

AIX-MARSEILLE UNIVERSITÉ
CEREGE

**Production atmosphérique du nucléide cosmogénique ^{10}Be
et variations de l'intensité du champ magnétique terrestre
au cours des derniers 800 000 ans.**

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université d'Aix-Marseille
Faculté des Sciences et Techniques

Discipline : Géosciences de l'Environnement

Présentée et soutenue publiquement par

Lucie Ménabréaz

Le 7 Septembre 2012

Les directeurs de thèse
Nicolas THOUVENY et Didier BOURLÈS

Ecole doctorale : Sciences de l'Environnement

JURY :

Dr. Jean-Pierre VALET, IPGP, Paris
Pr. Martin FRANK, IFM-GEOMAR, Germany
Pr. Tibor DUNAI, University of Cologne, Germany
Dr. Julien CARCAILLET, IST, Grenoble
Pr. Nicolas THOUVENY, CEREGE, Aix-en-Provence
Pr. Didier BOURLÈS, CEREGE, Aix-en-Provence

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur
Co-Directeur

ANNÉE : 2012

Table des matières

| | |
|---|-----------|
| Table des matières..... | 1 |
| Introduction..... | 7 |
| 1. Champ magnétique terrestre et production de ^{10}Be dans l'atmosphère..... | 15 |
| 1.1 Généralités sur le champ magnétique terrestre..... | 16 |
| 1.1.1 Le champ magnétique terrestre actuel et historique..... | 18 |
| a. Morphologie du champ actuel..... | 18 |
| b. Origine du champ magnétique terrestre..... | 22 |
| 1.1.2 Variations temporelles du champ, de la variation séculaire au changement de polarité..... | 23 |
| a. La variation séculaire..... | 24 |
| b. Inversions et excursions..... | 25 |
| c. Variations du moment dipolaire à long terme..... | 28 |
| 1.2 Théorie et principes de la production du nucléide cosmogénique ^{10}Be dans l'atmosphère..... | 33 |
| 1.2.1 Le rayonnement cosmique primaire..... | 33 |
| 1.2.2 Effets du champ magnétique terrestre sur le rayonnement cosmique : la coupure géomagnétique..... | 34 |
| 1.2.3 Production du ^{10}Be atmosphérique par spallation..... | 36 |
| 1.2.4 Variations temporelles des taux de production..... | 40 |
| 2. Méthodologie..... | 53 |
| 2.1 Utilisation du $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique et du $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ dans les sédiments marins comme proxy les taux de production de ^{10}Be dans l'atmosphère..... | 53 |
| 2.2 Echantillonnage et préparation physique..... | 56 |
| 2.3 Détermination du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique des échantillons..... | 57 |
| 2.3.1 Préparation des échantillons..... | 57 |
| 2.3.2 Mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par spectrométrie de masse par accélérateur..... | 63 |
| 2.3.3 Calcul des concentrations en ^{10}Be à partir du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré..... | 70 |
| 2.3.4 Mesure du ^9Be authigénique par spectrophotométrie d'absorption atomique..... | 71 |
| 2.3.5 Calcul des concentrations en ^9Be authigénique..... | 79 |
| 2.3.6 Calcul des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques..... | 79 |
| 2.3.7 Mesures répliquées..... | 80 |
| 2.4 Détermination du Thorium-230 en excès..... | 81 |
| 2.4.1 Préparation des échantillons : Extraction et purification des isotopes de l'U et du Th sur colonnes..... | 81 |
| 2.4.2 Mesure par spectrométrie de masse à thermo-ionisation (TIMS)..... | 84 |
| 2.4.3 Calcul de l'activité du $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ à partir des rapports d'activité mesurés..... | 87 |
| 2.4.4 Calculs des flux verticaux de ^{10}Be | 90 |
| Résumé des Chapitres 3 et 4..... | 95 |

