basins of the Western South Pacific Ocean. *Mar. Freshw. Res.* 12, 1–16.
- Xu, J., Kuhnt, W., Holbourn, A., Regenberg, M., Andersen, N., 2010. Indo-Pacific Warm Pool variability during the Holocene and Last Glacial Maximum: IPWP VARIABILITY DURING HOLOCENE AND LGM. *Paleoceanography* 25, PA4230.
- Yamamoto, K., Iryu, Y., Sato, T., Chiyonobu, S., Sagae, K., Abe, E., 2006. Responses of coral reefs to increased amplitude of sea-level changes at the Mid-Pleistocene Climate Transition. *Palaeogeogr.*

Références

- Palaeoclimatol. Palaeoecol. 241, 160–175.
- Yin, Q., 2013. Insolation-induced mid-Brunhes transition in Southern Ocean ventilation and deep-ocean temperature. *Nature* 494, 222.
- Yu, Z., Wan, S., Colin, C., Yan, H., Bonneau, L., Liu, Z., Song, L., Sun, H., Xu, Z., Jiang, X., Li, A., Li, T., 2016. Co-evolution of monsoonal precipitation in East Asia and the tropical Pacific ENSO system since 2.36 Ma: New insights from high-resolution clay mineral records in the West Philippine Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.* 446, 45–55.
- Zann, L.P., 2000. The Eastern Australian Region: a Dynamic Tropical/Temperate Biotone. *Mar. Pollut. Bull.* 41, 188–203.
- Zinke, J., Reijmer, J.J., Thomassin, B., Dullo, W.-C., Grootes, P., Erlenkeuser, H., 2003. Postglacial flooding history of Mayotte Lagoon (Comoro Archipelago, southwest Indian Ocean). *Mar. Geol.* 194, 181–196.

Annexes

Annexe 1 : Photographies en planches des sections de la carotte ODP823B (Leg 133).

Distinction des facies sédimentaires : Hemipélagique (gris) ; Turbidite (orange) ; Déformation (vert).
Positionnement des échantillons d'analyses isotopiques et Mg/Ca (bleu foncé), des échantillons d'observation dans les événements gravitaires (bleu clair).

Tableau sommaire des sections de la carotte ODP823B.

Annexe 2 : Tableau de suivi du traitement des échantillons de la carotte ODP823B pour analyse : $\delta^{18}\text{O}$ / $\delta^{13}\text{C}$ et Mg/Ca dérivés des foraminifères planctoniques *G. ruber white* sensu stricto (ss) et sensu lato (sl) .

Annexe 3 : Tableau de la liste des événements gravitaires

Annexe 4 : Méthode de mesure du banc XRF : ITRAX

Annexe 5 : Principe de fonctionnement de l'ICP-AES

Caractéristiques de la méthode de mesure du ratio Mg/Ca à l'ICP-AES

Annexe 6 : Protocole expérimental de mesure du ratio Mg/Ca dans les foraminifères

Annexe 7 : Fiche technique et caractéristiques de la méthode de mesure avec le LA-ICP-MS

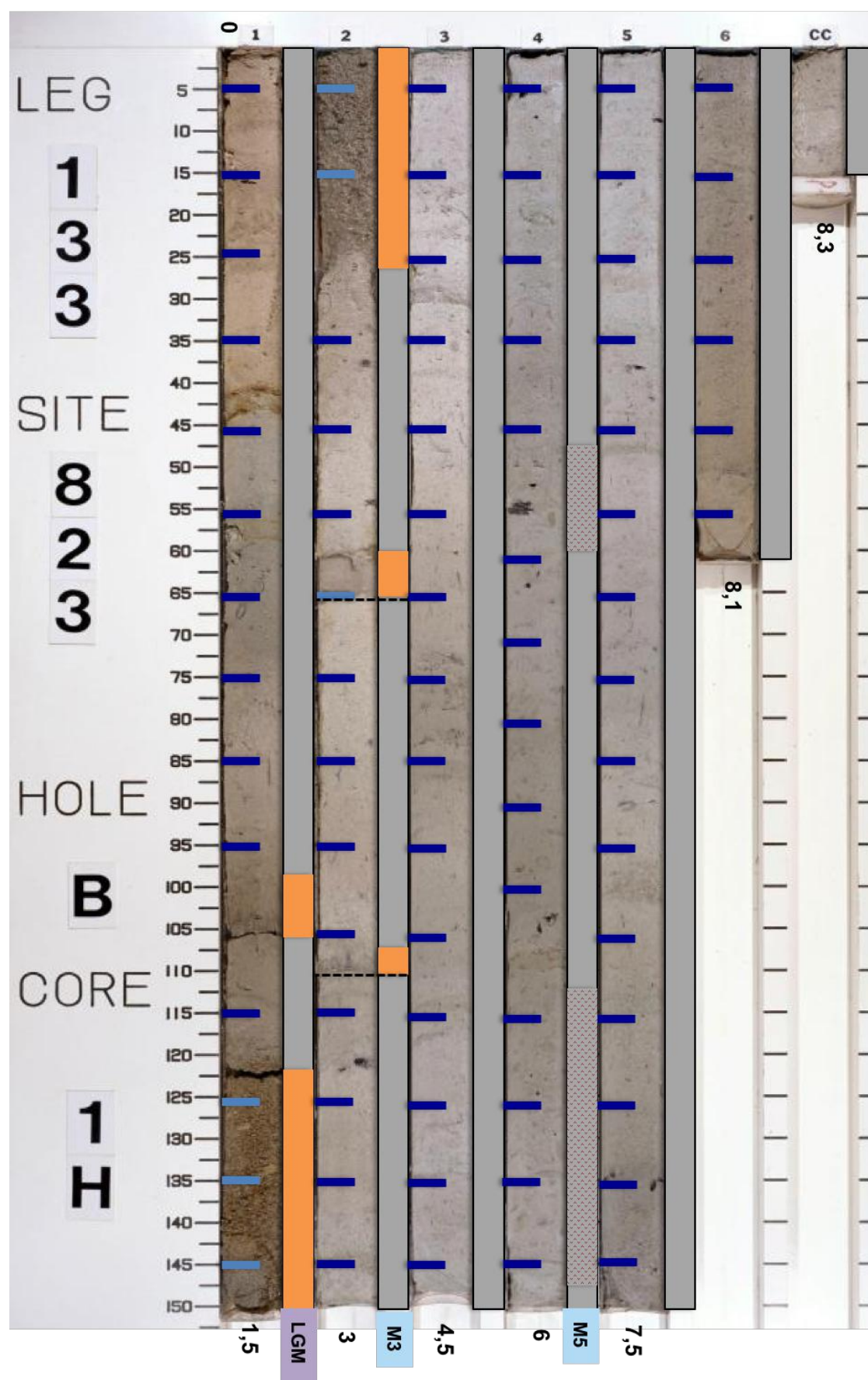
Annexe 8 : Tableau du contenu des événements gravitaires observés dans la carotte ODP823B.

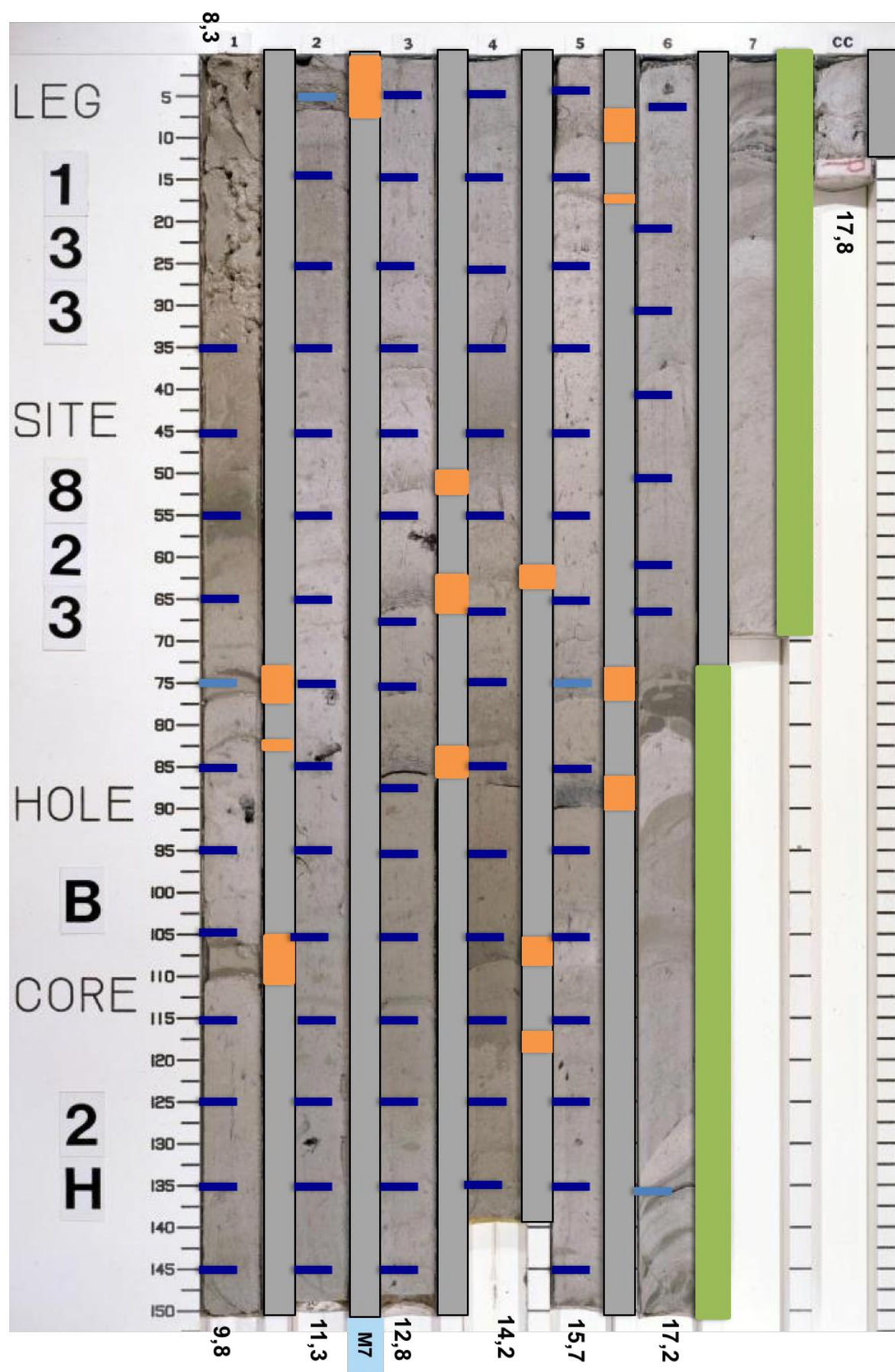
Annexe 9 : Principe schématique du fractionnement isotopique de l'oxygène

Annexe 10 : Profil XRF et propriétés physiques en profondeur de la carotte ODP823B.

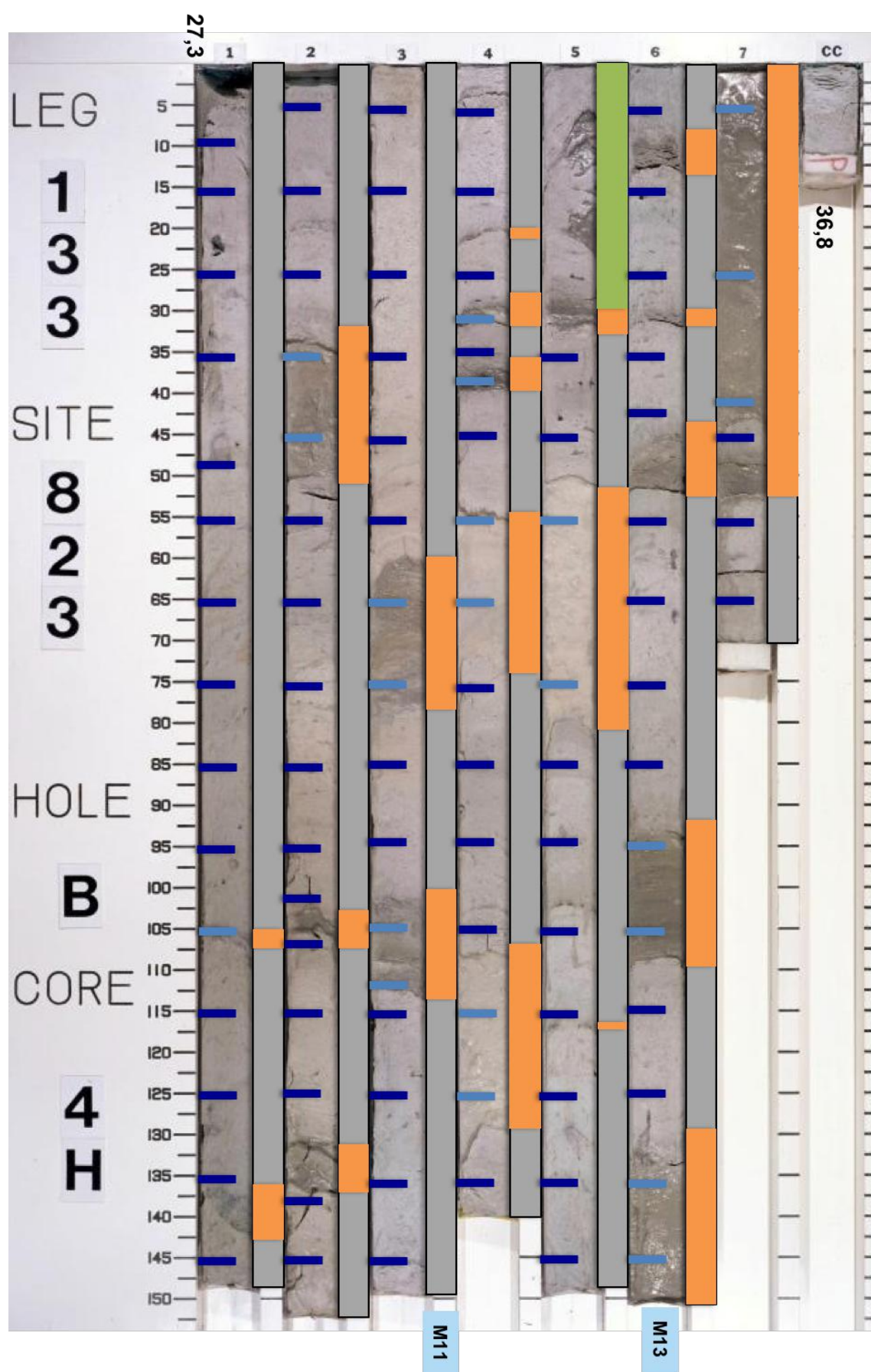
Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) et des mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss et sl (mmol/mol), converties en température (°C) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B.

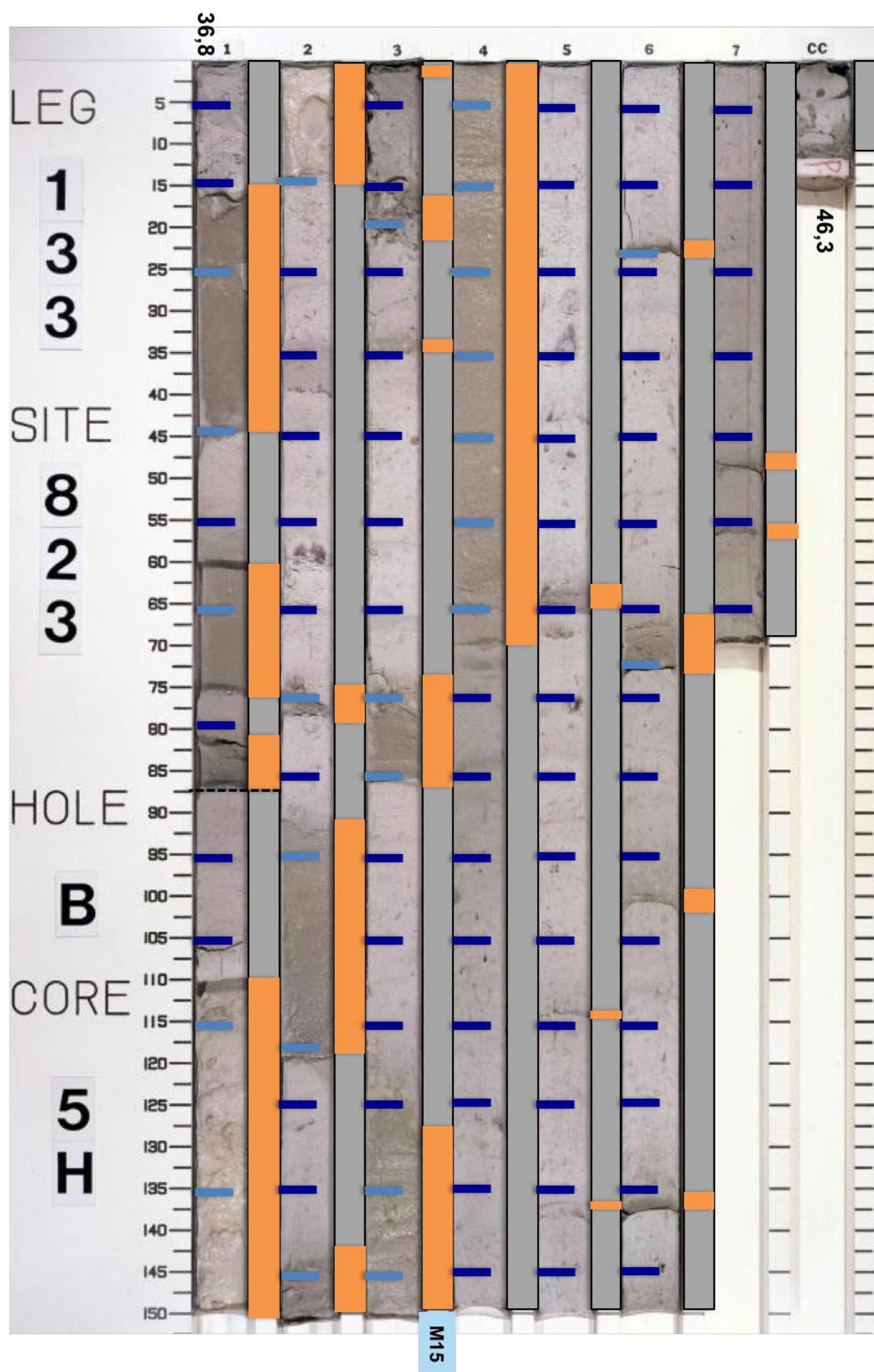
Annexe 12 : Données supplémentaires de comparaison des carottes ODP823B et MD06-3018