| | |
|---|------------|
| 3. The Laschamp geomagnetic dipole low expressed as a cosmogenic ¹⁰Be atmospheric overproduction at ~41 ka..... | 103 |
| 3.1 Introduction | 105 |
| 3.2 Material and methods | 107 |
| 3.2.1 Coring site and sediment description | 107 |
| 3.2.2 Paleomagnetic record and sampling strategy | 109 |
| 3.2.3 Analytical techniques | 109 |
| 3.2.4 Using authigenic ¹⁰ Be/ ⁹ Be and ²³⁰ Th _{xs} -normalized ¹⁰ Be fluxes as tracers of geomagnetic moment variations..... | 113 |
| 3.3 Results | 115 |
| 3.3.1 The authigenic ¹⁰ Be/ ⁹ Be ratios and RPI on the same sequence | 115 |
| 3.3.2 Chronostratigraphy | 117 |
| 3.3.3 ¹⁰ Be deposition rates (excess ²³⁰ Th-normalized ¹⁰ Be fluxes) | 120 |
| 3.4 Discussion | 122 |
| 3.4.1 Identification of the Laschamp dipole low and chronological implications..... | 122 |
| 3.4.2 Significance of the ¹⁰ Be/ ⁹ Be record..... | 124 |
| 3.4.3 Reconstruction of the geomagnetic dipole moment variations from the ¹⁰ Be/ ⁹ Be ratios | 127 |
| 3.5 Conclusion | 130 |
| | |
| 4. Amplitude and timing of the Laschamp geomagnetic dipole low from the global atmospheric ¹⁰Be overproduction : contribution of authigenic ¹⁰Be/⁹Be ratios in West Equatorial Pacific sediments..... | 135 |
| 4.1. Introduction | 136 |
| 4.2 Environmental setting and sediment description of core MD05-2920 | 139 |
| 4.3 Methodology..... | 141 |
| 4.3.1 Transport correction..... | 141 |
| 4.3.2 Paleomagnetic study and determination of the Be isotope sampling strategy | 142 |
| 4.3.3 Sample preparation and Be isotopes extraction | 144 |
| 4.3.4 Measurements..... | 144 |
| 4.4 The authigenic ¹⁰Be/⁹Be record..... | 146 |
| 4.5 Age Model | 148 |
| 4.6 Discussion | 149 |
| 4.6.1 Comparison with the Laschamp ¹⁰ Be atmospheric overproduction records at mid and high latitudes | 149 |
| 4.6.2 A marine stacked record of the ¹⁰ Be production rates | 151 |
| 4.6.3 Construction of a ¹⁰ Be-derived dipole moment record | 153 |
| 4.6.4 Geomagnetic implications..... | 156 |
| 4.8 Conclusion..... | 158 |
| | |
| 5. Les taux de production de ¹⁰Be à l'équateur au début de l'époque Brunhes (300-800 ka) : apports de la signature ¹⁰Be/⁹Be authigénique de sédiments marins (Golfe de Papouasie) à la reconstruction de la succession des baisses du moment dipolaire..... | 163 |
| 5.1 Introduction | 164 |
| 5.2 Le site de la carotte MD05-2930..... | 165 |
| 5.3 Echantillonnage pour la procédure d'extraction chimique des isotopes du Béryllium | 167 |
| 5.4 Variabilité du rapport ¹⁰Be/⁹Be authigénique et relations avec la RPI sur la même séquence | 167 |
| 5.5 Chronostratigraphie de la séquence MD05-2930..... | 180 |

| | |
|--|------------|
| 5.6 Discussion | 182 |
| 5.7. Conclusion..... | 196 |
| | |
| Conclusion et perspectives..... | 201 |
| | |
| Annexes..... | 225 |
| | |
| Bibliographie | 261 |

Introduction

Reconstituer précisément l'histoire du champ à l'échelle des derniers millions d'années est l'une des clés permettant d'approcher la dynamique du champ magnétique terrestre. Cette histoire est ponctuée de périodes d'instabilités, telles que les inversions de polarité ou les excursions qui se produisent lorsque le moment dipolaire a quasiment disparu pour des durées de l'ordre de plusieurs millénaires. Les enjeux scientifiques sont majeurs car les implications sont multiples. Certaines sont fondamentales, par exemple pour une meilleure connaissance de la dynamique interne des planètes ; d'autres sont d'une haute importance pour l'avenir de l'humanité car la magnétosphère, entretenue par la géodynamo, protège la surface terrestre et la biosphère contre les rayonnements cosmiques mutagènes ou létaux : à quel terme pourra se produire la prochaine disparition du champ dipolaire et quel pourra être son effet?

Bien que ces dernières décennies aient été marquées par de considérables avancées, notamment dans le domaine de la modélisation numérique et expérimentale, les mécanismes internes qui en sont à l'origine sont encore très mal contraints.

Depuis plusieurs décennies des études paléomagnétiques de sédiments marins ont permis de restituer des séries de variations relatives de la paléointensité du champ, et de les comparer avec des séries paléointensités absolues mesurées sur des roches volcaniques. Un consensus émerge donc sur la possibilité de reconstruire et calibrer, avec une précision et une continuité raisonnables, mais les variations d'intensité du champ géomagnétique. Néanmoins, la compréhension des processus physiques d'acquisition de la rémanence par les sédiments et les laves du plancher océanique n'est pas encore parfaite, ce qui nécessite la contribution d'autres méthodes. En effet, dans les sédiments, les enregistrements paléomagnétiques sont affectés par des biais liés à aux hétérogénéités sédimentaires induites par les changements

environnementaux. La comparaison des courbes compilées de la paléointensité relative et des courbes d'anomalies d'aimantation du plancher océanique du Sud-Est Pacifique révèle certes de nombreuses similitudes, mais aussi des différences d'amplitude et de chronologie.

Le débat actuel autour de ces résultats révèle l'intérêt de reconstruire les variations d'intensité du champ dipolaire par une approche indépendante du paléomagnétisme, qui présente de plus l'avantage d'intégrer par ses processus un signal à l'échelle globale : celui de la magnétosphère.