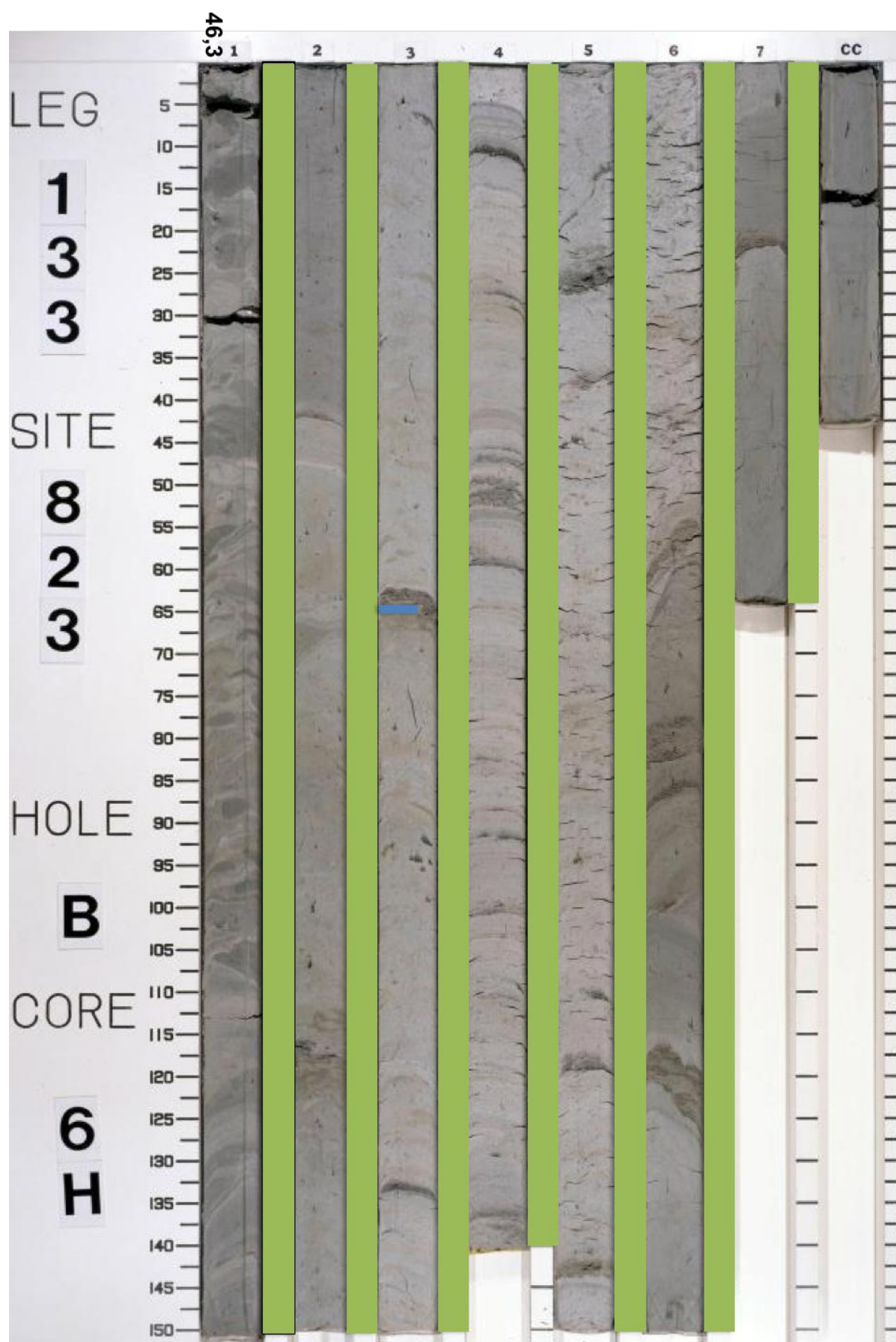


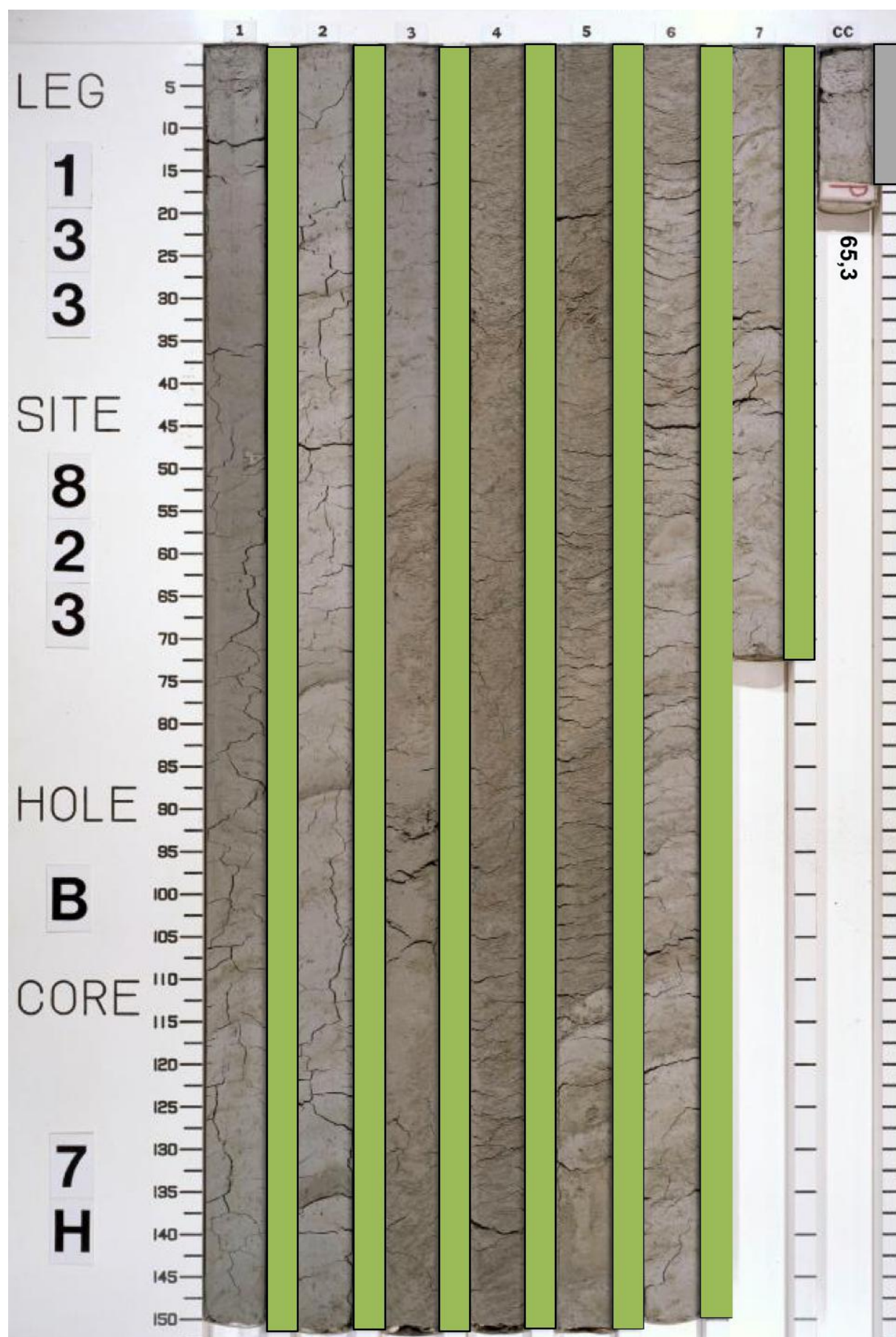


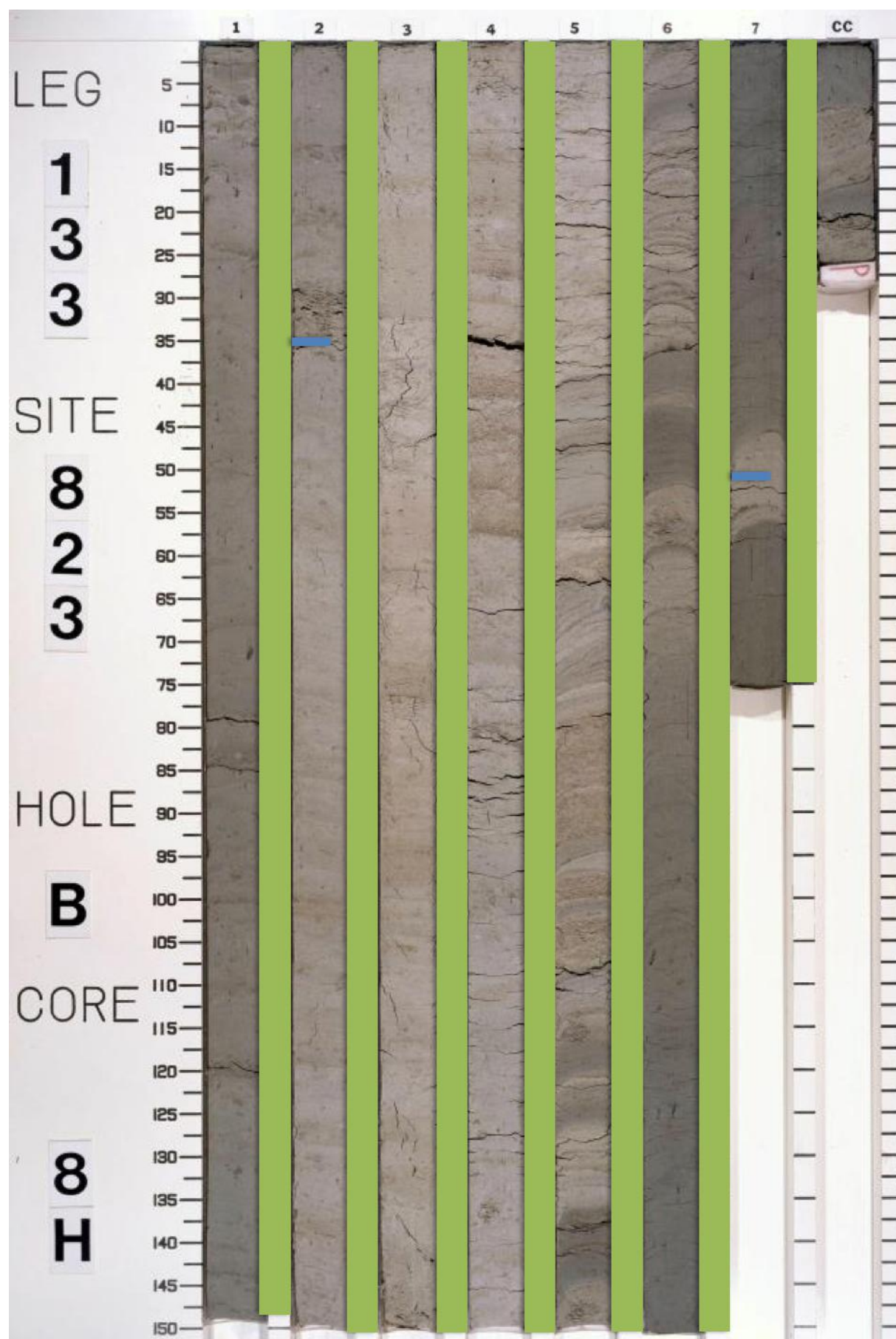


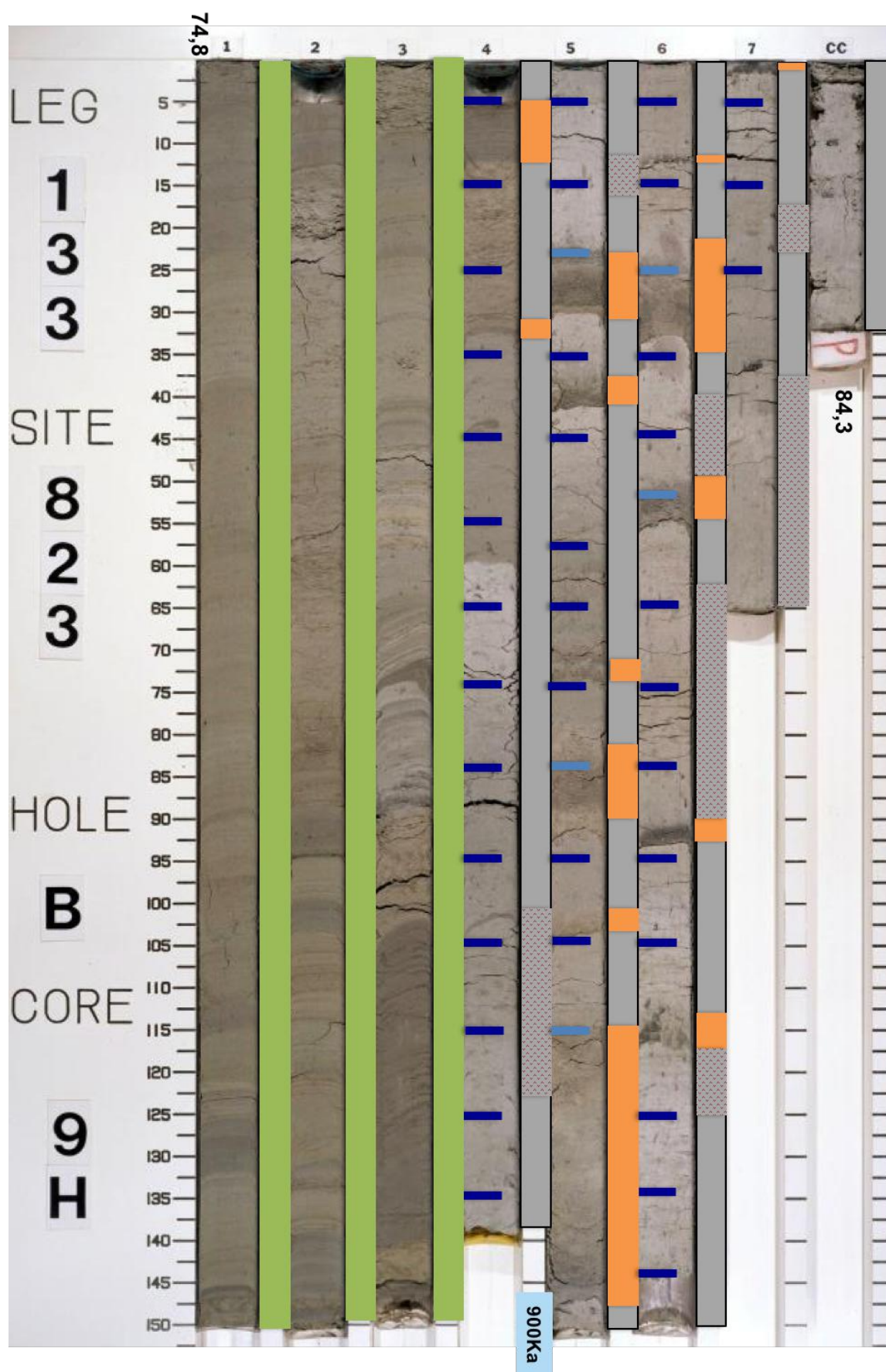


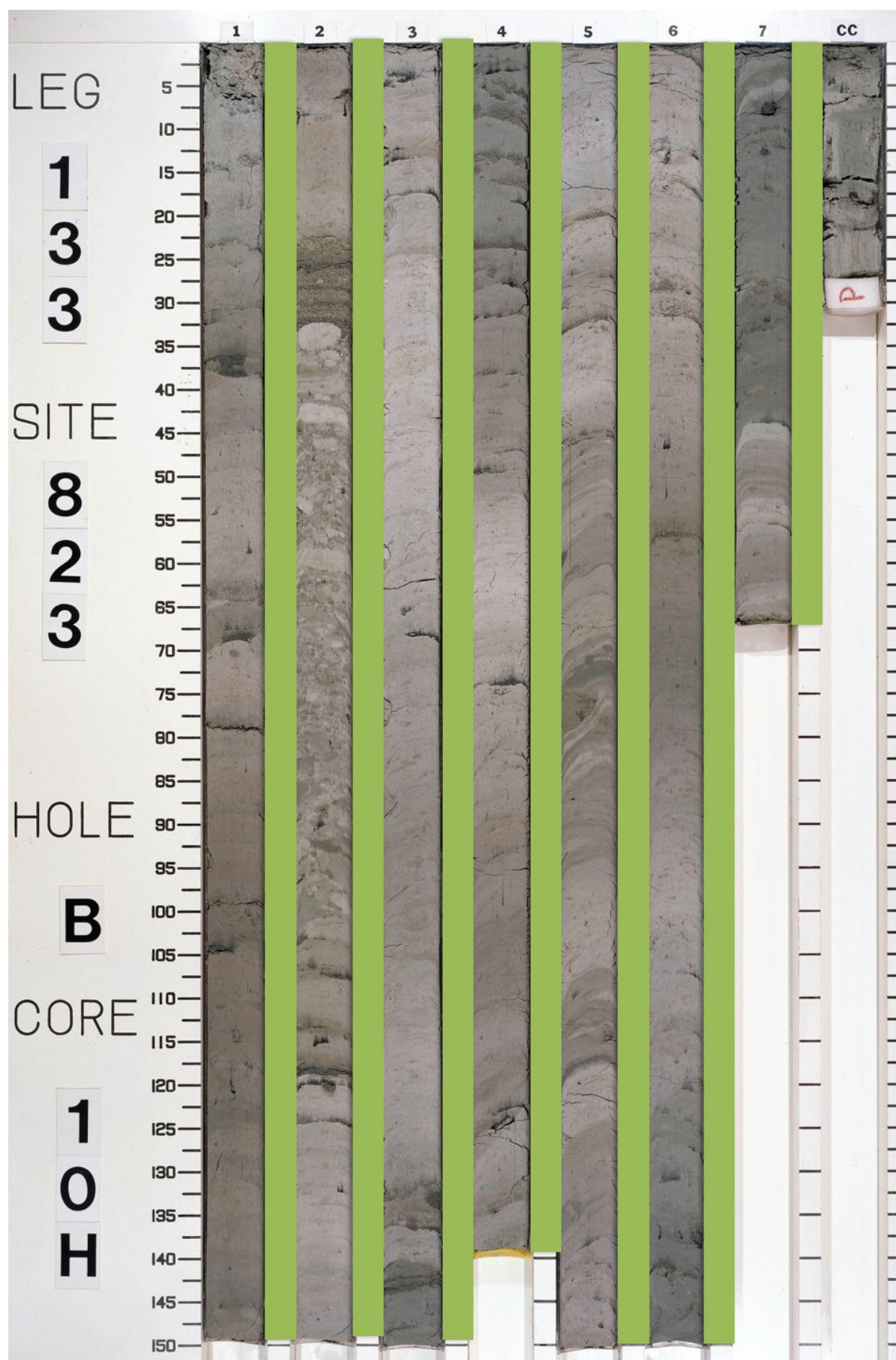


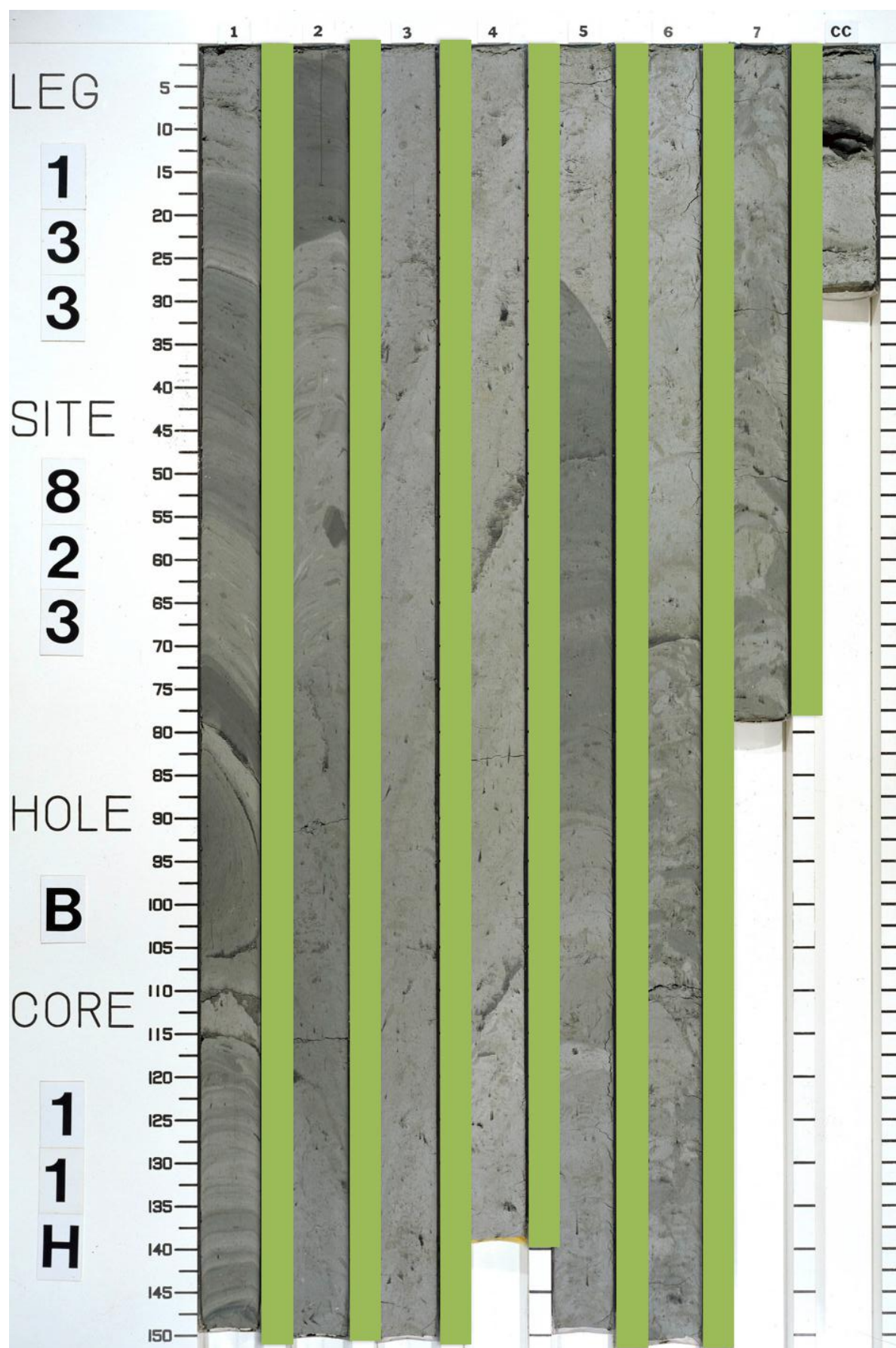


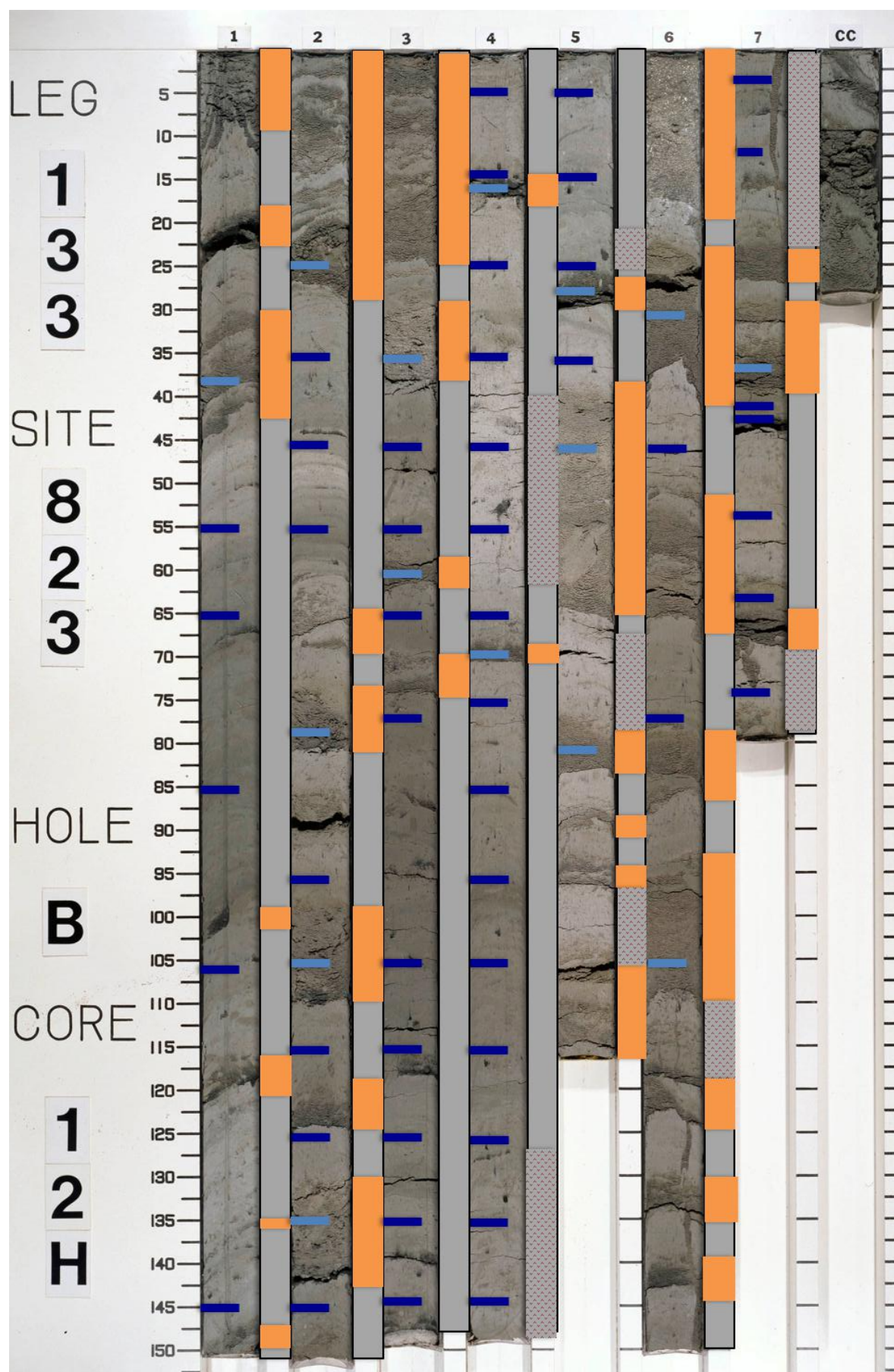


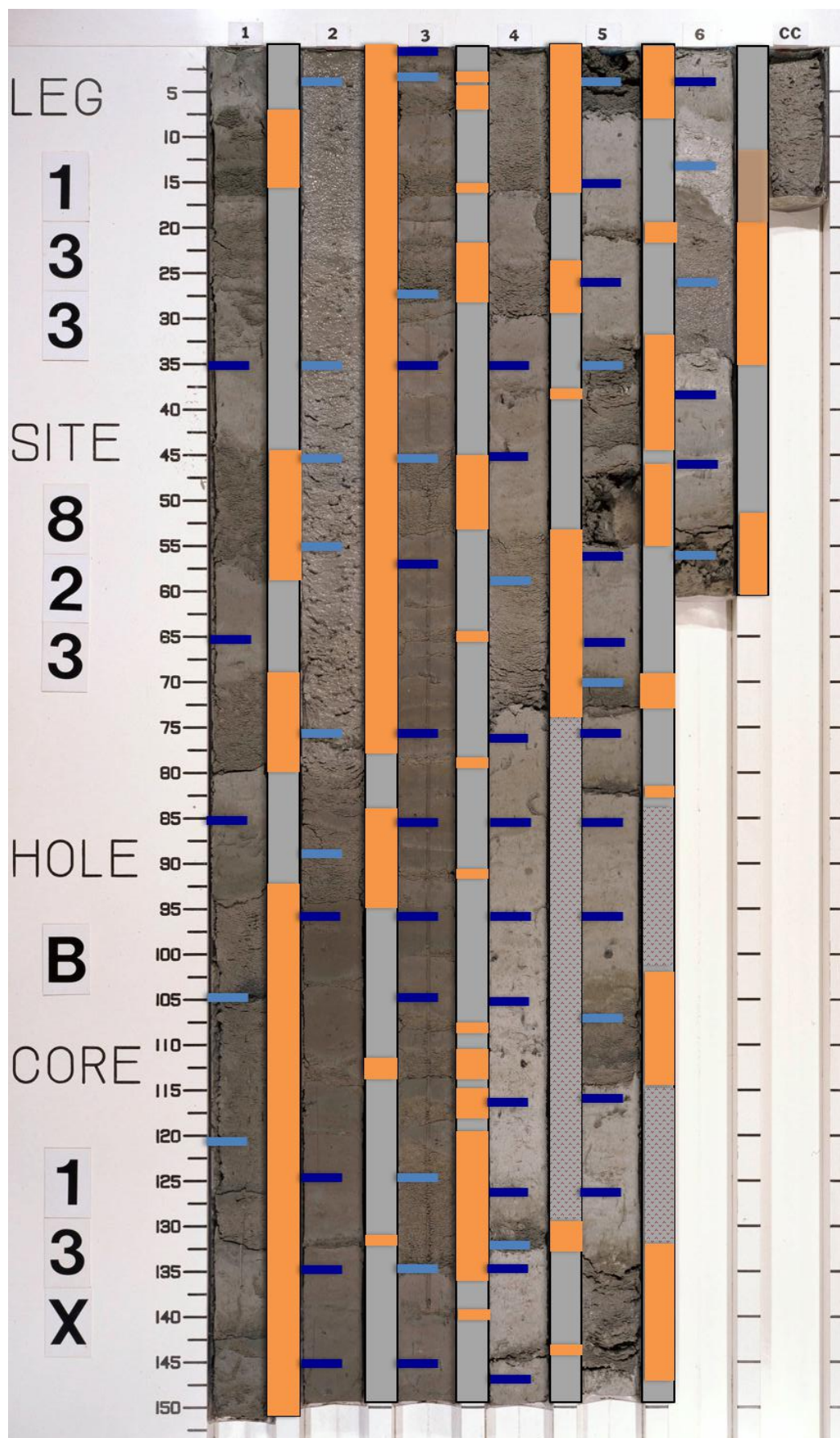


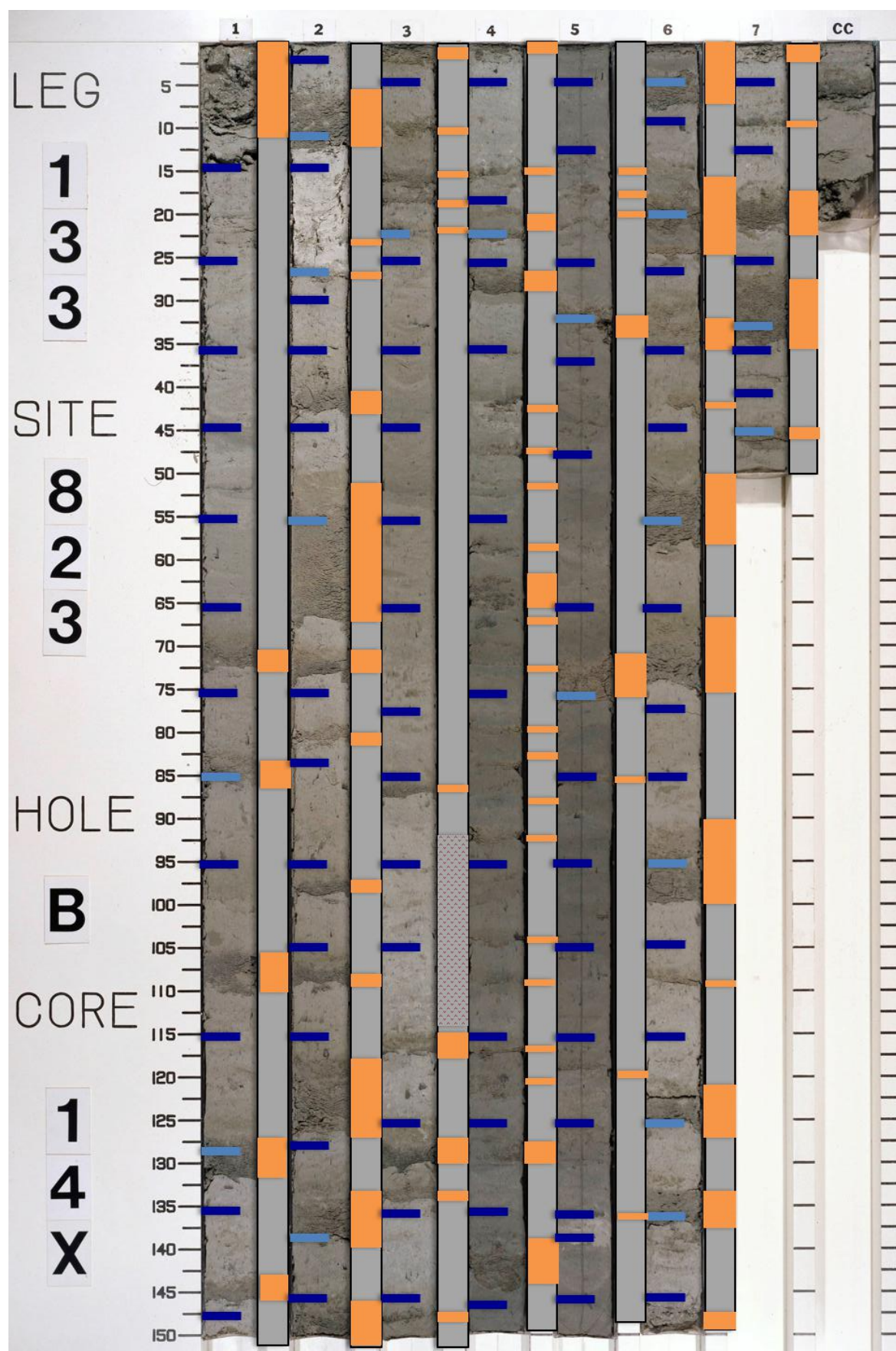












Annexe 1 : Tableau sommaire par sections de carottes ODP823B

Sections summary

Leg	Site	H	Cor	T	Top(mbsf)	Cored(m)	Cur(m)
133	823	B	1	H	1	1.50	0.00
133	823	B	1	H	2	1.50	1.50
133	823	B	1	H	3	1.50	3.00
133	823	B	1	H	4	1.50	4.50
133	823	B	1	H	5	1.50	6.00
133	823	B	1	H	6	0.60	7.50
133	823	B	1	H	CC(6)	0.18	8.10
133	823	B	2	H	1	1.50	8.30
133	823	B	2	H	2	1.50	9.80
133	823	B	2	H	3	1.50	11.30
133	823	B	2	H	4	1.50	12.80
133	823	B	2	H	5	1.50	14.30
133	823	B	2	H	6	1.50	15.80
133	823	B	2	H	7	0.70	17.30
133	823	B	2	H	CC(7)	0.15	18.00
133	823	B	3	H	1	1.50	17.80
133	823	B	3	H	2	1.50	19.30
133	823	B	3	H	3	1.50	20.80
133	823	B	3	H	4	1.50	22.30
133	823	B	3	H	5	1.50	23.80
133	823	B	3	H	6	1.50	25.30
133	823	B	3	H	7	0.61	26.80
133	823	B	3	H	CC(7)	0.13	27.41
133	823	B	4	H	1	1.50	27.30
133	823	B	4	H	2	1.50	28.80
133	823	B	4	H	3	1.50	30.30
133	823	B	4	H	4	1.50	31.80
133	823	B	4	H	5	1.50	33.30
133	823	B	4	H	6	1.50	34.80
133	823	B	4	H	7	0.72	36.30
133	823	B	4	H	CC(7)	0.14	37.02
133	823	B	5	H	1	1.50	36.80
133	823	B	5	H	2	1.50	38.30
133	823	B	5	H	3	1.50	39.80
133	823	B	5	H	4	1.50	41.30
133	823	B	5	H	5	1.50	42.80
133	823	B	5	H	6	1.50	44.30
133	823	B	5	H	7	0.69	45.80
133	823	B	5	H	CC(7)	0.14	46.49
133	823	B	6	H	1	1.50	46.30
133	823	B	6	H	2	1.50	47.80
133	823	B	6	H	3	1.50	49.30
133	823	B	6	H	4	1.50	50.80
133	823	B	6	H	5	1.50	52.30
133	823	B	6	H	6	1.50	53.80
133	823	B	6	H	7	0.63	55.30
133	823	B	6	H	CC(7)	0.42	55.93
133	823	B	7	H	1	1.50	55.80
133	823	B	7	H	2	1.50	57.30
133	823	B	7	H	3	1.50	58.80
133	823	B	7	H	4	1.50	60.30
133	823	B	7	H	5	1.50	61.80
133	823	B	7	H	6	1.50	63.30
133	823	B	7	H	7	0.70	64.80
133	823	B	7	H	CC(7)	0.18	65.50

Leg	Site	H	Cor	T	Top(mbsf)	Cored(m)	Cur(m)
133	823	B	8	H	1	1.50	65.30
133	823	B	8	H	2	1.50	66.80
133	823	B	8	H	3	1.50	68.30
133	823	B	8	H	4	1.50	69.80
133	823	B	8	H	5	1.50	71.30
133	823	B	8	H	6	1.50	72.80
133	823	B	8	H	7	0.72	74.30
133	823	B	8	H	CC(7)	0.28	75.02
133	823	B	9	H	1	1.50	74.80
133	823	B	9	H	2	1.50	76.30
133	823	B	9	H	3	1.50	77.80
133	823	B	9	H	4	1.50	79.30
133	823	B	9	H	5	1.50	80.80
133	823	B	9	H	6	1.50	82.30
133	823	B	9	H	7	0.64	83.80
133	823	B	9	H	CC(7)	0.36	84.44
133	823	B	10	H	1	1.50	84.30
133	823	B	10	H	2	1.50	85.80
133	823	B	10	H	3	1.50	87.30
133	823	B	10	H	4	1.50	88.80
133	823	B	10	H	5	1.50	90.30
133	823	B	10	H	6	1.50	91.80
133	823	B	10	H	7	0.66	93.30
133	823	B	10	H	CC(7)	0.30	93.96
133	823	B	11	H	1	1.50	93.80
133	823	B	11	H	2	1.50	95.30
133	823	B	11	H	3	1.50	96.80
133	823	B	11	H	4	1.50	98.30
133	823	B	11	H	5	1.50	99.80
133	823	B	11	H	6	1.50	101.30
133	823	B	11	H	7	0.78	102.80
133	823	B	11	H	CC(7)	0.28	103.58
133	823	B	12	H	1	1.50	103.30
133	823	B	12	H	2	1.50	104.80
133	823	B	12	H	3	1.50	106.30
133	823	B	12	H	4	1.50	107.80
133	823	B	12	H	5	1.50	109.30
133	823	B	12	H	6	1.50	110.80
133	823	B	12	H	7	0.83	112.30
133	823	B	12	H	CC(7)	0.29	113.13
133	823	B	13	X	1	1.50	112.80
133	823	B	13	X	2	1.50	114.30
133	823	B	13	X	3	1.50	115.80
133	823	B	13	X	4	1.50	117.30
133	823	B	13	X	5	1.50	118.80
133	823	B	13	X	6	0.60	120.30
133	823	B	13	X	CC(6)	0.17	120.90
133	823	B	14	X	1	1.50	122.40
133	823	B	14	X	2	1.50	123.90
133	823	B	14	X	3	1.50	125.40
133	823	B	14	X	4	1.50	126.90
133	823	B	14	X	5	1.50	128.40
133	823	B	14	X	6	1.50	129.90
133	823	B	14	X	7	0.49	131.40
133	823	B	14	X	CC(7)	0.20	131.89

Annexe 2 : Tableau de suivi du traitement des échantillons de la carotte ODP823B pour analyses

Echantillon	depth sections (cm)	Depth cumul (m)	Washing	Comments	G.ruber ss (20 specimens)				G.ruber sl (20 specimens)	
					$\delta^{18}\text{O}$ measurement	measure location	Mg/Ca measurement	measure location	Mg/Ca measurement	measure location
823B-1H-1	5.0--6.0	0.050	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-1	15.0--16.0	0.150	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-1	25.0--26.0	0.250	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-1	35.0--36.0	0.350	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-1	45.0--46.0	0.450	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-1	55.0--56.0	0.550	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-1	65.0--66.0	0.650	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-1	75.0--76.0	0.750	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-1	85.0--86.0	0.850	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-1	95.0--96.0	0.950	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-1	107.0--108.0	1.070	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-1	115.0--116.0	1.150	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-2	30.0--31.0	1.800	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-2	35.0--36.0	1.850	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-2	45.0--46.0	1.950	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-2	55.0--56.0	2.050	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-2	75.0--76.0	2.250	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-2	85.0--86.0	2.350	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-2	95.0--96.0	2.450	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-2	105.0--106.0	2.550	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-2	115.0--116.0	2.650	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-2	125.0--126.0	2.750	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-2	135.0--136.0	2.850	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-2	145.0--146.0	2.950	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	5.0--6.0	3.050	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-3	15.0--16.0	3.150	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	25.0--26.0	3.250	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	35.0--36.0	3.350	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	45.0--46.0	3.450	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-3	55.0--56.0	3.550	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	65.0--66.0	3.650	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	75.0--76.0	3.750	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	85.0--86.0	3.850	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-3	95.0--96.0	3.950	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	105.0--106.0	4.050	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	115.0--116.0	4.150	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	125.0--126.0	4.250	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-3	135.0--136.0	4.350	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-3	145.0--146.0	4.450	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-4	5.0--6.0	4.550	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-4	15.0--16.0	4.650	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-4	25.0--26.0	4.750	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-4	35.0--36.0	4.850	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-4	45.0--46.0	4.950	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-4	55.0--56.0	5.050	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-4	65.0--66.0	5.150	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-4	75.0--76.0	5.250	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-4	85.0--86.0	5.350	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-4	95.0--96.0	5.450	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-4	105.0--106.0	5.550	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-4	115.0--116.0	5.650	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-4	125.0--126.0	5.750	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-4	135.0--136.0	5.850	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-4	145.0--146.0	5.950	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-5	5.0--6.0	6.050	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-5	15.0--16.0	6.150	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-5	25.0--26.0	6.250	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-5	35.0--36.0	6.350	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-5	45.0--46.0	6.450	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-5	55.0--56.0	6.550	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-5	65.0--66.0	6.650	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-5	75.0--76.0	6.750	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	
823B-1H-5	85.0--86.0	6.850	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	1	LPGN
823B-1H-5	95.0--96.0	6.950	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0	

Annexe 2 : Tableau de suivi du traitement des échantillons de la carotte ODP823B pour analyses

823B-1H-5	105.0--106.0	7.050	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-1H-5	115.0--116.0	7.150	1	>150; >63; Argile	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-1H-5	125.0--126.0	7.250	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-1H-5	135.0--136.0	7.350	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-1H-5	145.0--146.0	7.450	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-1H-6	5.0--6.0	7.550	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-1H-6	15.0--16.0	7.650	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-1H-6	25.0--26.0	7.750	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-1H-6	35.0--36.0	7.850	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-1H-6	45.0--46.0	7.950	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-1H-6	55.0--56.0	8.050	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-1	35.0--36.0	8.650	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-1	45.0--46.0	8.750	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-1	55.0--56.0	8.850	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-1	65.0--66.0	8.950	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-1	85.0--86.0	9.150	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-1	95.0--96.0	9.250	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-1	105.0--106.0	9.350	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-1	115.0--116.0	9.450	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-1	125.0--126.0	9.550	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-1	135.0--136.0	9.650	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-1	145.0--146.0	9.750	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-2	15.0--16.0	9.950	1	>150; >63	1	GIF	0		1
823B-2H-2	25.0--26.0	10.050	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-2	35.0--36.0	10.150	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-2	45.0--46.0	10.250	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-2	55.0--56.0	10.350	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-2	65.0--66.0	10.450	1	>150; >63	1	GIF	0		0
823B-2H-2	75.0--76.0	10.550	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-2	85.0--86.0	10.650	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-2	95.0--96.0	10.750	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-2	105.0--106.0	10.850	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-2	115.0--116.0	10.950	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-2	125.0--126.0	11.050	1	>150; >63	1	GIF	0		1
823B-2H-2	135.0--136.0	11.150	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-2	144.0--145.0	11.240	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-3	5.0--6.0	11.350	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-3	15.0--16.0	11.450	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-3	25.0--26.0	11.550	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-3	35.0--36.0	11.650	1	>150; >63	1	GIF	0		0
823B-2H-3	45.0--46.0	11.750	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-3	55.0--56.0	11.850	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-3	67.0--68.0	11.970	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-3	77.0--78.0	12.070	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-3	87.0--88.0	12.170	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-3	95.0--96.0	12.250	1	>150; >63	1	GIF	0		0
823B-2H-3	105.0--106.0	12.350	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-3	115.0--116.0	12.450	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-3	125.0--126.0	12.550	1	>150	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-3	135.0--136.0	12.650	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-3	145.0--146.0	12.750	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-4	5.0--6.0	12.850	1	>150; >63	1	GIF	0		1
823B-2H-4	15.0--16.0	12.950	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-4	25.0--26.0	13.050	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-4	35.0--36.0	13.150	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-4	45.0--46.0	13.250	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-4	55.0--56.0	13.350	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-4	65.0--66.0	13.450	1	>150; >63	1	GIF	0		0
823B-2H-4	75.0--76.0	13.550	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-4	85.0--86.0	13.650	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-4	95.0--96.0	13.750	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-4	105.0--106.0	13.850	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-4	115.0--116.0	13.950	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-4	125.0--126.0	14.050	1	>150; >63	1	GIF	0		1
823B-2H-4	135.0--136.0	14.150	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-5	5.0--6.0	14.350	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	1
823B-2H-5	15.0--16.0	14.450	1	>150; >63	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-2H-5	25.0--26.0	14.550	1	>150; >63	0	perdu	1	CEREGE	0

Annexe 2 : Tableau de suivi du traitement des échantillons de la carotte ODP823B pour analyses

823B-2H-5	35.0--36.0	14.650	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-2H-5	45.0--46.0	14.750	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-2H-5	55.0--56.0	14.850	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-2H-5	65.0--66.0	14.950	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-2H-5	85.0--86.0	15.150	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-2H-5	95.0--96.0	15.250	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-2H-5	105.0--106.0	15.350	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-2H-5	115.0--116.0	15.450	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-2H-5	125.0--126.0	15.550	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-2H-5	135.0--136.0	15.650	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-2H-5	145.0--146.0	15.750	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-2H-6	5.0--6.0	15.850	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-2H-6	15.0--16.0	15.950	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-2H-6	25.0--26.0	16.050	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-2H-6	35.0--36.0	16.150	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-2H-6	45.0--46.0	16.250	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-2H-6	55.0--56.0	16.350	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-2H-6	65.0--66.0	16.450	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-4	40.0--41.0	22.700	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-4	50.0--51.0	22.800	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-3H-4	60.0--61.0	22.900	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-3H-4	75.0--76.0	23.050	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-4	80.0--81.0	23.100	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-3H-4	100.0--101.0	23.300	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-4	110.0--111.0	23.400	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-4	119.0--120.0	23.490	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-3H-5	5.0--6.0	23.850	1 >150; >63	0 perdu	1 CEREGE	1 LPGN