Les processus physiques qui modulent les taux de production des nucléides cosmogéniques, issus d'interactions avec le rayonnement cosmique, dépendent au premier ordre des variations du moment dipolaire. Le nucléide cosmogénique Béryllium-10 (^{10}Be) est produit dans la haute atmosphère par spallation entre les particules du rayonnement cosmique et l'oxygène et l'azote atmosphériques. En raison de sa forte réactivité, l'étude des variations du flux de ^{10}Be dans les archives naturelles devrait permettre d'en dériver la modulation du moment géomagnétique dipolaire. Cette approche géochimique a été rendue possible par le développement dans les années 1980 puis l'amélioration de la technique de Spectrométrie de Masse par Accélérateur (AMS) qui a permis la mesure de très faibles concentrations en nucléides cosmogéniques longue durée (tels que le Béryllium-10, le Carbone-14 ou le Chlore-36) dans les dépôts sédimentaires superficiels (ou encore dans les minéraux de roches exposées à la surface), et a marqué le début de rapides progrès dans le domaine des nucléides cosmogéniques appliqués aux Géosciences.

Ce travail de thèse de doctorat a pour but de contribuer à la restitution des variations des taux de production atmosphérique de ^{10}Be enregistrées dans les archives sédimentaires marines, pour reconstruire les variations du moment dipolaire depuis la dernière inversion de polarité (Brunhes/Matuyama, ~780 000 ans BP) et plus particulièrement les réductions en dessous d'un niveau critique qui semblent être initiatrices des excursions et des inversions. Les résultats obtenus seront comparés aux reconstructions paléomagnétiques qui documentent les variations du moment dipolaire et les anomalies directionnelles du vecteur champ (excursions) étudiées par les paléomagnéticiens sur les mêmes carottes sédimentaires et ou sur la même série chronologique (0-800 000 ans). Ils seront aussi comparés aux enregistrements des taux de production atmosphérique de ^{10}Be obtenus dans des archives (sédiments et glaces) d'autres régions.

Les résultats de cette recherche devraient contribuer aux questions suivantes:

- La série d'événements de surproduction de nucléides cosmogéniques est-elle compatible avec la série des chutes de moment dipolaire fournie par le paléomagnétisme ?
- Chaque baisse du moment dipolaire est-elle associée à une surproduction, ou bien existe-il des effets de seuil ?
- Les phases de surproduction sont-elles enregistrées en phase avec les baisses de paléointensité et sont-elles synchronisées avec les excursions de l'époque Brunhes (depuis 780 ka)?
- Enfin, que peut-on déduire de ces résultats sur le caractère global de telle ou telle excursion et *in fine* sur les gammes de fréquence de ces événements. Cet aspect permettra de commencer à répondre à la question posée depuis plusieurs décennies : le champ magnétique terrestre est-il influencé par les paramètres orbitaux ?

Les résultats présentés dans ce manuscrit concernent trois séquences sédimentaires marines ayant des taux de sédimentation importants, et prélevées dans une région, située de l'équateur au-delà du tropique Nord (à 38°N) où la modulation géomagnétique est maximale : la carotte MD04-2811, prélevée sur la marge du Portugal (Atlantique nord-est), et les carottes MD05-2920 et MD05-2930 prélevées autour de la Papouasie-Nouvelle Guinée (Pacifique ouest équatorial). Les séquences étudiées des MD04-2811 et MD05-2920 couvrent l'intervalle 20-50 ka, alors que la séquence étudiée de la MD05-2930 couvre l'intervalle 265-800 ka. La variation des flux de ^{10}Be au sédiment est estimée par la mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de la fraction authigénique (adsorbée sur la matière particulaire en sédimentation dans la colonne d'eau) le long de ces trois séquences. Sur plusieurs échantillons de la séquence MD04-2811, cette méthode est conjointement appliquée à l'utilisation d'une normalisation des concentrations en ^{10}Be par un proxy de flux constant, le ^{230}Th en excès ($^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$, c'est à dire le ^{230}Th dont l'activité n'est pas supportée par la décroissance radioactive de l'Uranium sédimentaire). L'inter comparaison et l'évaluation croisée de ces deux méthodes déterminent la pertinence des résultats et fourni une estimation de l'erreur sur les signaux de production de ^{10}Be .

Ce manuscrit est organisé en 5 chapitres dont les deux premiers présentent :

- 1) les généralités sur le champ magnétique terrestre et les principes de la production du ^{10}Be et ses variations temporelles.
- 2) les méthodes de préparation chimique des échantillons, de mesures et de détermination des incertitudes analytiques.

Les résultats issus des analyses des trois séquences sédimentaires sont présentés en chapitres successifs.