823B-3H-5	15.0--16.0	23.950	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-5	25.0--26.0	24.050	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-5	35.0--36.0	24.150	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-5	45.0--46.0	24.250	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-5	55.0--56.0	24.350	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-3H-5	75.0--76.0	24.550	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-5	85.0--86.0	24.650	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-3H-5	95.0--96.0	24.750	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-5	105.0--106.0	24.850	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-5	115.0--116.0	24.950	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-5	125.0--126.0	25.050	1 >150; >63	0 perdu	0	0
823B-3H-5 ?	135.0--136.0	25.150	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-5	145.0--146.0	25.250	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-6	5.0--6.0	25.350	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-3H-6	15.0--16.0	25.450	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-6	25.0--26.0	25.550	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-6	35.0--36.0	25.650	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-3H-6	45.0--46.0	25.750	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-6	55.0--56.0	25.850	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-6	65.0--66.0	25.950	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-6	75.0--76.0	26.050	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-6	95.0--96.0	26.250	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-3H-6	105.0--106.0	26.350	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-3H-6	115.0--116.0	26.450	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-6	125.0--126.0	26.550	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-6	135.0--136.0	26.650	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-6	145.0--146.0	26.750	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-7	5.0--6.0	26.850	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-3H-7	15.0--16.0	26.950	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-3H-7	35.0--36.0	27.150	1 >150; >63	0 perdu	1 CEREGE	0
823B-3H-7	45.0--46.0	27.250	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-3H-7	55.0--56.0	27.350	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-4H-1	9.0--10.0	27.390	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-4H-1	15.0--16.0	27.450	1 >150; >63	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-4H-1	25.0--26.0	27.550	1 >150; >63	1 GIF	0	0
823B-4H-1	47.0--48.0	27.770	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-4H-1	55.0--56.0	27.850	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-4H-1	65.0--66.0	27.950	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-4H-1	75.0--76.0	28.050	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-4H-1	85.0--86.0	28.150	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-4H-1	95.0--96.0	28.250	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	0	0

Annexe 2 : Tableau de suivi du traitement des échantillons de la carotte ODP823B pour analyses

823B-4H-1	105.0--106.0	28.350	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-1	115.0--116.0	28.450	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-1	133.0--134.0	28.630	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-1	145.0--146.0	28.750	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-2	5.0--6.0	28.850	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	1 LPGN
823B-4H-2	15.0--16.0	28.950	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-2	25.0--26.0	29.050	1	>150; >63 (1 side)	0	perdu	1	CEREGE	0
823B-4H-2	55.0--56.0	29.350	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-2	65.0--66.0	29.450	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-2	75.0--76.0	29.550	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-2	85.0--86.0	29.650	1	>150; >63 (1 side)	0	perdu	1	CEREGE	1 LPGN
823B-4H-2	95.0--96.0	29.750	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	0		0
823B-4H-2	105.0--106.0	29.850	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-2	115.0--116.0	29.950	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-2	125.0--126.0	30.050	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	0		0
823B-4H-2	137.0--138.0	30.170	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-2	145.0--146.0	30.250	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-3	5.0--6.0	30.350	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	0		1 LPGN
823B-4H-3	15.0--16.0	30.450	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-3	25.0--26.0	30.550	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-3	35.0--36.0	30.650	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-3	45.0--46.0	30.750	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-3	55.0--56.0	30.850	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-3	85.0--86.0	31.150	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	0		1 LPGN
823B-4H-3	95.0--96.0	31.250	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-3	115.0--116.0	31.450	1	>150; >63 (1 side)	0	perdu	1	CEREGE	0
823B-4H-3	125.0--126.0	31.550	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-3	135.0--136.0	31.650	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-3	143.0--144.0	31.730	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-4	6.0--7.0	31.860	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	0		1 LPGN
823B-4H-4	15.0--16.0	31.950	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-4	25.0--26.0	32.050	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-4	34.0--35.0	32.140	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-4	43.0--44.0	32.230	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-4	47.0--48.0	32.270	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-4	85.0--86.0	32.650	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	0		1 LPGN
823B-4H-4	95.0--96.0	32.750	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-4	105.0--106.0	32.850	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-4	135.0--136.0	33.150	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-5	35.0--36.0	33.650	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	1 LPGN
823B-4H-5	45.0--46.0	33.750	1	>150; >63 (1 side)	0	perdu	1	CEREGE	0
823B-4H-5	85.0--86.0	34.150	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	0		1 LPGN
823B-4H-5	95.0--96.0	34.250	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-5	105.0--106.0	34.350	1	>150; >63 (1 side)	0	perdu	1	CEREGE	0
823B-4H-5	115.0--116.0	34.450	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-5	125.0--126.0	34.550	1	>150; >63 (1 side)	0	perdu	1	CEREGE	0
823B-4H-5	135.0--136.0	34.650	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-5	145.0--146.0	34.750	1	>150; >63 (1 side)	0	perdu	0		0
823B-4H-6	5.0--6.0	34.850	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	1 LPGN
823B-4H-6	15.0--16.0	34.950	1	>150; >63 (1 side)	0	perdu	1	CEREGE	0
823B-4H-6	25.0--26.0	35.050	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-6	35.0--36.0	35.150	1	>150; >63 (1 side)	0	perdu	1	CEREGE	0
823B-4H-6	42.0--43.0	35.220	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-6	55.0--56.0	35.350	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	0		0
823B-4H-6	65.0--66.0	35.450	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-6	75.0--76.0	35.550	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-6	85.0--86.0	35.650	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	1 LPGN
823B-4H-6	115.0--116.0	35.950	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-6	125.0--126.0	36.050	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-7	46.0--47.0	36.760	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	0		1 LPGN
823B-4H-7	55.0--56.0	36.850	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-4H-7	65.0--66.0	36.950	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-5H-1	5.0--6.0	36.850	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	1 LPGN
823B-5H-1	14.0--15.0	36.940	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-5H-1	55.0--56.0	37.350	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-5H-1	79.0--80.0	37.590	1	>150; >63 (1 side)	0	vide	0		1 LPGN
823B-5H-1	95.0--96.0	37.750	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0
823B-5H-1	105.0--106.0	37.850	1	>150; >63 (1 side)	1	GIF	1	CEREGE	0

Annexe 2 : Tableau de suivi du traitement des échantillons de la carotte ODP823B pour analyses

823B-5H-2	25.0--26.0	38.550	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-5H-2	32.0--33.0	38.620	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-2	37.0--38.0	38.670	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-2	45.0--46.0	38.750	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	0	0
823B-5H-2	55.0--56.0	38.850	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-2	65.0--66.0	38.950	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-2	75.0--76.0	39.050	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-2	85.0--86.0	39.150	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-5H-2	125.0--126.0	39.550	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	0 Mg/Ca ano	0
823B-5H-2	135.0--136.0	39.650	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-2	144.0--145.0	39.740	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	0	0
823B-5H-3	5.0--6.0	39.850	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-5H-3	15.0--16.0	39.950	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-3	20.0--21.0	40.000	1 >150; >63 (1 side)	0 vide	0	0
823B-5H-3	25.0--26.0	40.050	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-3	35.0--36.0	40.150	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-3	45.0--46.0	40.250	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-3	55.0--56.0	40.350	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	0	0
823B-5H-3	65.0--66.0	40.450	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-3	75.0--76.0	40.550	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-3	95.0--96.0	40.750	1 >150; >63 (1 side)	0 perdu	1 CEREGE	1 LPGN
823B-5H-3	105.0--106.0	40.850	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-3	115.0--116.0	40.950	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-3	125.0--126.0	41.050	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-4	75.0--76.0	42.050	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	0	0
823B-5H-4	85.0--86.0	42.150	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-5H-4	95.0--96.0	42.250	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-4	105.0--106.0	42.350	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-4	115.0--116.0	42.450	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-4	125.0--126.0	42.550	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-4	135.0--136.0	42.650	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	0	0
823B-5H-4	145.0--146.0	42.750	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-5	5.0--6.0	42.850	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-5H-5	15.0--16.0	42.950	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-5	25.0--26.0	43.050	1 >150; >63 (1 side)	0 perdu	1 CEREGE	0
823B-5H-5	35.0--36.0	43.150	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-5	45.0--46.0	43.250	1 >150; >63 (1 side)	0 perdu	0	0
823B-5H-5	55.0--56.0	43.350	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-5	75.0--76.0	43.550	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-5	85.0--86.0	43.650	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-5H-5	95.0--96.0	43.750	1 >150; >63 (1 side)	0 perdu	1 CEREGE	0
823B-5H-5	105.0--106.0	43.850	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-5	115.0--116.0	43.950	1 >150; >63 (1 side)	0 perdu	1 CEREGE	0
823B-5H-5	125.0--126.0	44.050	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	0	0
823B-5H-5	135.0--136.0	44.150	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-5	145.0--146.0	44.250	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-6	5.0--6.0	44.350	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	1 LPGN
823B-5H-6	15.0--16.0	44.450	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-6	25.0--26.0	44.550	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-6	35.0--36.0	44.650	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	0	0
823B-5H-6	45.0--46.0	44.750	1 >150; >63 (1 side)	0 perdu	1 CEREGE	0
823B-5H-6	55.0--56.0	44.850	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	0	0
823B-5H-6	65.0--66.0	44.950	1 >150; >63 (1 side)	0 perdu	1 CEREGE	0
823B-5H-6	75.0--76.0	45.050	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-6	85.0--86.0	45.150	1 >150; >63 (1 side)	0 perdu	1 CEREGE	0
823B-5H-6	95.0--96.0	45.250	1 >150; >63 (1 side)	1 GIF	1 CEREGE	0
823B-5H-6	105.0--106.0	45.350	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	1 CEREGE	0
823B-5H-6	115.0--116.0	45.450	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	0	0
823B-5H-6	125.0--126.0	45.550	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	1 CEREGE	0
823B-5H-6	133.0--134.0	45.630	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	1 CEREGE	0
823B-5H-6	145.0--146.0	45.750	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	1 CEREGE	0
823B-5H-7	5.0--6.0	45.850	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	1 CEREGE	0
823B-5H-7	15.0--16.0	45.950	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	1 CEREGE	0
823B-5H-7	25.0--26.0	46.050	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	1 CEREGE	0
823B-5H-7	45.0--46.0	46.250	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	1 CEREGE	0
823B-5H-7	55.0--56.0	46.350	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	1 CEREGE	0
823B-5H-7	65.0--66.0	46.450	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	1 CEREGE	0
823B-9H-4	5.0--6.0	79.350	1 >150; >63 (1 side)	1 KIEL	0	0

Annexe 2 : Tableau de suivi du traitement des échantillons de la carotte ODP823B pour analyses

823B-9H-4	15.0--16.0	79.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0
823B-9H-4	25.0--26.0	79.550	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0
823B-9H-4	35.0--36.0	79.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-4	45.0--46.0	79.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-4	55.0--56.0	79.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-4	65.0--66.0	79.950	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-4	75.0--76.0	80.050	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-4	85.0--86.0	80.150	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-4	95.0--96.0	80.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-4	105.0--106.0	80.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-4	115.0--116.0	80.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-4	125.0--126.0	80.550	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-4	135.0--136.0	80.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0
823B-9H-5	5.0--6.0	80.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-5	15.0--16.0	80.950	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-5	35.0--36.0	81.150	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-5	45.0--46.0	81.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-5	57.0--58.0	81.370	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-5	65.0--66.0	81.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0
823B-9H-5	75.0--76.0	81.550	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-5	95.0--96.0	81.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-5	105.0--106.0	81.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-6	5.0--6.0	82.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-6	15.0--16.0	82.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-6	35.0--36.0	82.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0
823B-9H-6	44.0--45.0	82.740	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-6	65.0--66.0	82.950	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-6	75.0--76.0	83.050	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-6	85.0--86.0	83.150	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-6	95.0--96.0	83.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-6	105.0--106.0	83.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0
823B-9H-6	125.0--126.0	83.550	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-6	135.0--136.0	83.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-6	145.0--146.0	83.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-7	5.0--6.0	83.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-7	15.0--16.0	83.950	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-9H-7	25.0--26.0	84.050	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0
823B-12H-1	55.0--56.0	103.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-1	65.0--66.0	103.950	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-1	85.0--86.0	104.150	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1 LPGN
823B-12H-1	106.0--107.0	104.360	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-2	35.0--36.0	105.150	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		1 LPGN
823B-12H-2	45.0--46.0	105.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0
823B-12H-2	55.0--56.0	105.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0	Mg/Ca ano	0
823B-12H-2	84.0--85.0	105.640	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0	Mg/Ca ano	1 LPGN
823B-12H-2	95.0--96.0	105.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0	Mg/Ca ano	0
823B-12H-2	115.0--116.0	105.950	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0	Mg/Ca ano	0
823B-12H-2	125.0--126.0	106.050	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0	Mg/Ca ano	0
823B-12H-2	145.0--146.0	106.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-3	45.0--46.0	106.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1 LPGN
823B-12H-3	55.0--56.0	106.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-3	65.0--66.0	106.950	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-3	78.0--79.0	107.080	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1 LPGN
823B-12H-3	105.0--106.0	107.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-3	115.0--116.0	107.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-3	125.0--126.0	107.550	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-3	135.0--136.0	107.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-3	145.0--146.0	107.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-4	5.0--6.0	107.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		1 LPGN
823B-12H-4	15.0--16.0	107.950	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-4	25.0--26.0	108.050	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-4	35.0--36.0	108.150	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-4	45.0--46.0	108.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-4	55.0--56.0	108.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-4	65.0--66.0	108.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0
823B-12H-4	75.0--76.0	108.550	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0
823B-12H-4	85.0--86.0	108.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1 LPGN
823B-12H-4	95.0--96.0	108.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0

Annexe 2 : Tableau de suivi du traitement des échantillons de la carotte ODP823B pour analyses

823B-14X-2	35.0--36.0	124.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-2	45.0--46.0	124.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-2	75.0--76.0	124.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-2	83.0--84.0	124.730	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-2	95.0--96.0	124.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-2	104.0--105.0	124.940	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-2	115.0--116.0	125.050	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-2	127.0--128.0	125.170	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-2	145.0--146.0	125.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-3	5.0--6.0	125.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-3	25.0--26.0	125.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-3	35.0--36.0	125.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-3	45.0--46.0	125.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-3	56.0--57.0	125.960	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-3	65.0--66.0	126.050	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-3	78.0--79.0	126.180	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-3	85.0--86.0	126.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-3	95.0--96.0	126.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-3	105.0--106.0	126.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-3	125.0--126.0	126.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-3	136.0--137.0	126.760	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-3	145.0--146.0	126.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-4	5.0--6.0	126.950	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-4	25.0--26.0	127.150	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-4	35.0--36.0	127.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-4	55.0--56.0	127.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-4	75.0--76.0	127.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-4	95.0--96.0	127.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-4	115.0--116.0	128.050	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-4	125.0--126.0	128.150	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-4	135.0--136.0	128.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-4	146.0--147.0	128.360	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-5	5.0--6.0	128.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-5	13.0--14.0	128.530	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-5	25.0--26.0	128.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-5	38.0--39.0	128.780	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-5	48.0--49.0	128.880	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-5	65.0--66.0	129.050	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-5	85.0--86.0	129.250	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-5	95.0--96.0	129.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-5	105.0--106.0	129.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-5	115.0--116.0	129.550	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-5	125.0--126.0	129.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-5	135.0--136.0	129.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-5	138.0--139.0	129.780	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-5	145.0--146.0	129.850	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-6	8.0--9.0	129.980	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-6	27.0--28.0	130.170	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-6	45.0--46.0	130.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-6	65.0--66.0	130.550	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-6	78.0--79.0	130.680	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-6	85.0--86.0	130.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-6	105.0--106.0	130.950	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0	
823B-14X-6	115.0--116.0	131.050	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-6	145.0--146.0	131.350	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	0		0	
823B-14X-7	5.0--6.0	131.450	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	1	LPGN
823B-14X-7	15.0--16.0	131.550	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-7	25.0--26.0	131.650	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-7	35.0--36.0	131.750	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	
823B-14X-7	42.0--43.0	131.820	1	>150; >63 (1 side)	1	KIEL	1	CEREGE	0	

Annexe 3 : Tableau de la liste des événements gravitaires de la carotte ODP823B

Section name	top (cm)	bottom (cm)	depth cumul top (m)	depth cumul bottom (m)	Thickness (cm)	Texture	Characteristics	Observation
1H1	40	42	0,4	0,42	2		small intrusion	
1H1	120	150	1,2	1,5	30			III
1H2	0	24	1,5	1,74	24	coarse	base erosive	II
1H2	60	67	2,1	2,17	7	very fine	base erosive	
1H2	110	111,5	2,6	2,615	1,5	very fine	bioturbation	
1H3	30	31	3,3	3,31	1	very fine		
1H4	107	108	5,57	5,58	1	very fine		
2H1	72	77	9,02	9,07	5	very fine	base erosive	I
2H1	105	110	9,35	9,4	5	very fine	base erosive	
2H2	0	6	9,8	9,86	6	very fine	base erosive	I
2H3	33	34	11,63	11,64	1	fine	2 small intrusions	
2H3	62	65	11,92	11,95	3	fine	base erosive:progressif top	
2H4	75	76	12,03	12,04	1	fine	small intrusion	
2H3	82	86	12,12	12,16	4	fine	base erosive:progressif top	
2H5	75	76	15,05	15,06	1	fine		I
2H5	86,5	88,5	15,165	15,185	2	very fine	bioturbation	
2H6	72	150	16,52	17,3	78			
2H7	0	68	17,3	17,98	68			
3H1	0	150	17,8	19,3	150			
3H2	0	150	19,3	20,8	150			
3H3	0	150	20,8	22,3	150			
3H4	0	10	22,3	22,4	10			
3H4	33	36	22,63	22,66	3		lentille	I
3H4	66	67	22,9	22,91	1		lentille	I
3H4	90	91	23,2	23,21	1			I
3H5	18	19	23,98	23,99	1			I
3H5	60	69	24,4	24,49	9	fine	base erosive:progressif top	
3H6	14	15	25,44	25,45	1	very fine		I
3H6	85	86	26,15	26,16	1	very fine		
3H7	24	26	27,04	27,06	2	fine	lentille	I
4H1	35	36	27,67	27,68	1		small intrusion	I
4H1	104	105	28,34	28,35	1	fine	intrusion lentille	I
4H1	136	139	28,7	28,73	3	fine	intrusion lentille	
4H2	16	17	28,96	28,97	1	fine	intrusion lentille	
4H2	31	47	29,11	29,27	16	fine	base erosive:progressif top	II
4H2	100	103	29,8	29,83	3	fine		
4H2	129	134	30,09	30,14	5	fine	base erosive	
4H3	60	80	30,9	31,1	20	fine	2 evenements??	II
4H3	101	113	31,31	31,43	12	fine	2 evenements??	II
4H3	145	146	31,75	31,76	1			I
4H4	3	35	31,83	32,15	32	very fine	small lentille	
4H4	30	31	32,1	32,11	1	fine		I
4H4	35	39	32,15	32,19	4	fine	2 colors	I
4H4	54	75	32,34	32,55	21	fine	base erosive	I
4H4	110	130	32,9	33,1	20	fine	base erosive	
4H5	6	8	33,36	33,38	2	fine	lentille	
4H5	18	21	33,48	33,51	3	fine	lentille	
4H5	28	30	33,58	33,6	2	fine	lentille	
4H5	50	80	33,8	34,1	30	fine	base erosive	I
4H6	11	13	34,91	34,93	2	fine		
4H6	30	31	35,1	35,11	1	fine		
4H6	46	52	35,26	35,32	6	fine	base erosive:progressif top:2ev	
4H6	92	110	35,72	35,9	18	fine	base very erosive	II
4H6	134	150	36,14	36,3	16			II
4H7	0	43	36,3	36,73	43	fine/coarse	base erosive/gradation	III
4H7	48	51	36,78	36,81	3	fine	base erosive	
5H1	17	45	36,97	37,25	28	coarse	base/top erosif	II
5H1	60	76	37,4	37,56	16	coarse	base/top erosif	I
5H1	83	88	37,63	37,68	5	fine	base erosive/gradation	
5H1	110	150	37,9	38,3	40	coarse	base very erosive	II
5H2	0	15	38,44	38,59	15			I
5H2	35	36	38,65	38,66	1	fine		
5H2	40	41	38,7	38,71	1			
5H2	60	61	38,9	38,91	1	fine	lentille	
5H2	75	80	39,05	39,1	5	fine	lentille: base erosive	I
5H2	92	120	39,22	39,5	28	coarse		II

Annexe 3 : Tableau de la liste des événements gravitaires de la carotte ODP823B

5H2	145	150	39,75	39,8	5	coarse	base erosive	I
5H3	0	2	39,82	39,84	2			
5H3	19	21	39,99	40,01	2	fine	base erosive	I
5H3	79	88	40,59	40,68	9	coarse	base erosive:bioturbation top	II
5H3	132	150	41,12	41,3	18	mixte coarse	base erosive:bioturbation top:plusieurs ev	II
5H4	0	70	41,3	42	70			
5H5	64	66	43,4	43,42	2	coarse	lentille	I
5H5	114	114,5	43,94	43,945	0,5	fine	legere intrusion grossiere	
5H5	139	139,5	44,19	44,195	0,5	fine	legere intrusion grossiere	
5H6	21	22	44,51	44,52	1	fine	base erosive	I
5H6	67	72	44,97	45,02	5	coarse	base erosive	I
5H6	100	100,5	45,3	45,305	0,5	fine	small intrusion	
5H6	136	138	45,66	45,68	2	coarse	base erosive	I
5H7	47	48	46,27	46,28	1	fine	small intrusion	
5H7	57	58	46,37	46,38	1	fine	small intrusion	
6H1	0	105	46,3	47,35	105	very fine	mottled	
6H1	105	145	47,35	47,75	40	very fine	hummocky	
6H2	43	48	48,23	48,28	5	very fine	tilted + coarse intrusion (43-44cm)	
6H2	65	70	48,4	48,45	5	very fine	biseau	
6H2	117	118	48,97	48,98	1		bioturbation top + coarse intrusion	
6H3	62	65	49,95	49,98	3		bioturbation base + coarse intrusion	I
6H3	133	134	50,63	50,64	1		coarse intrusion	
6H4	0	140	50,8	52,2	140		lamination alternance with coarse intrusion	
6H5	0	150	52,3	53,8	150		coarse intrusion	
6H6	0	130	53,8	55,1	130	fine/coarse	frequent coarse intrusion	
7H1	0	150	55,8	57,3	150	fine/coarse	homogenous ooze with hummocky coarse intrusion	
7H2	0	150	57,3	58,8	150	fine/coarse	homogenous ooze with coarse intrusion	
7H3	50	150	59,3	60,3	100	fine/coarse	mixt tilted sediment	
7H4	0	150	60,3	61,8	150		homogenous ooze with small coarse intrusion	
7H5	0	150	61,8	63,3	150			
7H6	0	150	63,3	64,8	150			
8H1	0	150	65,3	66,8	150		homogenous ooze with frequent coarse intrusion	
8H2	0	150	66,8	68,3	150			
8H3	0	150	68,3	69,8	150			
8H4	0	150	69,8	71,3	150			
8H5	0	150	71,3	72,8	150			
8H6	0	150	72,8	74,3	150	fine/coarse		
9H4	7	12	79,37	79,42	5		intrusion, no specific structure	
9H4	33	34	79,63	79,64	1	fine	small intrusion, no specific structure	
9H5	22	30	81,03	81,11	8		color variation, various ev?	I
9H5	37	40	81,17	81,2	3		base erosive	
9H5	70	74	81,5	81,54	4		bioturbation top, no sepcific structure	
9H5	80	92	81,6	81,72	12		base erosive, bioturbation top	I
9H5	100	104	81,8	81,84	4		base erosive	
9H5	121	147	82,01	82,27	26		base erosive/gradation?	
9H6	12	13	82,42	82,43	1		intrusion	
9H6	25	33	82,55	82,63	8		base erosive, color variation	I
9H6	50	55	82,8	82,85	5		bioturbation top + base erosive	I
9H6	91	93	83,21	83,23	2		lentille, color variation	
9H6	115	116	83,45	83,46	1		small intrusion	
9H7	0	1	83,8	83,81	1		coarse intrusion	
9H7	25	66	84,05	84,46	41		bioturbation ??	
10H1	0	150	84,3	85,8	150	very fine/coarse	homogenous ooze with coarse intrusion	
10H2	23	34	86,03	86,14	11		color variation, coarse intrusion	
10H2	34	100	86,1	86,76	66		mottled	
10H2	100	150	86,8	87,3	50	very fine	lamination interbed	
10H3	0	150	87,3	88,8	150		lamination, folded	
10H4	0	150	88,8	90,3	150			
10H5	0	150	90,3	91,8	150	very fine		
10H6	0	150	91,8	93,3	150			
10H7	0	45	93,3	93,75	45			
10H7	45	66	93,75	93,96	21	very fine	laminated	
11H1	0	15	93,8	93,95	15		laminated	
11H1	15	150	93,95	95,3	135			

Annexe 3 : Tableau de la liste des événements gravitaires de la carotte ODP823B

11H2	0	150	95,3	96,8	150		homogenous ooze with small coarse intrusion + bioturbation	
11H3	0	150	96,8	98,3	150			
11H4	0	150	98,3	99,8	150			
11H5	0	150	99,8	101,3	150			
11H6	0	150	101,3	102,8	150			
11H7	0	77	102,8	103,57	77	very fine/fine	mottled	
12H1	0	10	103,3	103,4	10	coarse	coarse intrusion, no specific structure	
12H1	22	25	103,52	103,55	3	coarse	intrusion	I
12H1	33	44	103,63	103,74	11	coarse	intrusion, various ev?	
12H1	116	118	104,46	104,48	2	coarse	small intrusion, no specific structure	
12H1	148	149	104,78	104,79	1		small intrusion, no specific structure	
12H2	7	9	104,87	104,89	2	coarse	intrusion	
12H2	23	26	105,03	105,06	3	coarse		
12H2	75	81	105,55	105,61	6	coarse	base erosive	I
12H2	100	110	105,8	105,9	10	coarse	base erosive, bioturbation top	I
12H2	120	123	106,02	106,05	3	coarse	base erosive, bioturbation top	
12H2	132	140	106,12	106,2	8	coarse	base erosive	I
12H3	0	25	106,3	106,55	25	coarse	base erosive, various ev?	
12H3	30	39	106,6	106,69	9	coarse	base erosive	I
12H3	60	62	106,9	106,92	2	coarse	base erosive	I
12H3	70	73	107	107,03	3	coarse	base erosive	
12H3	16	17	107,96	107,97	1	coarse	intrusion	I
12H3	70	72	108,5	108,52	2	coarse		I
12H4	26	30	109,56	109,6	4	coarse	base erosive	I
12H5	40	65	109,7	109,95	25	coarse	base erosive, bioturbation top	I
12H5	80	83	110,1	110,13	3	coarse	base erosive, bioturbation top	I
12H5	90	91	110,2	110,21	1	coarse	small, base erosive	
12H5	96	98	110,26	110,28	2	coarse	small, base erosive	
12H5	105	120	110,35	110,5	15	coarse		
12H6	0	19	110,8	110,99	19	coarse		
12H6	23	37	111,03	111,17	14	coarse	base erosive	I
12H6	54	65	111,34	111,45	11	coarse	base erosive, bioturbation top	
12H6	77	83	111,57	111,63	6	coarse	base erosive	
12H6	95	109	111,75	111,89	14	coarse	base erosive	I
12H6	118	120	111,98	112	2	coarse	small intrusion	
12H6	131	134	112,11	112,14	3	coarse	small intrusion	
12H6	140	142	112,2	112,22	2	coarse	base erosive	
12H7	23	27	112,53	112,57	4	coarse	base erosive	
12H7	30	32	112,6	112,62	2	coarse	base erosive	
12H7	33	39	112,63	112,69	6	coarse	base erosive	I
12H7	65	69	112,95	112,99	4	coarse	base erosive	
13X1	6	16	112,86	112,96	10	coarse	following by other coarses intrusions	
13X1	45	57	113,25	113,37	12	coarse		
13X1	70	80	113,5	113,6	10	coarse	base erosive, progressive top	
13X1	95	150	113,75	114,3	55	coarse		II
13X2	0	79	114,3	115,09	79			IIII
13X2	84	93	115,14	115,23	9	coarse	base erosive	I
13X2	113	115	115,43	115,45	2	coarse	coarse intrusion	
13X2	132	133	115,62	115,63	1	coarse	coarse intrusion, base erosive	
13X3	2	3	115,82	115,83	1	coarse	small intrusion	I
13X3	5	8	115,85	115,88	3	coarse	base erosive, progressive top	
13X3	14	17	115,94	115,97	3	coarse	base erosive, progressive top	
13X3	22	28	116,02	116,08	6	coarse	base erosive, progressive top	I
13X3	45	54	116,25	116,34	9	coarse		I
13X3	64	66	116,44	116,46	2	coarse	small intrusion, succession	
13X3	77	78	116,57	116,58	1	coarse	small intrusion, succession	
13X3	92	93	116,72	116,73	1	coarse	small intrusion, succession	
13X3	107	109	116,87	116,89	2	coarse	small intrusion, succession	
13X3	110	113	116,9	116,93	3	coarse	small intrusion, succession	
13X3	115	118	116,95	116,98	3	coarse	small intrusion, succession	
13X3	120	135	117	117,15	15	coarse	base erosive, progressive top	II
13X4	0	17	117,3	117,47	17	coarse	base erosive, progressive top	
13X4	23	30	117,53	117,6	7	coarse	base erosive	
13X4	37	37,5	117,67	117,675	0,5	coarse	small intrusion	
13X4	53	73	117,83	118,03	20	coarse	base erosive	I
13X4	129	133	118,59	118,63	4	coarse	coarse intrusion	
13X4	145	146	118,75	118,76	1	coarse	coarse intrusion	
13X5	0	13	118,8	118,93	13	coarse	base erosive	I

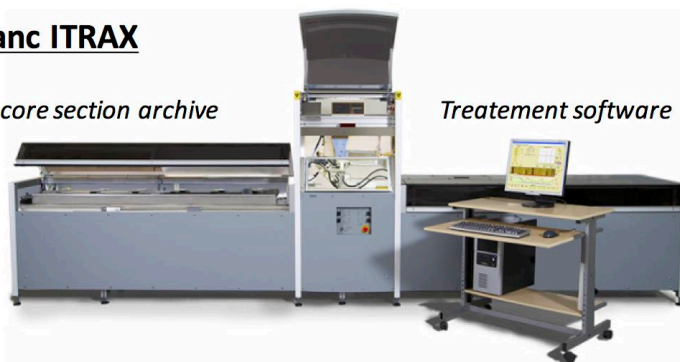
Annexe 3 : Tableau de la liste des événements gravitaires de la carotte ODP823B

13X5	21	22	119,01	119,02	1	coarse	small intrusion	
13X5	33	44	119,13	119,24	11	coarse		I
13X5	47	55	119,27	119,35	8	coarse	base erosive	
13X5	70	73	119,5	119,53	3	coarse	base erosive, progressive top	I
13X5	81	82	119,61	119,62	1	coarse	coarse intrusion	
13X5	102	115	119,82	119,95	13	coarse	base erosive	I
13X5	133	145	120,13	120,25	12	coarse		
13X6	12	34	120,42	120,64	22	coarse	base erosive, color variation	II
13X6	54	60	120,94	121	6	coarse	no specific structure	I
14X1	0	10	122,4	122,5	10			
14X1	70	73	123,1	123,13	3	coarse	base erosive, progressive top	
14X1	84	86	123,24	123,26	2	fine	no specific structure	I
14X1	105	110	123,45	123,5	5	coarse	no specific structure	
14X1	122	132	123,63	123,73	10	coarse	base erosive, progressive top	I
14X1	144	146	123,84	123,86	2	coarse	base erosive, progressive top	
14X2	7	12	123,97	124,02	5	coarse		I
14X2	26	28	124,16	124,18	2	coarse	small intrusion	I
14X2	40	43	124,3	124,33	3	coarse	base erosive, progressive top	
14X2	51	67	124,41	124,57	16	coarse	base erosive, progressive top, grano?	I
14X2	70	74	124,6	124,64	4	coarse	base erosive	
14X2	79	80	124,69	124,7	1	coarse	small intrusion	
14X2	93	94,5	124,83	124,845	1,5	coarse	base erosive	
14X2	106	108	124,96	124,98	2	coarse		
14X2	117	126	125,07	125,16	9	fine/coarse	grano?	
14X2	132	138	125,22	125,28	6	coarse	base erosive, progressive top	I
14X2	147	150	125,37	125,4	3	coarse	bioturbation top + base erosive	
14X3	0	2	125,4	125,42	2			
14X3	8	10	125,48	125,5	2	coarse	small intrusion	
14X3	15	16	125,55	125,56	1	coarse	small intrusion	
14X3	17	18	125,57	125,58	1	coarse	small intrusion	
14X3	22	23	125,62	125,63	1	coarse	small intrusion	I
14X3	87	88	126,27	126,28	1	coarse	base erosive, progressive top	
14X3	115	117	126,55	126,57	2	coarse	intrusion	
14X3	127	130	126,67	126,7	3	coarse	base erosive, progressive top	
14X3	134	135	126,74	126,75	1	coarse	base erosive, progressive top	
14X3	147	148	126,87	126,88	1	coarse	small intrusion	
14X4	0	1	126,9	126,91	1	coarse	grainstone	
14X4	15	16	127,05	127,06	1	coarse	small intrusion	
14X4	20	23	127,15	127,18	3	coarse	base erosive, progressive top	
14X4	27	30	127,22	127,25	3	coarse	base erosive, progressive top	
14X4	139	145	128,29	128,35	6	coarse		
14X5	31	33	128,71	128,73	2	coarse	small intrusion	
14X5	71	76	129,11	129,16	5	coarse	base erosive, progressive top	
14X6	3	7	129,93	129,97	4	coarse	base erosive, progressive top	
14X6	50	57	130,4	130,47	7	coarse	base erosive, progressive top	
14X6	67	75	130,57	130,65	8	coarse	base erosive, progressive top	
14X6	91	98	130,81	130,88	7	coarse	base erosive, progressive top	
14X6	109	110	130,99	131	1	coarse	small intrusion	
14X6	121	126	131,11	131,16	5	coarse	base erosive, bioturbation top	
14X6	133	137	131,23	131,27	4	coarse	base erosive, bioturbation top	
14X6	147	150	131,37	131,4	3	coarse		
14X7	0	2	131,4	131,42	2		no specific structure	
14X7	10	11	131,5	131,51	1	coarse	small intrusion	
14X7	17	21	131,57	131,61	4	coarse	base erosive, progressive top	
14X7	28	34	131,68	131,74	6	coarse	base erosive, progressive top	
14X7	45	46	131,85	131,86	1	coarse	small intrusion	