Le **chapitre 3** présente un enregistrement de haute résolution du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique qui déchiffre la surproduction globale de ^{10}Be créée par la baisse du moment dipolaire associé à l'excursion Laschamp. Pour la première fois, la signature $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique est confirmée par une signature $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ sur les mêmes échantillons. La calibration de l'enregistrement de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (compilé avec de précédents résultats puis moyenné sur 1 ka) avec des valeurs absolues du moment dipolaire des derniers 50 ka, permet la caractérisation de la chute du dipôle lors de l'événement Laschamp. Ce chapitre est publié dans *L. Ménébréaz, N. Thouveny, D.L. Bourlès, P. Deschamps, B. Hamelin, F. Demory. The Laschamp geomagnetic dipole low expressed as a cosmogenic ^{10}Be atmospheric overproduction at ~41 ka. 2011. Earth and Planetary Science Letters 312 (2011) 305–317.*

Le **chapitre 4** présente un enregistrement qui constitue la première preuve fiable en $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique de la surproduction de ^{10}Be à basse latitude de l'événement Laschamp à ~41 ka. Les résultats obtenus confirment le synchronisme de la surproduction de ^{10}Be générée par la perte du dipôle pendant le Laschamp. Ils dénoncent l'absence d'une surproduction significative de ^{10}Be à l'âge de l'excursion Mono Lake (~34 ka). La calibration des enregistrements de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques de la marge du Portugal et du Pacifique ouest équatorial avec les valeurs absolues du moment dipolaire suivant la même stratégie que dans le chapitre 3, fourni une reconstruction indépendante des variations du moment dipolaire entre 20 et 50 ka. Ce chapitre, soumis à la revue *Journal of Geophysical Research* a fait l'objet d'un retour favorable, moyennant quelques révisions (en cours en Juin 2012).

Le **chapitre 5** s'intéresse aux deux premiers tiers de l'époque Brunhes. Hormis la limite Brunhes-Matuyama, pratiquement aucune donnée n'existe pour documenter les taux de

production de ^{10}Be dans l'atmosphère pendant cet intervalle de temps. L'étude de cette séquence permet de caractériser pour la première fois la succession des augmentations qui ponctuent l'évolution de la production de ^{10}Be dans l'atmosphère depuis 800ka jusqu'à 265 ka. Des maxima de production sont enregistrés à ~680 ka, ~620 ka, 600 ka, ~560 ka, ~540 ka, ~520ka, ~445-435 ka, ~410 ka, ~370ka, ~315 ka, et ~280 ka. Toutes ces augmentations peuvent être associées à des baisses de moment dipolaires documentées dans les enregistrements paléomagnétiques de référence. La traduction de cet enregistrement en termes de VDM absolus est tout à fait comparable avec les reconstructions globales basées sur les méthodes paléomagnétiques.

Chapitre 1

Champ magnétique terrestre et production de ^{10}Be dans l'atmosphère.

Ce chapitre résume les concepts et principes généraux qui sont à la base de la reconstruction des variations du moment géomagnétique dipolaire à l'échelle multi-millénaire par l'utilisation des taux de production atmosphérique de ^{10}Be . Il s'appuie sur des ouvrages de référence en géomagnétisme (Merrill et McElhinny, 1983 ; Kono *et al.*, 2009) et géochimie des isotopes cosmogéniques (Gosse et Philips, 2001), ainsi que sur un mémoire de thèse de doctorat (Carcaillet, 2003) et le chapitre cinq de l'ouvrage Géosciences de l'environnement (Nahon, *et al.*, dont Thouveny, 2008).

1.1 Généralités sur le champ magnétique terrestre.

Avant de rappeler quelques généralités sur le champ magnétique terrestre, il est intéressant de citer les étapes importantes de la formulation de notre compréhension du magnétisme terrestre. Ce que nous connaissons de l'acquisition de ce savoir au fil des siècles est fourni par les écrits conservés, principalement chinois et européens. La science du magnétisme est parmi les plus anciennes dont les premières traces écrites remontent au VI^{ème} siècle avant Jésus Christ.

La reconnaissance de la force attractive exercée par un aimant constitue le précurseur de cette science. La plus ancienne trace de l'observation des aimants naturels est attribuée au philosophe grec Thalès (624-546 avant J.C.) selon les écrits d'Aristote (384-332 avant J.C.) dans son œuvre *De Anima* : Aristote y fait allusion au fait que Thalès pensait que la magnétite possède une âme, par sa capacité à attirer vers elle des objets de fer, et engendrer un mouvement. Selon Pline l'Ancien elle tient son nom d'un certain Magnès qui remarqua sur le mont Ida (Crète) qu'elle était attirée par les clous de ses chaussures. Selon une autre version, elle a été découverte dans le gisement d'Héraclée de Magnésie (actuelle Thessalie, Grèce) et elle a été nommé « magnétite », pierre de Magnésie.

Nombreuses sont les références à cette force attractive de la magnétite dans les manuscrits grecs (e.g. Platon, Aristote, Démocrite, Lucrèce), suggérant que ce phénomène était bien connu des grecs anciens. Les chinois à la même époque travaillaient la magnétite et réalisaient des observations, mais de nombreux écrits de la littérature chinoise qui en témoignent sont plus récents : III^{ème} siècle avant J.C. pour le plus ancien, dans *Annales du Printemps et de l'Automne* de Maître Lü (« l'aimant appelle le fer à lui, ou l'attire »).