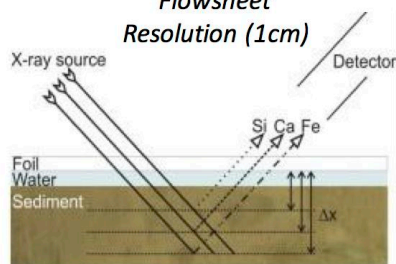
XRF banc ITRAX

half core section archive

Treatment software

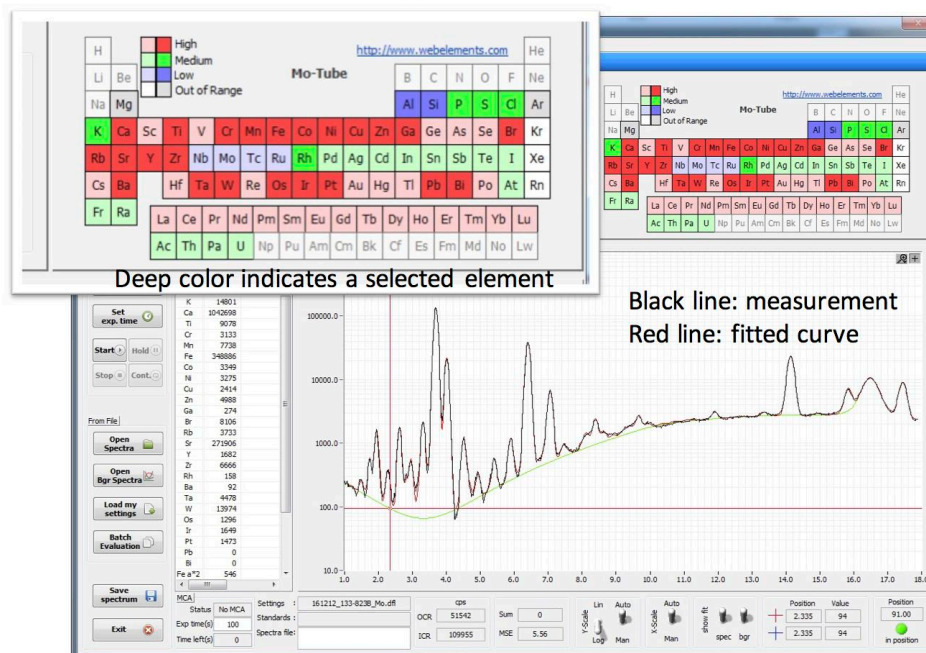


Flowsheet
Resolution (1cm)

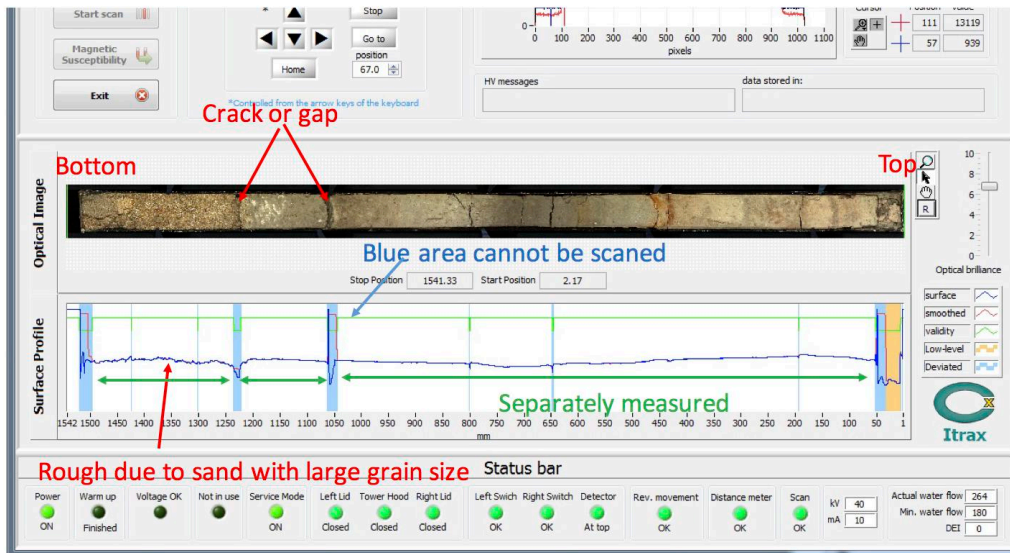


Photographie type d'un banc XRF ITRAX et son principe de fonctionnement

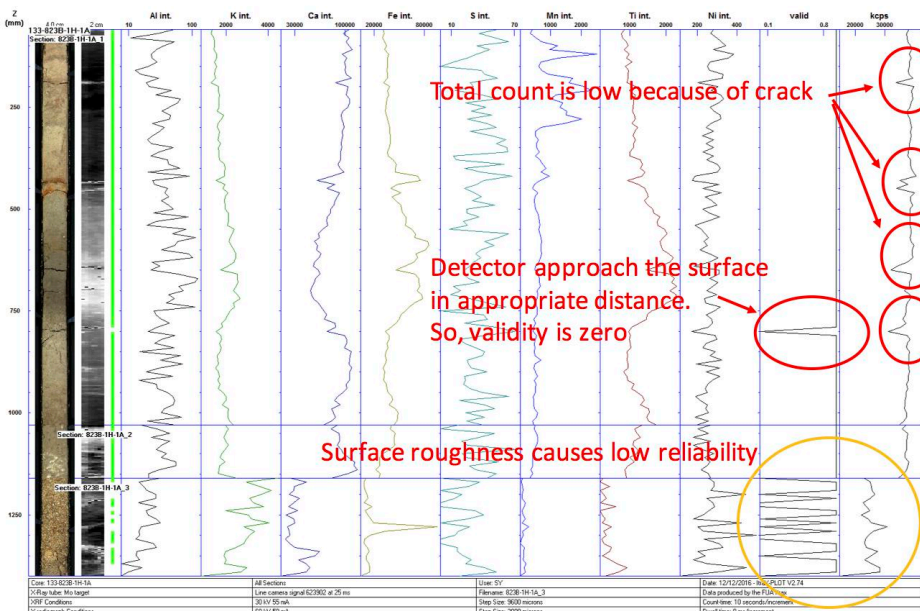
Elements selection for XRF



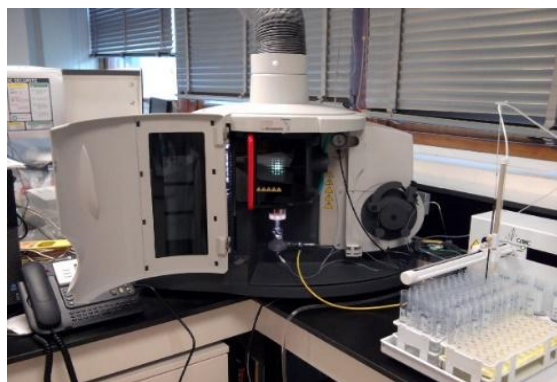
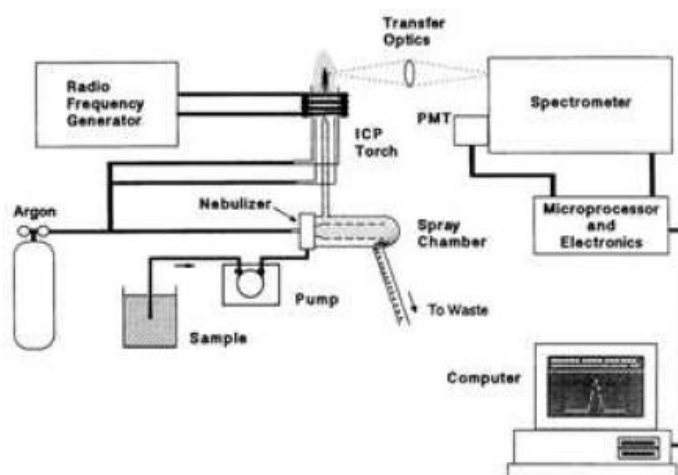
Exp.133 823B-1H-1A Surface condition



Example of result — 823B-1H-1A



iCAP 6300 Thermo



Photographie de l'ICP-AES iCAP 6300 Thermo du LPG Nantes et schéma du principe de fonctionnement

La source de Plasma Couplé par Induction

Un ICP est un volume de gaz (Argon) à pression ambiante appauvri en électrons (fortement ionisé) confiné dans un faible volume par des champs magnétiques. Ces champs magnétiques sont induits par des tubes de cuivre, enroulés au sommet d'une torche de verre, et parcourus par des courants électriques oscillants dans les fréquences radio. Le gaz ainsi stabilisé dans un état de plasma (températures proches de 8000-10 000K) permet l'utilisation des fortes énergies développées en son centre pour ioniser les atomes de l'échantillon à analyser. L'échantillon est introduit en solution, puis vaporisé en un fin aérosol. Celui-ci, amené au cœur du plasma est rapidement dissous (rejet du solvant à partir de l'échantillon liquide), vaporisé au niveau moléculaire et dissocié en atomes dont certains sont ionisés. Les ions ainsi créés dans le plasma reviennent à leur état fondamental dans la queue de la flamme en émettant les rayonnements caractéristiques correspondant aux réarrangements du cortège électronique. Cette émission caractéristique est mesurée par un spectromètre optique.

Les torches

Les torches ICP sont constituées de trois tubes de quartz concentriques. La torche est conçue pour maintenir en son sommet un plasma d'argon stable, capable de recevoir en son cœur l'injection de l'échantillon.

Le plasma est entouré par un flux de gaz refroidissant d'argon injecté par le tube concentrique externe. Ce flux de gaz est introduit tangentiellement pour créer un tourbillon qui stabilise le plasma au centre de la torche tout en refroidissant les parois de la torche afin de prévenir tout

risque de fonte. C'est à travers le tube interne (capillaire) que l'échantillon est injecté dans le plasma par un courant d'argon.

Formation du plasma

Un tube de cuivre refroidi à l'eau est enroulé autour de la partie supérieure de la torche à plasma. L'enroulement est connecté à un générateur de radio-fréquences (entre 27 et 40 MHz avec une puissance entre 0,9 et 1,5 kW), qui crée un champ magnétique oscillant à l'intérieur du courant d'argon qui s'écoule à travers la torche. Le courant d'argon passant à travers la torche est initialement appauvri en électrons, en général en utilisant une étincelle de haut voltage. Les électrons sont soumis aux intenses oscillations du champ magnétique créé par l'enroulement inductif et ils entrent alors en collision avec les atomes d'argon créant ainsi l'ionisation. Chaque particule formée dans le courant de gaz est contrôlée par le champ magnétique qui la maintient à l'intérieur de la torche, dans une zone annulaire fermée. La résistance au mouvement induit des particules produit le chauffage ohmique du courant de gaz qui atteint rapidement des températures de l'ordre de 8 000 K. Ce transfert d'énergie par couplage inductif pour former un plasma de haute température est la caractéristique majeure d'une ICP.

La combinaison de la torche, de l'enroulement inductif et des courants de gaz est conçue pour contenir un plasma toroïdal stable centré sur l'ouverture du tube de refroidissement en quartz.

Le gaz à plasma

L'argon est le gaz le plus approprié :

- il est inerte (pas apte à réagir chimiquement avec les échantillons).
- sa première énergie d'ionisation est élevée (15,75 eV), ce qui produit l'ionisation effective de la plupart des autres éléments.
- il est optiquement transparent.
- il possède une conductivité thermique modérément basse, ce qui retient la chaleur au cœur du plasma.

Echantillonnage, introduction de l'échantillon

Tous les échantillons doivent être introduits dans le canal central du courant d'argon sous forme d'un gaz, de vapeur ou d'un aérosol de fines gouttelettes ou de particules solides.

Pour cela, le système le plus communément utilisé est la mise en solution de l'échantillon solide. Celle-ci est réalisée par des attaques et des dissolutions par et dans des acides qui sont choisis pour briser la structure solide des échantillons, les maintenir en solution tout en évitant d'introduire des perturbations au niveau de la mesure des teneurs.

Une pompe péristaltique envoie la solution vers un nébuliseur pneumatique par l'intermédiaire d'un tube capillaire flexible. La grande vitesse des courants de gaz entraîne la dispersion en fines

gouttelettes de la solution à analyser. L'aérosol passe dans une chambre de nébulisation où les plus grosses gouttelettes sont écartées, n'autorisant que le passage de celles ayant un diamètre inférieur à 8 μm , qui sont entraînées vers la torche par le courant de gaz qui injecte l'échantillon dans le plasma. Cette sélection est nécessaire pour obtenir l'ionisation de l'échantillon lors de son passage à travers le plasma. Cependant ce système simple et fiable est peu performant. En effet, seuls quelques pour cent de l'échantillon pompé arrivent au plasma, le reste étant perdu dans la chambre de nébulisation.

La spectrométrie d'émission atomique

La quantification des abondances en éléments par ICP-AES est basée sur la capacité à séparer un spectre d'émission complexe selon les différentes longueurs d'onde qui le composent. Ceci doit se faire avec une sensibilité et une résolution suffisantes pour mesurer précisément l'intensité lumineuse de chaque longueur d'onde caractéristique de chaque élément.

Le passage de l'échantillon dans le plasma excite principalement les électrons des couches externes. Les rayonnements issus des réarrangements, des transitions entre couches externes, sont typiquement compris entre l'ultra-violet (170 nm) et la limite du visible (780 nm).

Différents montages expérimentaux existent, faisant appel à des montages optiques plus ou moins complexes de fentes, miroirs, réseaux et photomultiplicateurs.

L'utilisation d'objets fixes prédétermine par leurs positions les raies et donc les éléments analysés. Un tel système permet la détection et la mesure simultanée de l'ensemble des éléments désirés sur des temps de comptages inférieurs à deux minutes.

Les limitations sont essentiellement liées à des phénomènes d'interférences spectrales, c'est-à-dire à la superposition de l'émission atomique d'éléments différents. Les spectromètres sont conçus afin d'offrir la plus grande possibilité de séparation des longueurs d'onde, mais les interférences sur certaines raies ne peuvent être résolues, il faut donc analyser pour un élément chimique les raies d'émission les moins sensibles à de possibles interférence

Raies spectrales : les raies d'émission atomique utilisées pour le dosage de ces éléments

Elément	Longueur d'onde (nm)
Al	396.152
Ca	315.887
Ca	317.993
Ca	370.603
Ca	373.690
Fe	238.204
Mg	279.553
Mg	280.270
Mg	285.213
Mn	257.510
Sr	407.771
Sr	421.552

Paramétrage de la source

- Vitesse pompe en prélèvement : 30 tpm
- Vitesse pompe en analyse : 30 tpm
- Puissance RF : 1150 W
- Débit de gaz auxiliaire : 0,5 L/min
- Débit de gaz de Nébulisation : 0,65 L/min
- Hauteur visée radiale : 12 mm

1) Echantillonnage des foraminifères (choix de l'espèce/fraction de taille).

2) Matériel et réactifs

Tout le matériel nécessaire à la préparation des échantillons a été préalablement nettoyé dans une solution d'acide nitrique à 10% pendant 24h, puis rincé trois fois à l'eau MilliQ, avant d'être séché à l'étuve (60°C). Il est ensuite stocké, fermé. L'ensemble des manipulations réalisées avec acide est effectué sous hotte ou sorbonne. L'eau utilisée est de l'eau milliQ d'une résistivité de 18.2 MΩ et les acides sont préparés à partir d'HNO₃ 15N bi-distillé et titré.

Réactifs

- HNO₃ 10%
- HNO₃ 0.075N titré
- HNO₃ 2%
- HNO₃ 2% + HF 0.1%
- Solutions mono-élémentaires de Mg, Ca, Sr, Fe, Mn, Al à 1000 µg/L

Matériels

- Microtubes de 0.5mL
- Tubes épandorfs de 500 µl + 1500 ou 2000 µl
- Pipette automatique de 10-100 µl + tips
- Pipette automatique de 100-1000 µl + tips
- Tubes passeur 10ml avec bouchon
- Falcons 50 ml
- Balance de précision : 10⁻⁴ g pour la pesée des gammes et des échantillons
- Bain à ultra-sons
- Centrifugeuse 3500 rpm
- Bain Marie
- Couvercle plaque de plexiglas
- Verrerie et tuyaux ICP-AES dédiés à la mesure du Mg/Ca

3) Préparation des échantillons

Ecraser les foraminifères entre deux lames minces sous loupe binoculaire afin d'ouvrir les loges et optimiser le contact entre les solutions de lavages et le test. Eviter de former une poudre qui entraîne une perte du matériel. Les fragments de foraminifères sont ensuite récupérés à l'aide d'un pinceau et déposés dans un microtube de 0.5mL.

4) Nettoyage : Le protocole de nettoyage suit la procédure de Barker et al., (2003).

Etape 1 : Extraction des argiles par une série de bains

Action	Volumes/Tps	Applications/Indications	Répétition
Ajouter : Eau MilliQ Ultrason Décant Retirer le surnageant	400 µL 1.30 min 30 sec	Dans chaque microtube, récupérer les particules de test collées sur les bords du microtube. retirer le surnageant contenant les argiles à l'aide d'une pompe avec un embout Eppendorff.	3 fois
Ajouter : Méthanol Vortex	400 µL 30 sec	Dans chaque microtube, pour mettre les argiles en suspension	2 fois
Ajouter : Eau MilliQ Ultrason Décant Retirer le surnageant	400 µL 1.30 min 30 sec	Dans chaque microtube, Pour bien rincer	3 fois

Etape 2 : Extraction de la matière organique

Action	Volumes/Tps	Applications/Indications	Répétition
Ajouter : NaOH /H ₂ O ₂ Bain marie Ultrason Retirer : NaOH /H ₂ O ₂	250 µL 10 min 5 min	Solution : 100 µL de H ₂ O ₂ à 0.3% dans 10mL de NaOH à 0.1M. Bain à 80°C Microtubes fermés hermétiquement avec un couvercle de plexiglas vissé au porte échantillon pour éviter leur ouverture sous la pression. Secouer le porte échantillon pour retirer les bulles de condensation afin d'optimiser le contact entre le réactif et l'échantillon. Sous une loupe afin d'éviter la perte de matériel	
Ajouter : Eau MilliQ	400 µL	Pour bien rincer	2 fois

Etape 3 : Décapage léger à l'acide faible : « Leaching »

Action	Volumes/Tps	Applications/Indications	Répétition
Ajouter : HNO ₃ Ultrason Retirer : HNO ₃	250 µL 20 sec	Solution à 0,075M Dans chaque microtube afin de retirer les contaminants incorporés aux fragments.	
Ajouter : Eau MilliQ	400 µL	Pour éviter une dissolution excessive des carbonates. L'eau est retirée au maximum car à la fin de cette étape, les échantillons peuvent être stockés à sec.	2 fois

5) Dissolution des échantillons

Le jour de l'analyse, les échantillons sont dissous dans 500 µL de HNO₃ à 0.075 M bi-distillé et titré. Les échantillons sont passés aux ultrasons pendant environ 1 h, jusqu'à dissolution totale (Ce temps peut varier en fonction de leur résistance à la dissolution).

Une fois dissous, les échantillons sont centrifugés 10 min à 3500 rpm pour homogénéiser la solution et déposer au fond du culot les particules de silices toujours présentes.

Enfin, 450µL de cette solution (surnageant) sont transférés dans un nouveau tube de 500µl qui servira à la dilution (les 50 µL restant sont jetés).

6) Mesures

Les mesures de concentrations s'effectuent ensuite à l'aide d'un Spectromètre d'Emission Optique à Plasma Induit par Haute Fréquence (ICP-AES) iCAP 6300 Thermo.

➔ Dilution et mesure de la concentration en Ca (ppm)

Une fois les échantillons totalement dissous, la concentration en Calcium de chacun des échantillons est déterminée (pré-mesure).

Prélever un volume minimum d'échantillon :

- Fraction de 75 µl d'échantillon dilué dans 800µL d'HNO₃ 0.075N :

Baisser si possible au maximum l'aliquot d'échantillon prélevé, sachant qu'un minimum de 800µL en volume total est nécessaire pour pouvoir obtenir 3 répliques de mesure.

Eléments mesurés :

Ca → étalonnage : préparation d'une gamme pouvant aller de 5 ppm à 150 ppm (à estimer en fonction du type d'échantillon, la masse des foraminifères étant variable) dans HNO₃ 0.075N

Mg - Sr → mesure pour contrôle de l'apport de la solution mono-élémentaire de Ca en Mg et Sr dans les conditions du jour.

Méthode :

- 3 réplicats par mesure
- 1 gamme au début et une gamme à la fin de la mesure
- Mesure en mode manuel → impossibilité d'utiliser le passeur automatique pour de si faibles volumes
- 20 échantillons par run (~1h30 de mesure)

Rinçage entre chaque point de gamme et chaque échantillon :

- Un rinçage HNO₃ 2% (45 s)
- Un rinçage HNO₃ 2% - HF 0.1% (45 s)
- Un rinçage HNO₃ 0.075N (45 s)

Une fois les concentrations en Ca évaluées, on calcule la dilution à appliquer à l'échantillon pour pouvoir obtenir une solution finale de Ca = 30 ppm.

Afin d'obtenir plus de précision dans la mesure, les concentrations en Mg et Sr seront les seules variables.

NB : Cette valeur peut être augmentée ou baissée selon les concentrations initiales en Ca dans l'échantillon, mais doit être la même pour tous les échantillons et la gamme d'étalonnage.

→ Mesure du Mg/Ca et Sr/Ca sur ICP-AES

Dilution :

Prélever la quantité d'échantillon nécessaire pour obtenir 30 ppm de Ca.

- Passage au passeur automatique : dilution dans 4 ml / HNO₃ 0.075N
- Passage en manuel (échantillons trop peu concentrés → volume de reprise faible pour minimiser la dilution) : préparer au minimum 1ml d'échantillon

Eléments mesurés :

Gamme principale : tous les points de gamme ont une concentration de Ca fixe à 30ppm

- Mg : 6 points de gamme qui encadrent les ratios attendus en Mg/Ca

Annexe 6 : Protocole expérimental de mesure du ratio Mg/Ca dans les foraminifères

- Sr : 6 points de gamme qui encadrent les ratios attendus en Sr/Ca

Gamme secondaire : tous les points de gamme à concentration de Ca fixe

Permet de quantifier les éléments potentiellement contaminants traduisant la présence d'argiles :

Fer, Aluminium et Manganèse

Fe : 3 points de gamme

Al : 3 points de gamme

Mn : 3 points de gamme

Méthode :

- 4 réplicats par mesure

Entre chaque point de gamme et chaque échantillon :

- rinçage HNO₃ 2% (40s)
- rinçage HNO₃ 2% - HF 0.1% (mesure)
- rinçage HNO₃ 2% (40s)

Séquence :

- 3 gammes d'étalonnage au début de la mesure
- 1 gamme d'étalonnage tous les 20 échantillons
- 1 gamme à la fin de la mesure

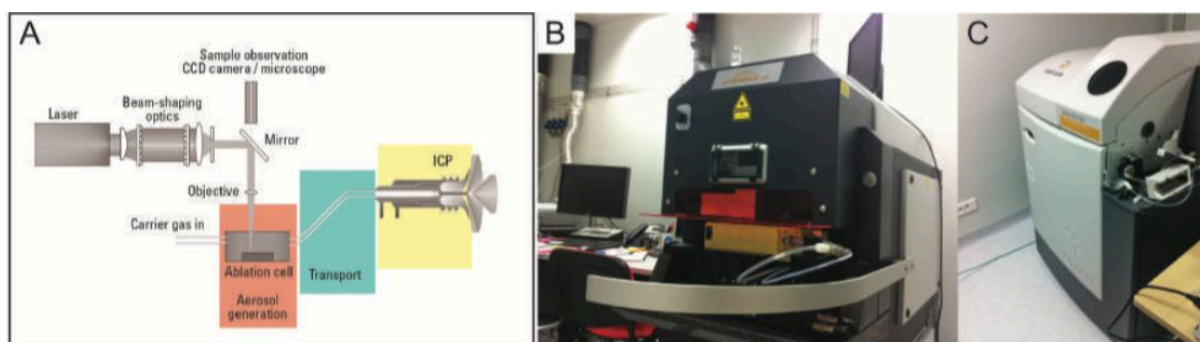
Tous les 5 échantillons :

- Blanc
- Standard de milieu de gamme « standard control »

Traitement des données :

- Calibration en ppm et en mmol/mol par régression linéaire.
- Correction du blanc, vérification des standards, évaluation de la dérive et éventuel bracketing

LA-ICP-MS



A : Schéma du principe de fonctionnement d'un système LA-ICP-MS (d'après Hattendorf et al. (2003) B : Photographie du système d'ablation laser Excimer C : photographie du quadripôle ICP-MS (820-MS, Varian).

Les paramètres des analyses LA-ICP-MS doivent être ajustés à l'échantillon et à l'objectif de l'étude, et dépendent également des instruments utilisés. Des tests ont été réalisés dans le cadre de la thèse de Pertersen (2017) pour établir les paramètres optimaux des analyses laser dans les tests de foraminifères en utilisant un laser excimer ArF et un ICP-MS quadripolaire.