La reconnaissance de la propriété de l'aimant à s'aligner selon la direction Nord-Sud est évoquée plus tard. En 83 A.D., dans *Lun Hêng*, il est mentionné d'une « louche qui, jetée au sol, s'arrête et pointe le sud ». Cette phrase a été interprétée par Wang Chen to (1948) comme l'évocation d'une cuillère taillée dans un aimant naturel et posée sur une table de divination. Pour étayer cette hypothèse et montrer sa crédibilité, Wang construisit en 1948 un modèle de cet instrument nommé « gouverneur du Sud », et qui constitue probablement la forme la plus primitive connue de la boussole magnétique. La première mention de l'utilisation de l'aimant comme instrument d'orientation a été retrouvée dans un texte datant de l'an 1044, traitant des techniques militaires (*Wu Ching Tsung Yao*, édité par Tsêng Kung-Liang) : une feuille de fer

découpée en forme de poisson est chauffée au rouge puis placée (à l'aide de pinces en fer) puis refroidie dans dans une position alignée sur la direction Nord-Sud. C'est la première description avérée de la boussole magnétique. La boussole a ensuite été introduite en Europe, où la première référence à elle apparaît dans deux traités écrits en 1190 par le moine anglais A. Neckham qui y décrit l'utilisation pour la navigation, d'une aiguille aimantée indiquant le Nord. Contrairement aux Chinois dont la boussole pointait vers le sud, les Européens considéraient la boussole comme pointant vers le Nord, ce qui a eu une grande influence sur les théories de l'origine du magnétisme. En ce début de XIII^{ème} siècle, on pensait ainsi que l'aiguille de la boussole pointait en direction de l'étoile polaire, perçue comme immobile, ou bien que l'étoile polaire donnait sa vertu à des montagnes constituées de magnétite et présentes aux pôles. Le premier traité scientifique sur le magnétisme, *Epistola de magnete*, a été écrit en 1269 par Petrus Peregrinus de Maricourt). Il y décrit et discute des propriétés magnétiques des aimants et de leurs usages techniques. Dans la première partie, il définit le concept de polarité, il montre notamment la nature dipolaire de l'aimant, et détermine les forces entre deux pôles magnétiques. Dans la deuxième partie il décrit deux types de boussoles, l'une flottante, et l'autre pivotante. Ecrit en 1269 et malgré de nombreuses copies, ce texte n'a été publié qu'en 1558. Il possède une remarquable affinité avec les publications scientifiques modernes : Peregrinus ayant utilisé des données expérimentales à partir desquelles sont tirées des conclusions.

La reconnaissance de la variation de la déclinaison est attribuée à Christophe Colomb dont les marins, lors du premier voyage vers les Indes en 1492, ont remarqué que la déviation de la boussole par rapport à la direction de l'étoile polaire, changeait au cours du voyage vers l'ouest. En Europe, la première évocation d'une déviation de l'aiguille magnétique par rapport au plan horizontal est mentionnée dans un écrit de G. Hartman datant de 1544, mais retrouvé seulement en 1831. C'est donc à R. Norman, navigateur et fabricant d'instruments de navigation, que l'on doit la déclaration et la mesure de l'inclinaison magnétique (*The New Attractive*, 1581). Un nombre croissant de mesures de déclinaison et d'inclinaison a été réalisé notamment à bord des navires marchands ou d'exploration (l'utilité pratique des mesures magnétiques était reconnues pour leur importance dans la navigation), et de nombreux progrès ont été réalisés grâce à ces observations. Ainsi, G. Mercator, mathématicien et géographe, réalisa pour la première fois, en 1546, à partir d'observations de la déclinaison que le point indiqué par l'aiguille de la boussole devait être situé à la surface de la Terre. Le point culminant de cette période d'investigations fut la publication, en 1600, de l'ouvrage

scientifique de référence sur le magnétisme terrestre : *De Magnete...*, de William Gilbert qui en tant que médecin de la reine Elizabeth et expérimentateur fut le premier à assimiler la Terre à une sphère uniformément aimantée dont le champ est équivalent à celui d'un aimant droit. Il fut donc le premier à suggérer une origine interne.

La découverte par H. Gellibrand de la variation la déclinaison à Londres de 1580 à 1630 introduisit la notion de variation séculaire du champ magnétique. La première carte de déclinaison géomagnétique a été publiée en 1702 par E. Halley à la suite de deux voyages à but purement scientifique, dans les océans Arctique et Antarctique en 1698 et 1700. La première carte d'inclinaison fut publiée en 1768 par J. C. Wilcke. Quant à l'intensité (norme du vecteur), elle a été déterminée d'après les travaux de Gauss (1832) qui a mesuré le nombre d'oscillations d'un aimant suspendu à un fil. A cette même époque, Gauss et Humboldt organisèrent l'Union du Géomagnétisme de Göttingen, qui réunit près de 50 observatoires géomagnétiques (dont 15 hors d'Europe) pour mener des observations standardisées et les coordonner pour exploiter les données. Gauss inventa l'analyse en harmonique sphérique et réalisa la première représentation mathématique du champ géomagnétique en 1838 (*Allgemeine theorie des Erdmagnetismus*). En utilisant ces paramètres du champ géomagnétique [à l'aide de trois cartes magnétiques : celle de Barlow (1833) pour la déclinaison, celle de Horner (1836 pour l'inclinaison et celle de Sabine (1837) pour l'intensité] il a calculé les coefficients de l'expression du potentiel géomagnétique sous forme d'harmoniques sphériques. Cette analyse mathématique a permis d'établir un modèle de référence du champ qui est régulièrement mis à jour depuis 1968 (International Geomagnetic Reference Field ou IGRF).