Température du plasma

Après avoir passé le système d'introduction d'échantillon du spectromètre de masse, les particules ablatées atteignent la torche ICP et la bobine radiofréquence (RF). L'énergie fournie par la bobine RF, combinée à l'argon créait le plasma nécessaire comme source d'ions de l'ICP-MS (PerkinElmer, 2011). À des températures de 6273 K, il y a assez d'énergie disponible pour vaporiser, atomiser et ioniser les particules générées par l'ablation au laser. Comme ce processus dépend de la température et que l'énergie de la bobine RF induit un changement de température dans le plasma, cet ajustement de l'énergie peut influencer le nombre d'ions créés dans le plasma (Hattendorf et al., 2003). Ces efficacités d'ionisation dépendent de la première énergie d'ionisation d'un élément. En d'autres termes, si deux isotopes ont des énergies d'ionisation similaires et ont des concentrations similaires dans un échantillon donné, comme pour l'uranium (^{238}U) et le thorium (^{232}Th) dans le silicate SRM NIST 612, le rapport des deux isotopes (Le rapport U/Th) mesuré par LA-ICP-MS devrait être proche de 1. Un rapport différent de 1 indique un fractionnement élémentaire lié à une vaporisation sélective, une atomisation ou une ionisation partiellement liée à l'énergie RF fournie par l'ICP-MS pour la vaporisation. Par conséquent, le rapport U/Th mesuré sur le SRM NIST 612 est le premier critère pour optimiser la température du plasma. De plus, la formation d'oxydes et d'hydroxydes dans le plasma peut produire des interférences avec les signaux d'autres isotopes. Les oxydes de thorium sont couramment utilisés pour surveiller ces interférences (Lichte et al., 1987). Le rapport ThO^+/Th^+ détermine l'ampleur

de la formation d'oxyde. À un débit de gaz constant du plasma, ce rapport peut être réduit en ajustant la puissance RF de l'ICP-MS (Lichte et al., 1987). Si le rapport ThO^+/Th^+ est inférieur ou égal à 0,5% pour une analyse LA-ICP-MS, les interférences oxydantes peuvent être considérées comme faibles et insignifiantes (Eggins et al., 1998a). En conclusion, ajuster les paramètres ICP-MS tels que la puissance RF dans des conditions optimales permet d'ajuster les rapports signal/bruit et d'atteindre simultanément $\text{U}/\text{Th} \approx 1$, ainsi qu'une formation d'oxyde faible ThO^+/Th^+ , pour obtenir une atomisation complète (Günther et Hattendorf, 2005).

Paramètres du laser

Le processus d'ablation est influencé par différents paramètres. En fonction de la taille du point, du taux de répétition et de la densité énergétique (fluence), le matériau est ablaté plus ou moins efficacement (Horn et al., 2001 ; Günther et Hattendorf, 2005).

Table summarised LA-ICP-MS operating conditions for technic
only those that remain constant throughout all the experiments are presented here.

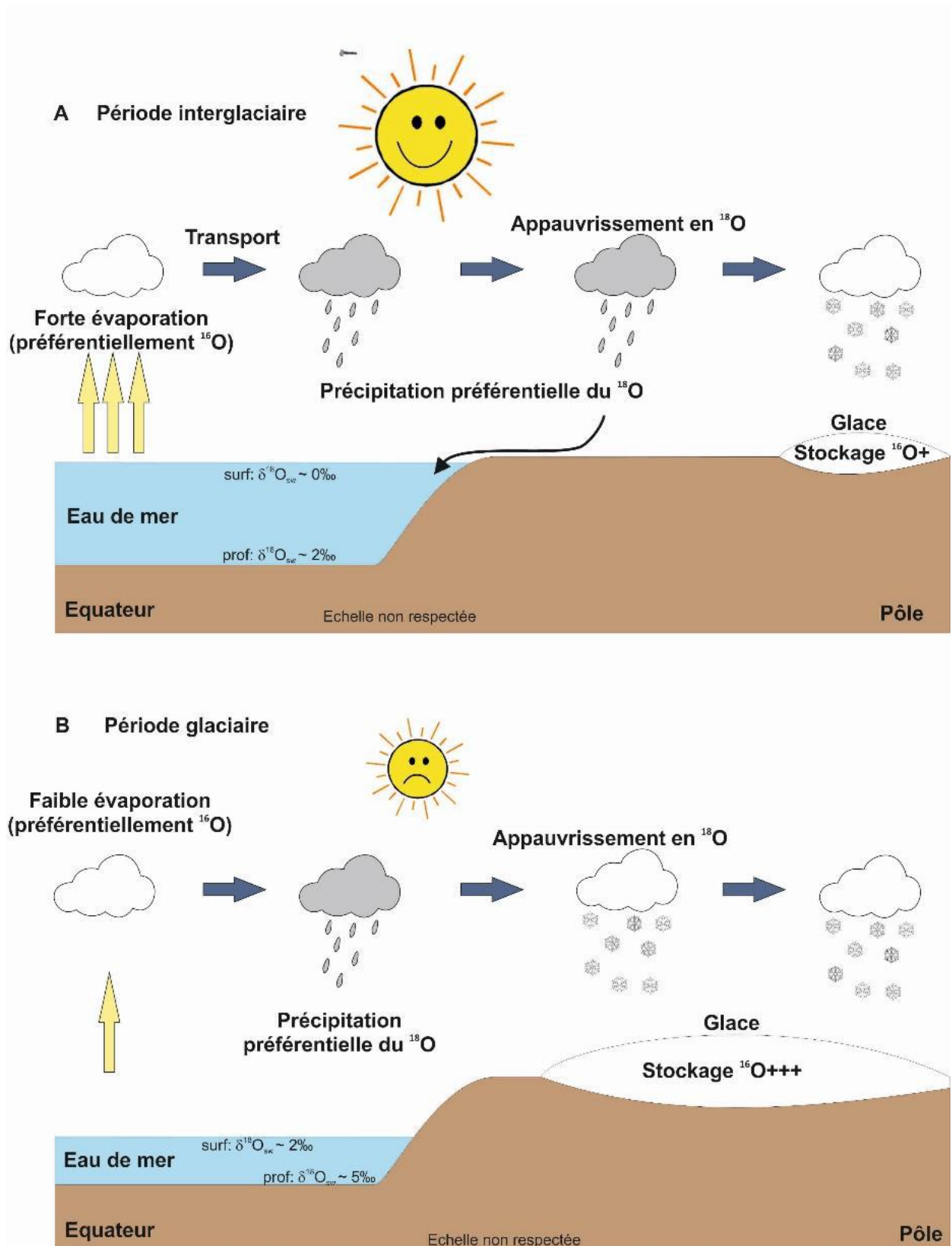
Analyte G2 laser ablation system (193 nm)	
Energy density Laser fluence	0.91 J/cm ²
Laser pulse repetition rate	4 Hz
He flow rates	0.7 and 0.3 LPM
Projected spot size	65 µm
Quadrupole Varian 820-MS	
Dwell time	20 ms
RF power	1.15 kw
Sheath gas flow	0.8-0.9 L/min
$^{232}\text{Th}^{16}\text{O}^+/\text{Th}^+$	< 0.5%
U/Th	~1
Limite quantification	ET*10
Limite detection	ET*3

Annexe 8 : Tableau du contenu des événements gravitaires observés dans la carotte ODP823B

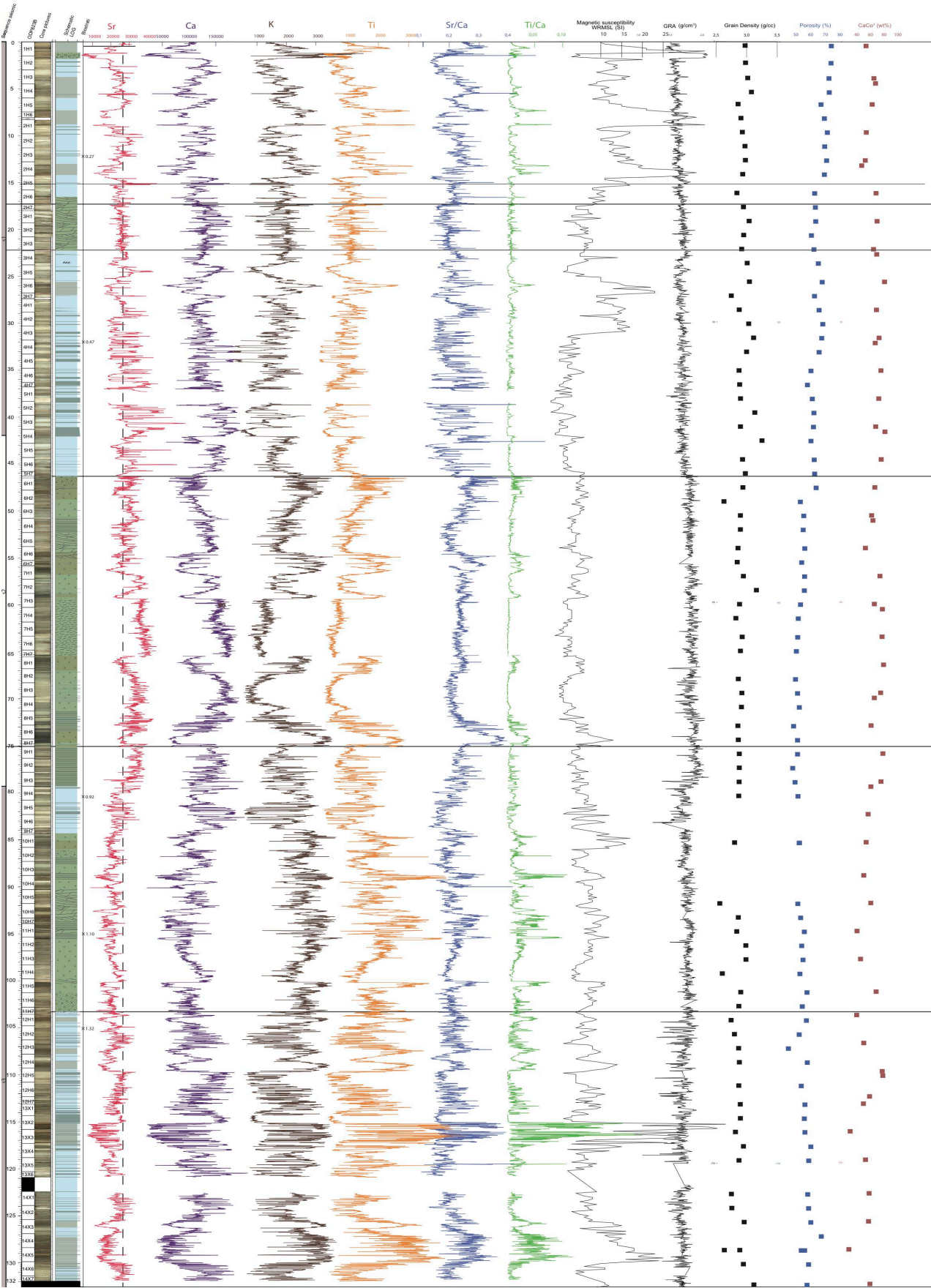
LEG133 ODP823B							Observation 0-1			Observation (%)			Sources	Sources
Cor	T	Sc	Core (cm)	Depth	Sedim	obs	D	PF	P	D	PF	P	Dominante	D= Detritic PF= Plate Forme P= Pelagic
1 H	1		125	1,25	3	1	1	1	1	75	20	5	D	
1 H	1		135	1,35	3	1	1	1	1	80	10	10	D	
1 H	1		145	1,45	3	1	1	1	1	80	10	10	D	
1 H	2		5	1,55	3	1	1	1	1	80	10	10	D	
1 H	2		15	1,65	3	1	1	1	1	80	10	10	D	
1 H	2		65	2,15	3	1	1	1	1	70	10	20	D	
2 H	1		77	9,07	3	1	0	1	1	0	5	95	P	
2 H	2		5	9,85	3	1	0	1	1	0	5	95	P	
2 H	5		75	15,04	3	1	0	1	1	0	10	90	P	
2 H	5		87	15,16	3	1	0	1	1	0	10	90	P	
3 H	4		35	22,65	3	1	0	1	1	25	30	45	P	
3 H	4		67	22,97	3	1	1	1	1	20	30	50	P	
3 H	5		65	24,44	3	1	1	0	1	25	0	75	P	
4 H	2		35	29,15	3	1	0	1	1	0	60	40	PF	
4 H	2		45	29,25	3	1	1	1	1	10	45	35	PF	
4 H	2		102	29,82	3	1	1	0	1	30	0	70	P	
4 H	3		65	30,95	3	1	1	1	1	20	45	35	PF	
4 H	3		75	31,05	3	1	1	1	1	15	45	40	P	
4 H	3		104	31,34	3	1	1	1	1	20	45	35	P	
4 H	3		112	31,42	3	1	1	1	1	15	45	40	P	
4 H	4		30	32,1	3	1	0	1	1	0	55	45	P	
4 H	4		38	32,18	3	1	1	1	1	70	10	20	D	
4 H	4		55	32,35	3	1	0	1	1	0	5	95	P	
4 H	4		65	32,45	3	1	0	0	1	0	0	100	P	
4 H	4		75	32,55	3	1	1	1	1	10	5	85	P	
4 H	4		115	32,95	3	1	0	0	1	0	0	100	P	
4 H	4		125	33,05	3	1	0	0	1	0	0	100	P	
4 H	5		55	33,84	3	1	0	1	1	0	5	95	P	
4 H	5		75	34,04	3	1	0	0	1	0	0	100	P	
4 H	6		95	35,75	3	1	1	1	1	20	45	35	PF	
4 H	6		105	35,85	3	1	1	1	1	20	45	35	PF	
4 H	6		135	36,15	3	1	1	1	1	25	70	5	PF	
4 H	6		145	36,25	3	1	1	1	1	30	55	15	PF	
4 H	7		5	36,35	3	1	1	1	1	30	55	15	PF	
4 H	7		25	36,55	3	1	1	1	1	30	55	15	PF	
4 H	7		42	36,72	3	1	1	1	1	30	50	20	PF	
5 H	1		25	37,05	3	1	1	1	1	30	50	20	PF	
5 H	1		44	37,24	3	1	1	1	1	30	50	20	PF	
5 H	1		65	37,45	3	1	1	1	1	25	45	30	P	
5 H	1		115	37,95	3	1	0	1	1	0	5	95	P	
5 H	1		135	38,15	3	1	0	1	1	0	5	95	P	
5 H	2		14	38,44	3	1	0	1	1	0	5	95	P	
5 H	2		75	39,05	3	1	0	0	1	0	0	100	P	
5 H	2		95	39,25	3	1	1	1	1	5	70	25	PF	
5 H	2		119	39,49	3	1	0	1	1	0	60	40	PF	
5 H	2		149	39,79	3	1	0	1	1	0	55	45	PF	
5 H	3		20	40,01	3	1	1	1	1	5	50	45	PF	
5 H	3		85	40,66	3	1	1	0	1	10	20	70	P	
5 H	3		135	41,16	3	1	0	1	1	0	55	45	PF	
5 H	3		145	41,26	3	1	0	1	1	0	55	45	PF	
5 H	4		5	41,36	3	1	0	1	1	0	60	40	PF	
5 H	4		15	41,46	3	1	1	1	1	10	50	40	PF	
5 H	4		25	41,56	3	1	0	1	1	0	60	40	PF	
5 H	4		35	41,66	3	1	1	1	1	10	55	35	PF	
5 H	4		45	41,76	3	1	1	1	1	10	55	35	PF	
5 H	4		55	41,86	3	1	1	1	1	5	50	45	PF	
5 H	4		65	41,96	3	1	1	1	1	5	45	50	P	
5 H	5		65	43,46	3	1	1	0	1	15	0	85	P	
8 H	2		34	67,14	2	1	0	1	1	0	5	95	P	
8 H	7		51	74,81	2	1	0	0	1	0	0	100	P	
9 H	5		22	81,02	3	1	0	0	1	0	0	100	P	
9 H	5		85	81,65	3	1	0	0	1	0	0	100	P	
9 H	5		115	81,95	1	1	0	0	1	0	0	100	P	

Annexe 8 : Tableau du contenu des événements gravitaires observés dans la carotte ODP823B

9	H	6	25	82,55	3	1	1	1	1	5	45	50	P
9	H	6	53	82,83	3	1	0	1	1	0	45	55	P
12	H	1	38	103,68	3	1	1	1	1	5	45	50	P
12	H	2	24	105,04	3	1	1	1	1	10	40	45	P
12	H	2	78	105,58	3	1	1	1	1	20	30	35	P
12	H	2	105	105,85	3	1	1	1	1	20	30	35	P
12	H	2	135	106,15	3	1	1	1	1	20	25	40	P
12	H	3	35	106,65	3	1	1	1	1	50	30	20	D
12	H	3	61	106,91	3	1	1	1	1	35	45	20	PF
12	H	4	70	108,5	3	1	1	1	1	30	50	20	PF
12	H	5	28	109,58	3	1	1	1	1	85	5	10	D
12	H	5	45	109,75	3	1	1	1	1	20	45	35	PF
12	H	5	80	110,1	3	1	1	1	1	85	10	5	D
12	H	6	30	111,1	3	1	1	1	1	5	90	5	PF
12	H	6	105	111,85	3	1	1	1	1	5	80	10	PF
12	H	7	36	112,66	3	1	1	1	1	5	80	10	PF
13	X	1	104	113,84	3	1	1	0	0	100	0	0	D
13	X	1	120	114	3	1	1	1	1	15	30	55	P
13	X	2	5	114,35	3	1	1	1	1	90	2	8	D
13	X	2	35	114,65	3	1	1	0	1	90	0	10	D
13	X	2	45	114,75	3	1	1	1	1	90	5	5	D
13	X	2	55	114,85	3	1	1	1	1	80	15	5	D
13	X	2	75	115,05	3	1	1	1	1	70	15	15	D
13	X	2	88	115,18	3	1	1	1	1	60	25	15	D
13	X	3	5	115,85	3	1	1	1	1	60	25	15	D
13	X	3	27	116,07	3	1	1	1	1	10	60	30	PF
13	X	3	45	116,25	3	1	1	1	1	10	60	30	PF
13	X	3	125	117,05	3	1	1	1	1	10	50	40	PF
13	X	3	133	117,13	3	1	1	1	1	10	50	40	PF
13	X	4	5	117,35	3	1	1	1	1	10	40	50	P
13	X	4	57	117,87	3	1	1	1	1	10	40	50	P
13	X	5	5	118,85	3	1	1	1	1	10	30	60	P
13	X	5	35	119,15	3	1	1	1	1	10	40	50	P
13	X	5	71	119,51	3	1	1	1	1	20	50	30	PF
13	X	5	108	119,88	3	1	1	1	1	10	60	30	PF
13	X	6	25	120,55	3	1	1	1	1	45	40	15	D
14	X	1	85	123,25	3	1	1	1	1	30	45	25	PF
14	X	1	129	123,69	3	1	1	1	1	10	55	35	PF
14	X	2	11	124,01	3	1	1	1	1	5	35	60	P
14	X	2	26	124,16	3	1	0	1	1	0	15	85	P
14	X	2	55	124,45	3	1	1	1	1	5	55	40	PF
14	X	2	137	125,27	3	1	1	1	1	5	55	40	PF
14	X	4	19	127,09	1	1	1	0	1	10	0	90	P
14	X	6	5	129,95	3	1	1	1	1	15	50	35	PF
14	X	6	20	130,1	3	1	1	1	1	20	45	35	PF
14	X	6	35	130,25	3	1	1	1	1	20	65	25	PF
14	X	6	55	130,45	3	1	1	1	1	25	60	25	PF
14	X	6	95	130,85	3	1	1	1	1	10	60	30	PF
14	X	6	125	131,15	3	1	1	1	1	35	45	20	PF
14	X	6	135	131,25	3	1	1	1	1	35	45	20	PF
14	X	7	33	131,73	3	1	1	1	1	20	60	20	PF
14	X	7	45	131,85	3	1	1	0	1	20	0	80	P



Annexe 10 : Profils XRF et propriétés physiques en profondeur de la carottes ODP823B



Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) et des mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss et sl (mmol/mol), converties en température (°C) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B.

Depth in core	$\delta^{18}\text{O}_{\text{planktic}}$	Age	Periods	MIS	Mg/Ca <i>G. ruber</i> ss	SST (Anand et al 2003)	Mg/Ca <i>G. ruber</i> sl	SST (Anand et al 2003)	$\Delta T^{\circ}\text{ss-sl}$
m	‰	Time (ka)	IGR/GR	stages	mmol/mol	T°C	mmol/mol	T°C	ss-sl
0,05	-2,46	0,7	IGR	1	5,92	28,01	5,02	26,40	1,61
0,15	-2,34	2,4	IGR	1	5,29	26,91	NA	NA	NA
0,25	-2,43	4,2	IGR	1	6,22	28,49	5,39	27,08	1,41
0,35	-2,22	6,0	IGR	1	5,88	27,94	NA	NA	NA
0,45	-2,02	7,7	IGR	1	5,53	27,34	5,41	27,13	0,22
0,55	-2,19	9,4	IGR	1	5,45	27,20	NA	NA	NA
0,65	-1,93	10,8	IGR	1	5,75	27,72	5,28	26,89	0,83
0,75	-1,68	12,2	IGR	1	5,47	27,23	NA	NA	NA
0,85	-1,54	13,6	IGR	1	5,19	26,72	4,74	25,84	0,88
0,95	-1,22	14,9	GR	2	4,74	25,83	NA	NA	NA
1,07	-1,09	16,6	GR	2	4,84	26,04	4,99	26,33	-0,29
1,15	-0,81	17,7	GR	2	4,34	24,97	NA	NA	NA
1,8	-0,75	20,2	GR	2	4,55	25,43	4,25	24,76	0,66
1,85	-0,73	21,5	GR	2	4,59	25,51	NA	NA	NA
1,95	-0,88	24,0	GR	2	4,55	25,43	4,93	26,21	-0,78
2,05	-0,82	26,6	GR	2	4,59	25,52	NA	NA	NA
2,25	-1,09	31,7	IGR	3	4,50	25,32	NA	NA	NA
2,35	-1,15	34,3	IGR	3	4,65	25,65	4,11	24,43	1,22
2,45	-1,27	36,9	IGR	3	4,68	25,70	NA	NA	NA
2,55	-0,9	39,4	IGR	3	4,58	25,50	NA	NA	NA
2,65	-1,31	42,0	IGR	3	4,31	24,91	3,76	23,56	1,35
2,75	-1,15	44,6	IGR	3	4,55	25,44	NA	NA	NA
2,85	-1,22	47,1	IGR	3	4,76	25,88	3,74	23,52	2,36
2,95	-1,06	49,7	IGR	3	4,48	25,27	NA	NA	NA
3,05	-1,31	52,3	IGR	3	4,84	26,03	4,32	24,93	1,10
3,15	-1,04	54,8	IGR	3	5,12	26,59	NA	NA	NA
3,25	-1,3	57,4	GR	4	4,15	24,52	NA	NA	NA
3,35	-1,44	60,0	GR	4	5,47	27,23	NA	NA	NA
3,45	-1,23	62,5	GR	4	4,52	25,37	4,63	25,59	-0,22
3,55	-0,9	65,1	GR	4	4,27	24,81	NA	NA	NA
3,65	-1,08	67,7	GR	4	4,56	25,45	NA	NA	NA
3,75	-0,96	69,7	GR	4	4,65	25,65	NA	NA	NA
3,85	-1,2	71,4	IGR	5	4,87	26,10	4,26	24,78	1,32
3,95	-1,46	73,1	IGR	5	4,24	24,73	NA	NA	NA
4,05	-1,43	74,7	IGR	5	4,60	25,54	NA	NA	NA
4,15	-1,6	76,4	IGR	5	4,60	25,54	NA	NA	NA
4,25	-1,67	78,1	IGR	5	4,67	25,68	4,42	25,15	0,53
4,35	-1,58	79,8	IGR	5	4,34	24,97	NA	NA	NA
4,45	-1,81	81,5	IGR	5	4,42	25,15	NA	NA	NA
4,55	-1,7	83,2	IGR	5	4,98	26,32	4,52	25,36	0,96
4,65	-1,81	84,8	IGR	5	4,71	25,77	NA	NA	NA
4,75	-1,84	86,5	IGR	5	4,83	26,01	NA	NA	NA
4,85	-1,59	88,2	IGR	5	4,96	26,27	5,57	27,40	-1,13
4,95	-1,67	89,9	IGR	5	4,84	26,03	NA	NA	NA
5,05	-1,51	91,6	IGR	5	5,12	26,58	4,37	25,04	1,54
5,15	-1,64	93,3	IGR	5	4,89	26,14	NA	NA	NA
5,25	-1,61	95,0	IGR	5	4,66	25,67	NA	NA	NA
5,35	-1,69	96,6	IGR	5	4,79	25,93	4,04	24,27	1,66
5,45	-1,6	98,3	IGR	5	5,64	27,54	NA	NA	NA
5,55	-1,57	100,0	IGR	5	4,93	26,21	NA	NA	NA
5,65	-1,83	101,7	IGR	5	5,00	26,36	4,43	25,16	1,20
5,75	-1,63	103,4	IGR	5	5,59	27,45	NA	NA	NA
5,85	-1,72	105,1	IGR	5	4,34	24,97	4,45	25,22	-0,25
5,95	-1,71	106,8	IGR	5	5,12	26,58	NA	NA	NA

Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) et des mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss et sl (mmol/mol), converties en température (°C) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B.