1.1.1 Le champ magnétique terrestre actuel et historique

a. Morphologie du champ actuel

Géométrie du champ moyen. Le champ moyen est défini comme le champ mesuré moyenné sur ~ 1 an et sur $\sim 10^6$ km². En tout point, le champ magnétique peut être assimilé à un vecteur d'induction magnétique B , d'intensité et d'orientation variable dans l'espace et le temps. Ce vecteur est défini par trois paramètres: (1) la déclinaison (notée D), angle entre la composante horizontale du vecteur champ et le nord géographique, (2) l'inclinaison (notée I), angle entre le vecteur champ et le plan horizontal, et (3) l'intensité du vecteur champ induit,

exprimée dans le système international en μT (micro Tesla). La déclinaison varie de 0° à 360° (vers l'Est). L'inclinaison varie entre -90° et $+90^\circ$, étant positive quand le vecteur pointe vers le bas (cas de l'hémisphère nord), et négative dans le cas inverse (cas de l'hémisphère sud).

Les composantes vectorielles et les paramètres du champ géomagnétique sont surveillés et mesurés en permanence par un certain nombre d'observatoires au sol et de satellites (POGO, Magsat, Oersted, CHAMP, Swarm), combinant ainsi bonne couverture globale (satellites) et temporelle (observatoires). Leur cartographie est construite à partir de modèles de champ utilisant la représentation en harmoniques sphériques. La figure 1.1. montre la répartition des lignes isogones (d'égale inclinaison), isoclines (d'égale inclinaison) et isodynames (d'égale intensité) à la surface de la Terre, et révèle la géométrie du champ géomagnétique, plus complexe que celle d'un simple champ à deux pôles antipodaux (dipolaire).

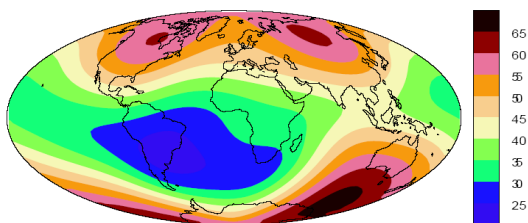


Figure 6: Maps of geomagnetic intensity of the IGRF for 1995 in μT

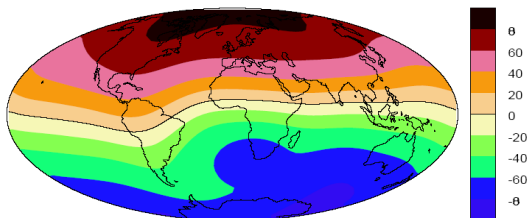


Figure 7: Maps of geomagnetic inclination of the IGRF for 1995 (in degrees).

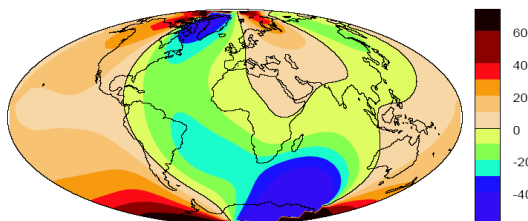


Figure 8: Maps of geomagnetic declination of the IGRF for 1995 (in degrees).

Figure 1.1. De haut en bas : cartes isodynamique, isocline et isogone du champ géomagnétique de référence international (IGRF) calculé pour l'année 1995. Figure tirée de Tauxe (2002).

From top to bottom : isodynamic, isoclinic and isogonic charts of the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) for year 1995. From Tauxe (2002).

La démarche de Gauss a permis de mettre en évidence que le champ magnétique terrestre peut être décomposé en éléments d'ordre de symétrie croissante. A travers son analyse, il a montré que :

- le champ, assimilé à un gradient de potentiel magnétique scalaire W vérifiant l'équation de Laplace ($\nabla W = 0$), peut être exprimé selon plusieurs modes représentés par des fonctions harmoniques sphériques. En coordonnées sphériques (r , rayon; θ , colatitude; ϕ , longitude), l'expression du potentiel magnétique W est de la forme :

$$W = a \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=1}^l \left(\frac{a}{r}\right)^2 P_l^m(\cos\theta)(g_l^m \cos\phi + h_l^m \sin m\phi) \quad (1)$$

Où a est le rayon moyen de la Terre (6371 km), P_l^m sont les polynômes de Legendre de degré l et d'ordre m , g_l^m et h_l^m sont les coefficients de Gauss.

Le champ géomagnétique est donc la somme de termes faisant intervenir les fonctions de Legendre (suites de polynômes orthogonaux). Ces termes sont pondérés par des coefficients g_l^m et h_l^m de degré l et d'ordre m croissants, dits coefficients de Gauss. Les termes de degré 1 représentent la composante dipolaire et les termes de degré supérieur à 1 représentent les composantes non dipolaires du champ (i.e. $l = 2$ pour les termes quadripolaires, etc...).

- la part de ce potentiel magnétique qui associée à des sources d'origine interne est dominante et le terme dipolaire est dominant.

- le moment du dipôle axial géocentrique m peut être déterminé à partir des termes de degré 1 des coefficients de Gauss, selon l'expression :

$$m = \frac{4\pi a^3}{\mu_0} \sqrt{(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2} \quad (2)$$

Où a est le rayon moyen, μ_0 la perméabilité du vide, et g_1^0 , g_1^1 et h_1^1 les coefficients de Gauss de degré 1.

Le champ dipolaire. Le dipôle de Gauss peut être approché par la somme de trois sources dipolaires différentes regroupant les contributions internes du globe : un dipôle principal centré axial et deux dipôles situés orthogonalement l'une de l'autre dans le plan équatorial. Le dipôle axial géocentrique est aujourd'hui incliné de $\sim 11,4^\circ$ par rapport à l'axe de rotation de la Terre, et représente $\sim 90\%$ du champ magnétique à la surface de la Terre peut être décrit par ce dipôle incliné. Ce champ dipolaire est exprimé à la surface par des zones de flux intense entrant et sortant au niveau des pôles magnétiques nord et sud respectivement.

Lorsque les données sont en nombre insuffisant pour la construction d'un modèle numérique de champ, le moment dipolaire m peut être approché à partir d'une seule mesure d'intensité du vecteur B par la formule suivante :

$$p = \frac{4\pi a^3}{\mu_0} \frac{B}{\sqrt{1 + 3\cos^2 \theta}} \quad (3)$$

Où p est le proxy du moment dipolaire, μ_0 la perméabilité du vide, a le rayon moyen de la Terre, θ la co-latitude géographique à laquelle la mesure de B est réalisée. Cette expression correspond donc au moment d'un dipôle magnétique aligné sur l'axe de rotation de la terre. Lorsque cela est possible, la mesure de l'inclinaison I à partir d'une aimantation naturelle rémanente dans un matériau est utilisée pour calculer la co-latitude géomagnétique θ_m :

$$\tan I = 2 \cot \theta_m$$

Lorsque θ_m est utilisée à la place de θ , le résultat exprime un moment dipolaire virtuel (Virtual Dipole Moment, VDM). Dans le cas où la co-latitude géographique θ est utilisée, le résultat exprime un moment dipolaire virtuel **axial** (Virtual Axial Dipole Moment). Le calcul du VDM tient donc compte de l'angle entre l'axe du dipôle et l'axe de rotation de la Terre, mais il reste la contribution du champ non dipolaire au champ moyen mesuré, soit environ 10%.

Le champ non dipolaire. Il constitue le champ résiduel après la soustraction de la composante dipolaire et possède une structure spatiale complexe (quadrupolaire, octupolaire, etc, ...). A proximité du géoïde, cette composante modifie particulièrement la morphologie du champ dipolaire. La représentation spatiale des termes de degré supérieur ou égal à 2 du

développement en harmoniques sphériques met en évidence des cellules d'anomalies positives centrées en Atlantique sud, Asie centrale et Amérique du nord, et négatives centrées en Afrique, Australie et Pacifique nord. Finalement les termes de degré supérieur à 13 sont associés aux aimantations crustales.

b. Origine du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique possède une origine principalement interne : la structure du champ observée à la surface du globe est en majeure partie le reflet de l'existence à la surface du noyau de cellules de flux entrant ou sortant. Seule une infime partie du champ est associée à des sources superficielles (croûte terrestre) et à des courants électriques situés dans l'ionosphère et la magnétosphère.

L'hypothèse d'un champ généré par les mouvements convectifs de fluides conducteurs a été émise par Elsasser (1955) - par analogie au mécanisme attribué aux taches solaires par Larmor (1955)- et renforcée par l'étude de la structure interne du globe (e.g. Birch, 1961). L'entretien du champ géomagnétique résulte de la convection de fluides conducteurs dans le noyau externe composés à 86% de fer, 4% de nickel, et 10% d'éléments légers (carbone, soufre, silice et oxygène), ainsi que du forçage de cette convection par des accélérations liées à la rotation de la Terre (i.e. accélération centrifuge et de Coriolis). La convection thermique est entretenue par la chaleur interne liée à radioactivité et à la chaleur de cristallisation de la graine ; elle est complétée par de la convection compositionnelle. Les mouvements convectifs de liquide conducteur s'effectuant dans le champ magnétique galactique, des courants électriques sont créés qui induisent un champ magnétique renforcé. Ainsi, le champ induit lui-même le courant qui lui donne naissance. Autour de la graine, le noyau externe serait donc le siège de colonnes de convection forcées par la rotation (Fig. 1.2), générant des fuseaux de lignes de champ parallèles à l'axe de rotation qui émergent en surface du noyau à proximité des pôles (composante dipolaire). La région périphérique du noyau externe serait le siège de la remontée ou du plongement de fluides associés à des mouvements toroïdaux (de type géostrophique), générant des flux magnétiques variables à l'origine de la composante non dipolaire.