6,05	-1,73	108,4	IGR	5	6,29	28,61	4,65	25,64	2,97
6,15	-1,83	110,1	IGR	5	5,55	27,38	NA	NA	NA
6,25	-1,73	111,8	IGR	5	5,20	26,73	NA	NA	NA
6,35	-1,72	113,5	IGR	5	5,11	26,57	NA	NA	NA
6,45	-1,77	115,2	IGR	5	5,05	26,45	4,89	26,13	0,32
6,55	-1,56	116,9	IGR	5	6,42	28,81	NA	NA	NA
6,65	-1,7	118,6	IGR	5	5,63	27,52	NA	NA	NA
6,75	-2,36	120,2	IGR	5	5,25	26,83	NA	NA	NA
6,85	-2,36	121,9	IGR	5	5,59	27,45	6,30	28,63	-1,18
6,95	-2,46	123,8	IGR	5	5,81	27,83	NA	NA	NA
7,05	-2,32	126,0	IGR	5	5,68	27,61	NA	NA	NA
7,15	-2,42	128,1	IGR	5	5,98	28,12	NA	NA	NA
7,25	-2,3	130,3	GR	6	5,62	27,50	5,88	27,95	-0,45
7,35	-2	132,5	GR	6	6,50	28,93	NA	NA	NA
7,45	-1,82	134,7	GR	6	5,49	27,28	NA	NA	NA
7,55	-1,59	136,9	GR	6	5,39	27,09	5,28	26,90	0,19
7,65	-1,48	139,1	GR	6	5,22	26,78	NA	NA	NA
7,75	-1,31	141,3	GR	6	4,77	25,89	NA	NA	NA
7,85	-0,97	143,5	GR	6	4,52	25,36	4,20	24,64	0,72
7,95	-0,89	145,7	GR	6	4,66	25,67	NA	NA	NA
8,05	-1,27	147,9	GR	6	4,33	24,96	NA	NA	NA
8,65	-0,97	161,1	GR	6	4,34	24,97	NA	NA	NA
8,75	-0,83	163,3	GR	6	4,16	24,54	4,72	25,80	-1,26
8,85	-1,1	165,5	GR	6	4,28	24,83	NA	NA	NA
8,95	-1,4	167,7	GR	6	4,19	24,62	NA	NA	NA
9,15	-1,4	172,1	GR	6	4,48	25,29	4,09	24,39	0,90
9,25	-1,35	174,3	GR	6	4,43	25,17	NA	NA	NA
9,35	-1,22	176,5	GR	6	4,65	25,65	NA	NA	NA
9,45	-1,22	178,7	GR	6	4,39	25,08	NA	NA	NA
9,55	-1,36	180,9	GR	6	4,71	25,77	4,45	25,22	0,55
9,65	-1,36	183,0	GR	6	4,31	24,90	NA	NA	NA
9,95	-1,52	189,6	GR	6	4,86	26,08	4,39	25,07	1,01
10,05	-1,78	191,8	IGR	7	4,99	26,34	NA	NA	NA
10,15	-1,67	193,6	IGR	7	5,69	27,63	NA	NA	NA
10,25	-1,68	195,2	IGR	7	5,23	26,79	NA	NA	NA
10,35	-1,86	196,8	IGR	7	4,61	25,56	4,49	25,30	0,26
10,55	-1,87	200,1	IGR	7	5,56	27,39	NA	NA	NA
10,65	-1,89	201,7	IGR	7	5,11	26,56	4,79	25,93	0,64
10,75	-1,64	203,3	IGR	7	5,55	27,38	NA	NA	NA
10,85	-1,66	204,9	IGR	7	5,56	27,40	NA	NA	NA
10,95	-1,74	206,5	IGR	7	5,15	26,64	NA	NA	NA
11,05	-1,51	208,1	IGR	7	NA	NA	4,34	24,97	1,77
11,15	-1,66	209,8	IGR	7	5,20	26,74	NA	NA	NA
11,24	-1,99	211,2	IGR	7	4,83	26,01	NA	NA	NA
11,35	-2,06	213,0	IGR	7	5,68	27,60	4,73	25,81	1,78
11,45	-1,85	214,6	IGR	7	5,54	27,36	NA	NA	NA
11,55	-1,93	216,2	IGR	7	5,29	26,90	6,30	28,62	-1,72
11,75	-1,5	219,3	IGR	7	5,73	27,69	NA	NA	NA
11,85	-1,35	220,9	IGR	7	5,36	27,03	NA	NA	NA
11,97	-1,07	222,7	IGR	7	5,39	27,10	7,34	30,12	-3,02
12,07	-1,15	224,2	IGR	7	4,97	26,30	NA	NA	NA
12,17	-1,03	225,8	IGR	7	4,86	26,09	4,29	24,84	1,24
12,35	-1,19	228,6	IGR	7	5,20	26,73	4,40	25,09	1,64
12,45	-1,61	230,1	IGR	7	4,63	25,61	NA	NA	NA
12,55	-1,85	231,6	IGR	7	4,82	25,99	4,17	24,59	1,40
12,65	-1,84	233,2	IGR	7	4,58	25,49	NA	NA	NA
12,75	-1,86	234,7	IGR	7	4,59	25,51	NA	NA	NA

Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) et des mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss et sl (mmol/mol), converties en température (°C) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B.

12,85	-1,81	236,3	IGR	7	NA	NA	4,82	25,99	1,34
12,95	-1,99	237,7	IGR	7	5,52	27,33	NA	NA	NA
13,05	-1,97	238,2	IGR	7	6,00	28,15	NA	NA	NA
13,15	-1,94	238,6	IGR	7	5,51	27,31	5,30	26,94	0,38
13,25	-1,99	239,3	IGR	7	5,60	27,47	NA	NA	NA
13,35	-1,3	241,0	IGR	7	5,02	26,40	NA	NA	NA
13,55	-1,11	244,3	GR	8	4,66	25,66	NA	NA	NA
13,65	-1,09	246,0	GR	8	4,24	24,74	4,13	24,48	0,27
13,75	-0,96	247,7	GR	8	4,55	25,43	NA	NA	NA
13,85	-0,89	249,4	GR	8	5,24	26,81	NA	NA	NA
13,95	-0,82	251,0	GR	8	4,43	25,16	NA	NA	NA
14,05	-0,87	252,7	GR	8	NA	NA	4,18	24,59	0,16
14,15	-0,88	254,4	GR	8	4,24	24,75	NA	NA	NA
14,35	-0,96	257,7	GR	8	4,57	25,48	4,29	24,85	0,62
14,45	-0,69	259,4	GR	8	4,55	25,43	NA	NA	NA
14,55	NA	NA	GR	8	4,87	26,10	NA	NA	NA
14,65	-0,76	262,7	GR	8	4,60	25,55	4,30	24,87	0,68
14,75	-0,94	264,4	GR	8	5,18	26,71	NA	NA	NA
14,85	-1,01	266,1	GR	8	4,50	25,32	NA	NA	NA
14,95	-0,74	267,8	GR	8	4,44	25,19	NA	NA	NA
15,15	-0,77	271,1	GR	8	4,26	24,78	4,08	24,36	0,42
15,25	-0,83	272,8	GR	8	4,72	25,79	NA	NA	NA
15,55	-1,15	277,8	GR	8	4,57	25,47	4,31	24,90	0,57
15,65	-1,57	279,5	GR	8	4,82	25,99	NA	NA	NA
15,75	-1,57	281,1	GR	8	4,74	25,83	NA	NA	NA
15,85	-1,61	282,8	GR	8	5,36	27,04	4,81	25,99	1,05
15,95	-1,62	284,5	GR	8	5,13	26,60	NA	NA	NA
16,15	-1,32	288,6	GR	8	4,92	26,20	4,64	25,62	0,58
16,25	-1,22	291,0	GR	8	4,57	25,48	NA	NA	NA
16,35	-1,27	292,4	GR	8	4,79	25,93	4,15	24,52	1,42
16,45	-1,4	292,5	GR	8	4,69	25,72	NA	NA	NA
22,7	-1,17	297,6	GR	8	5,76	27,74	NA	NA	NA
23,05	-1,52	300,2	IGR	9	5,03	26,42	NA	NA	NA
23,1	-1,36	300,6	IGR	9	5,07	26,50	4,92	26,20	0,29
23,3	-1,28	302,1	IGR	9	4,74	25,83	NA	NA	NA
23,4	-1,54	302,8	IGR	9	5,16	26,66	NA	NA	NA
23,85	-1,22	303,8	IGR	9	5,49	27,28	5,11	26,58	0,70
23,95	-1,3	309,0	IGR	9	5,60	27,46	NA	NA	NA
24,05	-1,29	310,1	IGR	9	5,16	26,66	NA	NA	NA
24,15	-1,33	311,2	IGR	9	4,60	25,54	NA	NA	NA
24,25	-1,46	312,3	IGR	9	5,19	26,73	NA	NA	NA
24,55	-1,8	315,7	IGR	9	5,34	27,00	NA	NA	NA
24,65	-1,64	316,8	IGR	9	5,29	26,92	4,99	26,33	0,59
24,75	-1,66	318,0	IGR	9	5,40	27,11	NA	NA	NA
24,85	-1,78	319,1	IGR	9	5,30	26,92	NA	NA	NA
24,95	-1,76	320,2	IGR	9	4,81	25,98	NA	NA	NA
25,15	-1,73	322,4	IGR	9	5,16	26,67	NA	NA	NA
25,25	-2,08	323,6	IGR	9	5,09	26,53	NA	NA	NA
25,35	-2,03	324,7	IGR	9	5,32	26,96	5,14	26,62	0,34
25,45	-2,05	325,8	IGR	9	5,30	26,93	NA	NA	NA
25,55	-2,12	326,9	IGR	9	5,65	27,55	NA	NA	NA
25,75	-1,98	329,4	IGR	9	5,39	27,09	NA	NA	NA
25,85	-1,95	330,7	IGR	9	5,64	27,53	NA	NA	NA
25,95	-1,97	332,1	IGR	9	5,40	27,11	NA	NA	NA
26,05	-2,01	333,5	IGR	9	5,41	27,14	NA	NA	NA
26,25	-1,6	336,2	IGR	9	5,25	26,83	5,10	26,55	0,28
26,45	-1,03	338,9	GR	10	5,40	27,10	NA	NA	NA

Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) et des mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss et sl (mmol/mol), converties en température (°C) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B.

26,55	-0,89	340,3	GR	10	4,85	26,05	NA	NA	NA
26,65	-1	344,0	GR	10	5,01	26,37	NA	NA	NA
26,75	-0,6	349,3	GR	10	4,39	25,09	NA	NA	NA
26,85	-0,88	354,7	GR	10	4,48	25,29	4,57	25,48	-0,19
27,15	NA	NA	GR	10	4,71	25,77	NA	NA	NA
27,25	-0,72	376,0	IGR	11	4,77	25,88	NA	NA	NA
27,35	-0,96	381,4	IGR	11	5,12	26,58	NA	NA	NA
27,39	-1,69	383,5	IGR	11	5,19	26,72	NA	NA	NA
27,45	-1,53	386,7	IGR	11	5,13	26,61	NA	NA	NA
27,77	-2,13	393,1	IGR	11	4,82	25,99	NA	NA	NA
27,85	-2,19	394,3	IGR	11	6,08	28,27	NA	NA	NA
27,95	-2,25	395,9	IGR	11	5,86	27,91	NA	NA	NA
28,05	-2,36	397,4	IGR	11	5,63	27,52	NA	NA	NA
28,15	-2,17	398,9	IGR	11	5,92	28,01	5,69	27,63	0,38
28,35	-2,36	402,0	IGR	11	4,58	25,49	NA	NA	NA
28,45	-1,98	403,5	IGR	11	5,47	27,24	NA	NA	NA
28,63	-2,04	406,3	IGR	11	5,69	27,62	NA	NA	NA
28,75	-2,14	408,1	IGR	11	5,58	27,43	NA	NA	NA
28,85	-1,9	409,5	IGR	11	5,65	27,55	5,77	27,77	-0,22
28,95	-1,78	410,8	IGR	11	5,62	27,50	NA	NA	NA
29,05	NA	NA	IGR	11	4,41	25,12	NA	NA	NA
29,35	-1,56	416,1	IGR	11	5,62	27,50	NA	NA	NA
29,45	-1,85	417,5	IGR	11	5,27	26,87	NA	NA	NA
29,55	-1,18	418,8	IGR	11	5,15	26,64	NA	NA	NA
29,65	-0,68	421,5	IGR	11	5,42	27,14	6,15	28,38	-1,24
29,85	-0,66	422,8	IGR	11	4,97	26,30	NA	NA	NA
29,95	-0,19	424,1	GR	12	4,91	26,18	NA	NA	NA
30,17	-0,29	427,0	GR	12	4,62	25,59	NA	NA	NA
30,25	-0,46	428,1	GR	12	4,70	25,76	NA	NA	NA
30,35	-0,3	429,4	GR	12	NA	NA	4,86	26,07	-0,04
30,45	-0,35	430,8	GR	12	4,84	26,03	NA	NA	NA
30,55	-0,29	432,1	GR	12	4,97	26,30	NA	NA	NA
30,65	-0,42	433,4	GR	12	4,82	26,00	NA	NA	NA
30,75	-0,52	434,8	GR	12	5,07	26,50	NA	NA	NA
30,85	-0,1	436,1	GR	12	4,42	25,14	NA	NA	NA
31,15	-0,47	440,1	GR	12	NA	NA	5,11	26,58	-0,17
31,25	-0,3	441,4	GR	12	5,03	26,40	NA	NA	NA
31,45	NA	NA	GR	12	4,44	25,20	NA	NA	NA
31,55	-0,07	445,4	GR	12	4,76	25,87	NA	NA	NA
31,65	-0,48	446,8	GR	12	4,81	25,97	NA	NA	NA
31,73	-0,53	447,8	GR	12	4,82	26,00	NA	NA	NA
31,86	-0,49	449,6	GR	12	NA	NA	5,49	27,28	-0,74
31,95	-1,07	450,8	GR	12	5,09	26,54	NA	NA	NA
32,05	-0,91	452,1	GR	12	4,66	25,67	NA	NA	NA
32,14	-0,85	453,3	GR	12	6,12	28,34	NA	NA	NA
32,23	-0,7	454,5	GR	12	4,80	25,96	NA	NA	NA
32,27	-0,96	455,0	GR	12	4,88	26,11	NA	NA	NA
32,55	-0,66	459,0	GR	12	4,38	25,05	NA	NA	NA
32,65	-0,66	460,4	GR	12	NA	NA	5,14	26,63	-0,24
32,75	-0,82	461,8	GR	12	5,02	26,39	NA	NA	NA
32,85	-0,83	463,2	GR	12	4,75	25,84	NA	NA	NA
33,15	-0,82	467,4	GR	12	5,29	26,91	NA	NA	NA
33,65	-0,78	474,4	GR	12	4,52	25,36	5,06	26,48	-1,11
33,75	NA	NA	GR	12	4,42	25,15	NA	NA	NA
34,15	-1,37	481,5	IGR	13	NA	NA	5,61	27,48	-1,44
34,25	-1,85	482,9	IGR	13	4,85	26,05	NA	NA	NA
34,35	NA	NA	IGR	13	6,46	28,86	NA	NA	NA

Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) et des mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss et sl (mmol/mol), converties en température (°C) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B.

34,45	-1,91	485,7	IGR	13	5,78	27,78	NA	NA	NA
34,55	NA	NA	IGR	13	5,75	27,72	NA	NA	NA
34,65	-2,06	488,5	IGR	13	5,32	26,96	NA	NA	NA
34,85	-2,17	491,2	IGR	13	4,39	25,08	6,31	28,63	-3,55
34,95	NA	NA	IGR	13	6,32	28,66	NA	NA	NA
35,05	-1,7	493,7	IGR	13	5,59	27,46	NA	NA	NA
35,15	NA	NA	IGR	13	5,66	27,57	NA	NA	NA
35,22	-1,86	495,7	IGR	13	5,82	27,85	NA	NA	NA
35,45	-1,12	498,6	IGR	13	4,78	25,91	NA	NA	NA
35,55	-0,79	499,8	IGR	13	5,43	27,16	NA	NA	NA
35,65	-0,4	501,0	IGR	13	5,35	27,02	6,89	29,50	-2,48
35,95	-0,2	504,7	IGR	13	5,26	26,85	NA	NA	NA
36,05	0,22	505,9	IGR	13	5,53	27,34	NA	NA	NA
36,76	-0,43	514,6	IGR	13	4,53	25,39	4,80	25,95	-0,56
36,85	-0,26	515,6	IGR	13	5,78	27,78	9,48	32,62	-4,84
36,95	-0,18	516,9	IGR	13	5,65	27,55	NA	NA	NA
36,94	NA	NA	IGR	13	5,65	27,55	NA	NA	NA
37,35	-0,8	521,8	IGR	13	5,61	27,48	NA	NA	NA
37,59	NA	NA	IGR	13	NA	NA	5,12	26,59	-0,15
37,75	-0,59	526,6	IGR	13	5,04	26,44	NA	NA	NA
37,85	-0,59	527,9	IGR	13	5,91	28,00	NA	NA	NA
38,55	-1,12	536,4	GR	14	4,84	26,03	5,07	26,50	-0,47
38,62	-1,17	537,3	GR	14	5,33	26,99	NA	NA	NA
38,67	-0,61	537,9	GR	14	5,78	27,78	NA	NA	NA
38,85	-0,68	540,1	GR	14	5,47	27,24	NA	NA	NA
38,95	-1,02	541,3	GR	14	5,28	26,89	NA	NA	NA
39,05	-1,05	542,5	GR	14	5,65	27,55	NA	NA	NA
39,15	-0,54	543,7	GR	14	6,53	28,97	6,73	29,27	-0,30
39,65	-1,06	549,8	GR	14	5,91	28,00	NA	NA	NA
39,85	-1,17	552,3	GR	14	5,29	26,91	7,51	30,35	-3,44
39,95	-1,01	553,5	GR	14	6,86	29,45	NA	NA	NA
40,05	-0,89	554,7	GR	14	5,66	27,57	NA	NA	NA
40,15	-1,14	556,0	GR	14	7,15	29,87	NA	NA	NA
40,25	-1,01	557,2	GR	14	5,95	28,05	NA	NA	NA
40,45	-0,85	558,4	GR	14	4,89	26,13	NA	NA	NA
40,55	-1,03	560,8	GR	14	6,19	28,45	NA	NA	NA
40,75	NA	NA	GR	14	7,13	29,84	7,78	30,69	-0,85
40,85	-0,81	564,5	IGR	15	6,57	29,03	NA	NA	NA
40,95	-1	565,7	IGR	15	7,47	30,29	NA	NA	NA
41,05	-0,96	566,3	IGR	15	7,20	29,93	NA	NA	NA
42,15	-1,53	572,9	IGR	15	5,06	26,48	5,88	27,94	-1,46
42,25	-1,44	573,5	IGR	15	5,21	26,75	NA	NA	NA
42,35	-1,38	574,1	IGR	15	5,31	26,95	NA	NA	NA
42,45	-1,44	574,7	IGR	15	5,37	27,05	NA	NA	NA
42,55	-1,57	575,4	IGR	15	5,33	26,98	NA	NA	NA
42,75	-1,16	578,2	IGR	15	4,78	25,92	NA	NA	NA
42,85	-0,94	579,6	IGR	15	6,05	28,22	6,33	28,66	-0,44
42,95	-0,8	581,0	IGR	15	5,53	27,34	NA	NA	NA
43,05	NA	NA	IGR	15	5,33	26,98	NA	NA	NA
43,15	-0,66	583,8	IGR	15	6,00	28,13	NA	NA	NA
43,35	-0,8	586,6	IGR	15	4,78	25,91	NA	NA	NA
43,55	-0,99	589,4	IGR	15	5,99	28,13	NA	NA	NA
43,65	-0,92	590,8	IGR	15	5,55	27,37	7,00	29,65	-2,28
43,75	NA	NA	IGR	15	5,63	27,51	NA	NA	NA
43,85	-0,39	593,6	IGR	15	4,83	26,01	NA	NA	NA
43,95	NA	NA	IGR	15	4,76	25,87	NA	NA	NA
44,15	-0,82	597,8	IGR	15	6,22	28,49	NA	NA	NA

Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) et des mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss et sl (mmol/mol), converties en température (°C) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B.

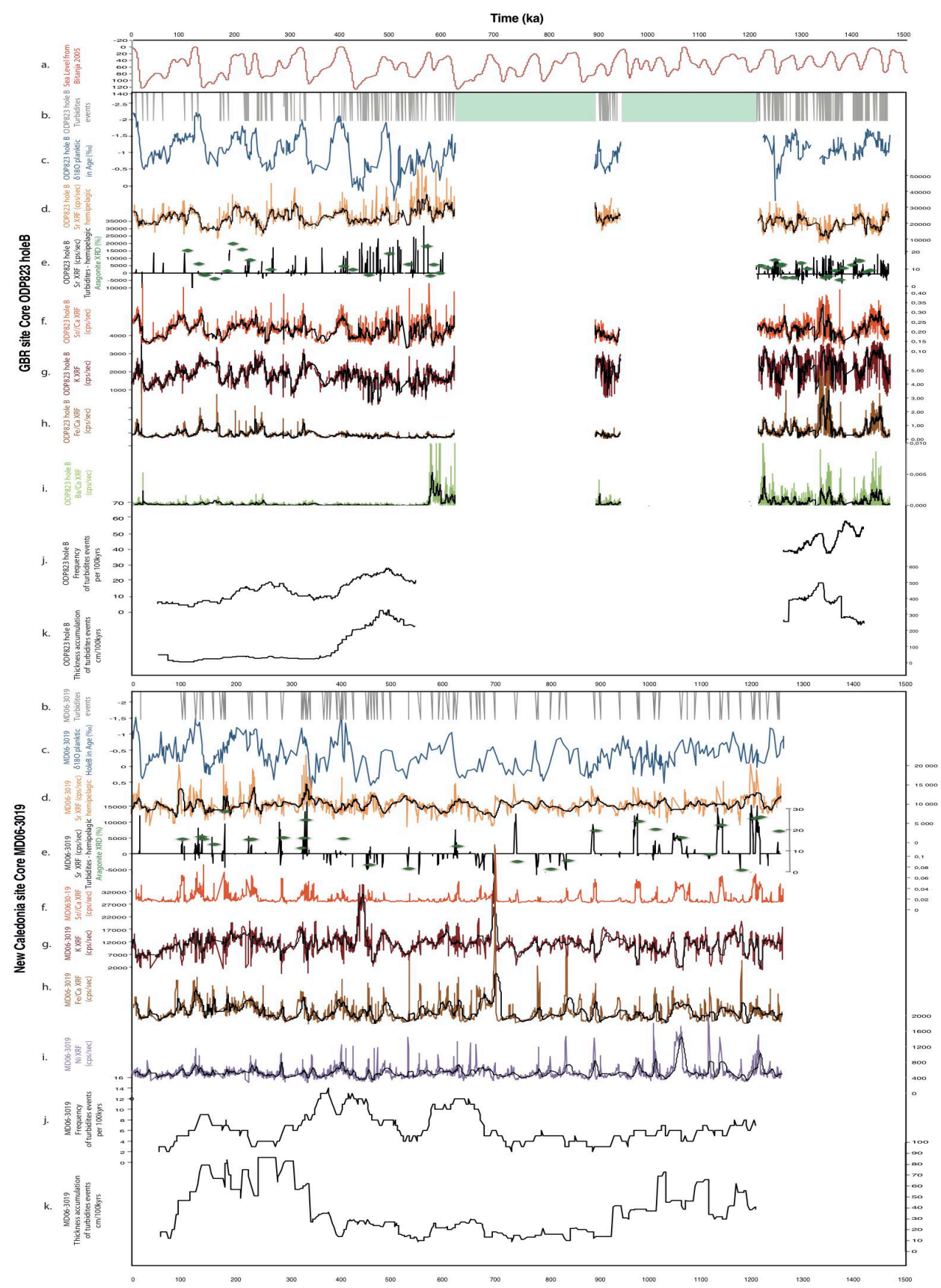
44,25	-0,81	599,2	IGR	15	4,80	25,96	NA	NA	NA
44,35	-0,84	600,6	IGR	15	5,11	26,58	6,81	29,38	-2,81
44,45	-0,98	602,0	IGR	15	5,11	26,58	NA	NA	NA
44,55	-1,38	603,4	IGR	15	4,96	26,27	NA	NA	NA
44,75	NA	NA	IGR	15	5,20	26,73	NA	NA	NA
44,85	-1,13	607,6	IGR	15	5,19	26,72	NA	NA	NA
44,95	NA	NA	IGR	15	5,39	27,09	NA	NA	NA
45,05	-1,22	610,4	IGR	15	5,15	26,65	NA	NA	NA
45,15	NA	NA	IGR	15	5,22	26,79	NA	NA	NA
45,25	-1,63	613,2	IGR	15	5,29	26,91	NA	NA	NA
103,85	-1,71	1221,9	IGR	37	5,20	26,73	NA	NA	NA
103,95	-1,79	1223,3	IGR	37	5,77	27,77	NA	NA	NA
104,15	-1,57	1226,1	IGR	37	5,28	26,90	5,15	26,64	0,26
104,36	-1,76	1229,1	IGR	37	5,82	27,85	NA	NA	NA
105,35	-1,75	1242,9	IGR	37	5,59	27,45	NA	NA	NA
106,25	-0,61	1253,0	GR	38	4,92	26,19	NA	NA	NA
106,75	-1,12	1258,5	GR	38	4,88	26,11	5,17	26,69	-0,58
106,85	-1,20	1259,6	GR	38	5,39	27,09	NA	NA	NA
106,95	-1,15	1260,7	GR	38	5,49	27,28	NA	NA	NA
107,08	-1,42	1262,1	GR	38	4,88	26,11	4,45	25,21	0,90
107,35	-1,46	1265,1	IGR	39	4,71	25,78	NA	NA	NA
107,45	-1,62	1266,2	IGR	39	5,50	27,29	NA	NA	NA
107,55	-1,78	1267,3	IGR	39	4,44	25,20	NA	NA	NA
107,65	-1,74	1268,4	IGR	39	4,99	26,34	NA	NA	NA
107,75	-1,41	1269,5	IGR	39	7,13	29,83	NA	NA	NA
107,85	-1,62	1270,6	IGR	39	NA	NA	4,91	26,17	-1,22
107,95	-1,54	1271,7	IGR	39	4,33	24,96	NA	NA	NA
108,05	-1,65	1272,8	IGR	39	5,45	27,20	NA	NA	NA
108,15	-1,51	1273,8	IGR	39	4,75	25,84	NA	NA	NA
108,25	-1,29	1274,9	IGR	39	5,14	26,63	NA	NA	NA
108,35	-1,42	1276,0	IGR	39	5,59	27,45	NA	NA	NA
108,55	-1,71	1278,2	IGR	39	4,65	25,65	NA	NA	NA
108,65	-1,72	1279,3	IGR	39	5,36	27,04	5,25	26,84	0,20
108,75	-1,63	1280,4	IGR	39	5,19	26,73	NA	NA	NA
108,85	-1,77	1281,5	IGR	39	5,04	26,44	NA	NA	NA
108,95	-1,81	1282,6	IGR	39	4,96	26,27	NA	NA	NA
109,15	-1,96	1284,8	IGR	39	4,86	26,08	NA	NA	NA
109,25	-1,81	1285,9	IGR	39	5,04	26,44	NA	NA	NA
109,35	-1,48	1287,0	GR	40	NA	NA	6,00	28,15	-2,06
109,45	-1,60	1288,1	GR	40	4,86	26,08	NA	NA	NA
109,55	-1,59	1289,2	GR	40	5,43	27,16	NA	NA	NA
109,65	-1,04	1290,3	GR	40	5,40	27,10	NA	NA	NA
111,25	-1,08	1292,3	GR	40	5,56	27,39	NA	NA	NA
111,55	-1,02	1292,5	GR	40	6,78	29,35	4,92	26,19	3,16
112,33	-1,15	1298,3	GR	40	5,05	26,45	5,19	26,72	-0,27
112,43	-1,49	1299,5	GR	40	4,43	25,17	NA	NA	NA
112,7	-1,33	1302,4	GR	40	5,03	26,42	NA	NA	NA
112,73	-1,35	1302,8	GR	40	4,71	25,77	NA	NA	NA
112,83	-1,39	1303,9	IGR	41	5,20	26,74	6,01	28,16	-1,42
113,03	-1,60	1306,1	IGR	41	4,77	25,90	5,02	26,39	-0,49
113,15	-1,53	1307,4	IGR	41	4,73	25,82	NA	NA	NA
113,45	-1,38	1310,7	IGR	41	4,81	25,99	NA	NA	NA
113,65	-1,47	1312,9	IGR	41	4,82	25,99	4,97	26,30	-0,31
115,25	-1,06	1332,7	GR	42	5,73	27,69	4,98	26,31	1,38
115,55	-1,15	1336,9	GR	42	4,56	25,45	NA	NA	NA
115,65	-0,92	1338,3	GR	42	4,46	25,25	NA	NA	NA
115,75	-0,89	1339,7	GR	42	6,71	29,23	NA	NA	NA

Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) et des mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss et sl (mmol/mol), converties en température (°C) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B.

115,8	-1,12	1340,4	GR	42	4,53	25,39	4,58	25,51	-0,12
116,15	-1,06	1345,3	GR	42	4,58	25,49	NA	NA	NA
116,37	-1,07	1348,4	IGR	43	5,20	26,73	NA	NA	NA
116,55	-1,35	1350,2	IGR	43	4,21	24,68	NA	NA	NA
116,65	-1,09	1351,0	IGR	43	4,20	24,65	4,44	25,18	-0,54
116,75	-1,37	1351,7	IGR	43	5,30	26,93	NA	NA	NA
116,85	-1,30	1352,5	IGR	43	4,74	25,83	NA	NA	NA
117,25	-1,32	1355,6	IGR	43	4,41	25,12	NA	NA	NA
117,65	-1,27	1358,7	IGR	43	5,52	27,33	4,46	25,24	2,09
117,75	-1,65	1359,4	IGR	43	6,08	28,28	NA	NA	NA
118,06	-1,16	1361,8	IGR	43	4,60	25,54	NA	NA	NA
118,15	-1,31	1362,5	GR	44	4,61	25,57	4,78	25,92	-0,35
118,25	-1,33	1363,3	GR	44	4,66	25,67	NA	NA	NA
118,35	-1,25	1364,1	GR	44	4,97	26,30	NA	NA	NA
118,45	-1,39	1364,8	GR	44	4,66	25,66	5,14	26,63	-0,97
118,57	-1,25	1365,8	GR	44	4,72	25,80	NA	NA	NA
118,66	-1,36	1366,4	GR	44	4,54	25,41	NA	NA	NA
118,77	-1,71	1367,3	GR	44	4,91	26,18	NA	NA	NA
118,95	-1,21	1368,7	GR	44	5,08	26,50	5,13	26,60	-0,10
119,05	-1,35	1369,4	GR	44	4,84	26,03	NA	NA	NA
119,36	-1,33	1371,8	GR	44	4,24	24,75	5,82	27,85	-3,10
119,45	-1,60	1372,5	GR	44	4,74	25,84	NA	NA	NA
119,55	-1,36	1373,3	GR	44	4,59	25,51	NA	NA	NA
119,65	-1,69	1374,1	GR	44	4,50	25,32	4,91	26,19	-0,87
119,75	-1,45	1374,8	GR	44	4,75	25,85	NA	NA	NA
119,96	-1,46	1376,4	GR	44	5,03	26,40	NA	NA	NA
120,05	-1,52	1377,1	GR	44	4,50	25,32	NA	NA	NA
120,35	-1,27	1379,4	GR	44	5,04	26,43	5,95	28,07	-1,64
120,7	-1,01	1382,1	GR	44	5,59	27,46	NA	NA	NA
120,78	-1,29	1382,8	GR	44	5,70	27,65	NA	NA	NA
122,54	-1,02	1396,3	IGR	45	5,16	26,66	5,13	26,61	0,06
122,65	-1,20	1397,1	IGR	45	5,09	26,54	NA	NA	NA
122,75	-1,14	1397,9	IGR	45	4,57	25,47	NA	NA	NA
122,84	-1,02	1398,6	IGR	45	4,86	26,08	NA	NA	NA
122,95	-1,05	1399,5	IGR	45	4,89	26,14	NA	NA	NA
123,05	-1,34	1400,2	IGR	45	4,93	26,22	NA	NA	NA
123,15	-1,53	1401,0	IGR	45	5,02	26,39	5,47	27,24	-0,85
123,35	-1,22	1402,5	IGR	45	4,85	26,05	NA	NA	NA
123,55	-1,24	1404,1	IGR	45	4,92	26,20	NA	NA	NA
123,75	-1,22	1405,6	GR	46	4,34	24,96	NA	NA	NA
123,88	-1,31	1406,6	GR	46	5,00	26,36	NA	NA	NA
123,92	-1,26	1406,9	GR	46	4,73	25,81	5,36	27,03	-1,22
124,05	-1,04	1407,9	GR	46	4,63	25,59	NA	NA	NA
124,19	-1,31	1409,0	GR	46	4,39	25,08	NA	NA	NA
124,25	-1,43	1409,5	GR	46	5,03	26,42	5,80	27,81	-1,39
124,35	-1,46	1410,2	GR	46	4,68	25,71	NA	NA	NA
124,65	-1,37	1412,5	GR	46	4,29	24,86	NA	NA	NA
124,73	-1,27	1413,2	GR	46	4,46	25,24	4,84	26,04	-0,80
124,85	-1,13	1414,1	GR	46	4,64	25,63	NA	NA	NA
124,94	-1,39	1414,8	GR	46	4,78	25,91	NA	NA	NA
125,05	-1,34	1415,6	GR	46	5,49	27,28	6,32	28,65	-1,37
125,17	-1,42	1416,5	GR	46	4,31	24,90	NA	NA	NA
125,35	-1,53	1417,9	GR	46	4,77	25,89	NA	NA	NA
125,45	-1,57	1418,7	GR	46	4,45	25,21	4,47	25,26	-0,05
125,65	-1,72	1420,2	GR	46	5,61	27,49	NA	NA	NA
125,75	-1,46	1421,0	GR	46	4,28	24,83	NA	NA	NA
125,85	-1,86	1421,8	GR	46	4,59	25,51	5,03	26,42	-0,91

Annexe 11 : Tableau des mesures des isotopes de l'oxygène (‰) et des mesures Mg/Ca sur *G. ruber* ss et sl (mmol/mol), converties en température (°C) en fonction de la profondeur et du modèle d'âge de la carotte ODP823B.

125,96	-1,68	1422,6	GR	46	4,53	25,39	NA	NA	NA
126,05	-1,76	1423,3	GR	46	5,34	27,00	NA	NA	NA
126,18	-1,82	1424,3	IGR	47	4,55	25,42	NA	NA	NA
126,25	-1,96	1424,8	IGR	47	4,98	26,32	5,66	27,57	-1,26
126,35	-1,90	1425,6	IGR	47	4,84	26,03	NA	NA	NA
126,45	-1,78	1426,4	IGR	47	5,03	26,42	NA	NA	NA
126,65	-1,72	1427,9	IGR	47	5,04	26,44	NA	NA	NA
126,76	-1,81	1428,8	IGR	47	5,16	26,67	6,00	28,15	-1,48
126,85	-1,90	1429,5	IGR	47	5,41	27,14	NA	NA	NA
126,95	-1,77	1430,2	IGR	47	5,20	26,73	5,58	27,42	-0,69
127,15	-1,75	1431,8	IGR	47	5,37	27,05	NA	NA	NA
127,25	-1,75	1432,5	IGR	47	5,16	26,67	NA	NA	NA
127,45	-1,83	1434,1	IGR	47	5,14	26,63	NA	NA	NA
127,65	-1,85	1435,6	IGR	47	5,96	28,08	NA	NA	NA
127,85	-1,75	1437,2	IGR	47	5,47	27,24	5,80	27,81	-0,57
128,05	-1,65	1438,7	IGR	47	5,39	27,09	NA	NA	NA
128,15	-1,68	1439,5	IGR	47	5,02	26,40	NA	NA	NA
128,25	-1,46	1440,2	IGR	47	4,84	26,04	5,66	27,58	-1,53
128,36	-1,58	1441,1	IGR	47	5,35	27,02	NA	NA	NA
128,45	-1,61	1441,8	IGR	47	5,43	27,17	5,96	28,07	-0,90
128,53	-1,41	1442,4	IGR	47	5,29	26,91	NA	NA	NA
128,65	-1,68	1443,3	IGR	47	5,04	26,43	NA	NA	NA
128,78	-1,41	1444,3	IGR	47	5,10	26,56	NA	NA	NA
128,88	-1,88	1445,1	IGR	47	5,67	27,59	6,30	28,62	-1,02
129,05	-1,87	1446,4	IGR	47	5,13	26,61	NA	NA	NA
129,25	-1,62	1447,9	IGR	47	4,95	26,26	5,28	26,90	-0,64
129,35	-1,68	1448,7	IGR	47	4,89	26,13	NA	NA	NA
129,45	-1,65	1449,5	IGR	47	4,86	26,08	NA	NA	NA
129,55	-1,50	1450,2	IGR	47	4,66	25,66	NA	NA	NA
129,65	-1,58	1451,0	IGR	47	4,85	26,06	4,86	26,08	-0,02
129,75	-1,30	1451,8	IGR	47	4,72	25,79	NA	NA	NA
129,78	-1,40	1452,0	GR	48	4,75	25,85	NA	NA	NA
129,85	-1,66	1452,6	GR	48	5,06	26,48	NA	NA	NA
129,98	-1,40	1453,6	GR	48	5,53	27,35	4,95	26,26	1,09
130,17	-1,30	1455,0	GR	48	4,51	25,35	NA	NA	NA
130,35	-1,32	1456,4	GR	48	4,67	25,69	5,16	26,66	-0,97
130,55	-1,24	1457,9	GR	48	5,28	26,89	NA	NA	NA
130,68	-1,55	1458,9	GR	48	4,38	25,06	NA	NA	NA
130,75	-1,23	1459,5	GR	48	4,78	25,92	4,42	25,14	0,78
130,85	-1,15	1461,0	GR	48	5,49	27,27	NA	NA	NA
131,05	-1,30	1461,8	GR	48	4,79	25,94	NA	NA	NA
131,45	-1,25	1464,9	GR	48	5,18	26,70	4,48	25,28	1,42
131,55	-1,54	1465,6	GR	48	4,99	26,34	NA	NA	NA
131,65	-1,29	1466,4	GR	48	4,78	25,91	NA	NA	NA
131,75	-1,74	1467,2	GR	48	4,95	26,26	NA	NA	NA
131,82	-1,78	1467,7	GR	48	4,77	25,90	NA	NA	NA



Travaux associées



Geochemistry, Geophysics, Geosystems

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2017GC007335

Reef Carbonate Productivity During Quaternary Sea Level Oscillations

L. Husson¹ , A.-M. Pastier², K. Pedoja³, M. Elliot⁴, D. Paillard⁵ , C. Authemayou⁶ , A.-C. Sarr^{1,5}, A. Schmitt⁴, and S. Y. Cahyarini⁷

Key Points:

- Probabilistic evaluation of reef carbonate production
- Reef productivity primarily dictated by glacial cycles, uplift, and subsidence
- Quaternary coral reefs modulate the chemical budget of oceans and atmosphere

¹ISTerre, CNRS, Université Grenoble Alpes, Grenoble, France, ²Géosciences Rennes, CNRS, Université Rennes-1, Rennes, France, ³M2C Caen, CNRS, Université de Caen, Caen, France, ⁴LPG Nantes, CNRS, Université Nantes, Nantes, France, ⁵LSCE, CNRS, CEA, Gif-sur-Yvette, France, ⁶LGO, CNRS, IUEM, Université de Brest, Plouzané, France, ⁷Research Center for Geotechnology, Indonesian Institute of Sciences, LIPI, Bandung, Indonesia

Abstract: Global variations in reef productivity during the Quaternary depend on external parameters that may alter the global chemical balance in the oceans and atmosphere. We designed a numerical model that simulates reef growth, erosion, and sedimentation on coastlines undergoing sea level oscillations, and uplift or subsidence. We further develop a probabilistic evaluation that accounts for variable vertical ground motion, erosion, and foundation morphologies. Absolute sea level change appears primordial, as productivity must have increased by an order of magnitude since the onset of the glacial cycles, ~2.6 Ma. But most important is relative sea level change, i.e., eustasy modulated by uplift or subsidence, that rejuvenates the accommodation space and exposes pristine domains of the shore to active reefs at each cycle. Integrated over the long-term, vertical land motion sets the pace of reef growth: productivity in tectonically unstable domains is thus expected to be up to 10 times higher than in stable regions, if any. We quantify the global length of reef coasts and the probability density functions for slopes and uplift rates. Productivity waxes during transgressions to reach 2–8 Gt CaCO₃/yr and wanes during highstands, which may contribute to increase atmospheric *p*CO₂ by several tens of ppm during deglaciations. Over the last 1.5 Ma, reefs precipitated ~0.8 × 10⁶ Gt CaCO₃ (~500 × 10³ km³), the equivalent of a 1 m-thick layer spread over the entire surface of the Earth. This production modulates the calcium budget, for it represents some 30 % of the modern.

Key Points:

- Probabilistic evaluation of reef carbonate production
- Reef productivity primarily dictated by glacial cycles, uplift, and subsidence
- Quaternary coral reefs modulate the chemical budget of oceans and atmosphere

Contour current imprints and contourite drifts in the Bahamian Archipelago

Journal:	<i>Sedimentology</i>
Manuscript ID:	SED-2018-TP-091
Manuscript Type:	Themed Issue Paper
Date Submitted by the Author:	17-Apr-2018
Complete List of Authors:	Mulder, Thierry; Université de Bordeaux Département Sciences et Technologies, UMR5805-EPOC / OASU Ducassou, Emmanuelle; Université de Bordeaux Département Sciences et Technologies, UMR5805-EPOC / OASU Hanquiez, Vincent Principaud, Mélanie; Université de Bordeaux, UMR 5805 EPOC Fauquembergue, Kelly; Université de Bordeaux Département Sciences et Technologies, UMR5805-EPOC / OASU Tournadour, Elsa; Université de Bordeaux Département Sciences et Technologies, UMR5805-EPOC / OASU Chabaud, Ludivine; Reijmer, John; King Fahd University of Petroleum and Minerals, College of Petroleum Engineering and Geosciences Recouvreur, Audrey; Université de Bordeaux Département Sciences et Technologies, UMR5805-EPOC / OASU Gillet, Hervé; Université de Bordeaux Département Sciences et Technologies, UMR5805-EPOC / OASU Borgomano, Jean; Aix-Marseille University, CEREGE: Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement Schmitt, Anaïs; Université de Nantes Sciences et techniques
Keywords:	Bahamas, Contourites, drift, erosion structures, carbonate

Abstract: New dataset collected along Little Bahama Bank and Great Bahama Bank slopes and in the abyssal plain of the Blake Bahama Escarpment allow to provide new acoustic and core data about contour-current related structures and associated deposits.

The Bahamian slope shows numerous evidence of current activity along the seafloor. Most of them result from the interaction between sediment transported through surface currents and sediment redeposition by deep-water currents. Erosion features and contourite drifts are either related to surface current or to deep currents. At seismic scale, large erosion surface previously recognized and main period of drift growth result of current acceleration related to geodynamics reorganization. The carbonate nature of the drift does not impact the drift morphology at the resolution of our study. The recognized contourite sequence show a bigradational trend that resembles to those observed in the classical contourite sequence defined in siliciclastic deposits with a direct relationship with the change in current velocity along the seafloor. LBB and GBB deposits contain slope-derived debris during glacials and periplatform ooze during interglacial. In all case, the drift composition depends on the seafloor topography surrounding drift location and type of supply, neighboring carbonate particles coming from either the slope or 24 the platform for slope and toe-of-slope drifts, distant siliciclastic supply for very deep contourites. However, the carbonate contourite sequences are thinner than in siliciclastic environment because of the lesser sediment supply. In addition, the sedimentation rate and the nature of the contourite are directly related to the sea-level changes as the carbonate factory is only active during highstands with a flooding of the carbonate platform.

International Ocean Discovery Program
Expedition 363 Preliminary Report
Western Pacific Warm Pool
Neogene and Quaternary records of Western Pacific Warm
Pool paleoceanography
6 October–8 December 2016

Yair Rosenthal, Ann E. Holbourn, Denise K. Kulhanek, and the Expedition 363 Scientists

Abstract: International Ocean Discovery Program Expedition 363 sought to document the regional expression and driving mechanisms of climate variability (e.g., temperature, precipitation, and productivity) in the Western Pacific Warm Pool (WPWP) as it relates to the evolution of Neogene climate on millennial, orbital, and geological timescales. To achieve our objectives, we selected sites with wide geographical distribution and variable oceanographic and depositional settings. Nine sites were cored during Expedition 363, recovering a total of 6956 m of sediment in 875–3421 m water depth with an average recovery of 101.3% during 39.6 days of on-site operations. Two sites are located off northwestern Australia at the southern extent of the WPWP and span the late Miocene to present. Seven sites are situated at the heart of the WPWP, including two sites on the northern margin of Papua New Guinea (PNG) with very high sedimentation rates spanning the past ~450 ky, two sites in the Manus Basin north of PNG with moderate sedimentation rates recovering upper Pliocene to present sequences, and three low sedimentation rate sites on the southern and northern parts of the Eauripik Rise spanning the early Miocene to present. The wide spatial distribution of the cores, variable accumulation rates, exceptional biostratigraphic and paleomagnetic age constraints, and mostly excellent foraminifer preservation will allow us to trace the evolution of the WPWP through the Neogene at different temporal resolutions, meeting the primary objectives of Expedition 363. Specifically, the high sedimentation-rate cores off PNG will allow us to better constrain mechanisms influencing millennial-scale variability in the WPWP, their links to high-latitude climate variability, and implications for temperature and precipitation variations in this region under variable climate conditions. Furthermore, these high accumulation rates offer the opportunity to study climate variability during previous warm periods at a resolution similar to existing studies of the Holocene. With excellent recovery, Expedition 363 sites are suitable for detailed paleoceanographic reconstructions at orbital and suborbital resolution from the middle Miocene to Pleistocene, and thus will be used to refine the astronomical tuning, magneto-, isotope, and biostratigraphy of hitherto poorly constrained intervals within the Neogene timescale (e.g., the late Miocene) and to reconstruct the history of the East Asian and Australian monsoon and the Indonesian Throughflow on orbital and tectonic timescales. Results from high-resolution interstitial water sampling at selected sites will be used to reconstruct density profiles of the western equatorial Pacific deep water during the Last Glacial Maximum. Additional geochemical analyses of interstitial water samples in this tectonically active region will be used to investigate volcanogenic mineral and carbonate weathering and their possible implications for the evolution of Neogene climate.

<http://publications.iodp.org/proceedings/363/363title.html>

Titre : Histoire de l'expansion des récifs barrières du Sud-ouest Pacifique au cours des derniers 1.5 Ma : lien entre la production carbonatée, les dépôts de turbidites et les changements environnementaux

Mots clés : Pacifique Sud-Ouest, Quaternaire, Barrière Récifale, Turbidites, Paléotempérature

Résumé : Un enregistrement sédimentaire de la marge est de l'Australie au large de la Grande Barrière est étudié pour mieux comprendre la dynamique des marges mixtes du Pacifique Sud Ouest en lien avec l'expansion des récifs barrières, au cours du Pléistocène. Des variations significatives sont observées dans la nature et la fréquence des dépôts turbiditiques au cours des derniers 1.5 Ma. Ces variations sont interprétées comme étant liées à l'expansion du récif barrière autour de 400-500 ka. La comparaison avec un enregistrement sédimentaire au large du récif barrière de Nouvelle Calédonie montre une tendance similaire. Ces résultats mettent en évidence un mécanisme commun à la mise en place des récifs barrières dans la région SO Pacifique. Les liens entre la production carbonatée et les changements

environnementaux sont abordés par l'étude du rapport Mg/Ca mesuré sur des foraminifères planctoniques, dans l'objectif de reconstruire des paléotempératures des eaux de surface. Une méthode d'analyse sur foraminifère unique a été également établie, afin d'estimer la gamme de température sur une période donnée. Les mesures ont été conduites sur deux morphotypes de *G. ruber* connus pour calcifier à des profondeurs différentes. Les températures moyennes et la saisonnalité ne semblent pas être les facteurs de contrôle prédominants pour expliquer l'expansion de la barrière dans la région. L'évolution verticale des températures au cours des derniers 1.5 Ma, au large de la Grande Barrière et de la Nouvelle Calédonie, semble être associée à des changements de l'hydrodynamisme de la mer de Corail.

Title : History of the Barrier reefs growth of the south west Pacific overs last 1.5 Ma : link between carbonate production, turbidites deposits and global environmental changes

Keywords : Pacific SW, Quaternary, Barrier Reef, Turbidites, Paleotemperature

Abstract : Sedimentary record from Australia eastern margin offshore the Great Reef Barrier Reef is used to better understand the dynamics of mixed margins of the Southwest Pacific, in relation to Barrier reef expansion during the Pleistocene. Significant variations are observed in the nature and frequency of the turbidites deposits in the deep sedimentary record, over the last 1.5 Ma. These variations are associated with the barrier reef expansion around 400-500 ka. Comparison with a similar sedimentary record located offshore New Caledonia show similar and nearly synchronous trend, highlights a potential common mechanism for the barrier reefs expansion in the SW Pacific region. This study further explores links

between carbonate production and environmental changes which are addressed by the study of the ratio Mg/Ca in surface dwelling planktic foraminifera, a proxy for sea surface temperatures reconstruction. Single foraminifera analysis were also measured to quantify the range of temperature for a given period. Measurements were performed on two *G. ruber* morphotypes known to calcify at different depths. Mean temperatures and seasonality do not appear to be the main control factor of the barrier expansion in the region. The vertical trend of temperatures over the last 1.5 Ma, offshore the Great Barrier Reef and New Caledonia, seems to be associated with hydrodynamic changes of the Coral Sea.