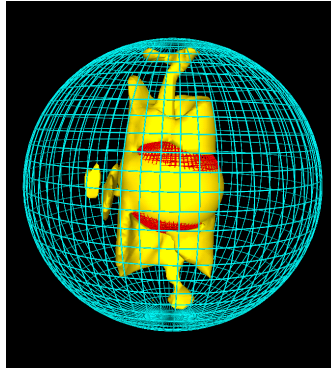


Figure 1.2. Simulation des mouvements convectifs du mélange conducteur fer-nickel entre la surface de la graine (grille rouge) et la base du manteau (grille bleue), particulièrement actifs dans la zone sub-cylindrique qui entoure la graine : là est l'origine supposée du champ dipolaire (modifié de *Snapshot from a geodynamo simulation* par Gary A. Glatzmaier et Paul H. Roberts).

Convective motions simulation of a conductive iron-nickel mixture between the surface of the solid core (red grid) and the base of the mantle (blue grid), particularly active in the sub-cylindrical area surrounding the solid core: here is the likely cause of dipole field (modified Snapshot from a geodynamo simulation by Gary A. Glatzmaier and Paul H. Roberts).

Les origines du champ et de ses structures restent encore assez mal contraintes. La compréhension des structures en surface (ainsi et d'autres structures, mieux révélées par l'analyse de l'évolution temporelle du champ historique) requiert encore des avancées dans la compréhension de la magnéto-hydrodynamique qui gouverne le processus de dynamo au sein du noyau. Bien que les modèles de dynamo soient de plus en plus affinés, les informations apportées par les données enregistrées dans les archives naturelles et portant sur les excursions et inversions, apparaissent importantes dans la discrimination des différents modèles de dynamo.

1.1.2 Variations temporelles du champ, de la variation séculaire au changement de polarité.

L'analyse temporelle de la géométrie champ géomagnétique permet de mettre en évidence plusieurs échelles de variation. Tandis que les fluctuations les plus rapides (diurnes à

annuelles) et de faible amplitude sont principalement engendrées par le champ magnétique externe (contributions du vent solaire, de la magnétosphère et de la ionosphère), les variations basse fréquence, plus amples, sont attribuées aux processus physiques se produisant dans le noyau. Celles-ci vont de la variation séculaire au renversement de polarité, qui constitue l'expression paroxysmique des variations du champ géomagnétique.

a. La variation séculaire

La variation séculaire correspond à la dérivée du champ par rapport au temps (intensité: dB/dt , déclinaison : dD/dt , et inclinaison : dI/dt), décrivant un régime de routine du champ géomagnétique et de la dynamique du noyau. En effet, par convention, la variation séculaire correspond aux déplacements des pôles géomagnétiques virtuels (PGV) dans un cône de 45° autour du pôle magnétique moyen. A l'échelle historique, un bon moyen pour apprécier ces changements est la comparaison des cartes des différentes composantes du champ et l'examen de leur évolution temporelle. Les cartes isoporiqes (d'égale variation) des années 1935 à 2000 permettent de mettre en évidence des foyers de variation séculaire (Atlantique Ouest, Pacifique Sud-Est, océan Indien), et révèlent leur mobilité, caractérisée par des changements d'accélération, et sauts appelés « jerks » géomagnétiques. Au contraire, la région Pacifique est le siège d'une faible variation séculaire, caractérisant une asymétrie avec la région Atlantique. Un des aspects les plus percutants la variation du champ sur les derniers 400 ans est probablement la migration de certaines tâches de flux magnétique vers l'Ouest, observée à tous les stades de l'analyse du champ (dipôle, non dipôle, et variation séculaire). Cette dérive vers l'ouest, plus rapide pour les foyers de variation séculaire que pour le champ non dipolaire, reste encore mal contrainte : parmi les sources dynamiques évoquées, une rotation différentielle du noyau et du manteau, un flux azimuthal moyen des courants de fluides du noyau externe, ou encore la superposition des ondes magnéto-hydrodynamiques résultant en une propagation de phase du champ.

Parmi les plus amples signatures de la variation séculaire du champ historique figure la décroissance du dipôle de Gauss. Depuis les premières mesures de 1838, l'intensité du champ a chuté de 75 à 60 mT aux pôles et de 30 à 22 mT dans la région équatoriale, traduisant une diminution de près de 5% par siècle du moment dipolaire.

Au delà de la période historique, la variation paléoséculaire est appréhendée par l'étude des données archéomagnétiques (e.g. Daly et Legoff, 1996 ; Yang *et al.*, 1993 ; Gallet *et al.*, 2003 ; Schepp et Lanos, 2006) ainsi que des données paléomagnétiques mesurées sur les coulées de lave (e.g. Korte *et al.*, 2005 ; Laj *et al.*, 2002) et sur des séquences sédimentaires couvrant l'Holocène et le Pleistocène supérieur (e.g. Turner et Thompson, 1981 ; Creer *et al.*, 1983 ; Thouveny *et al.* 1990; Stockhausen, 1998), impliquant la récupération d'un ou plusieurs éléments du champ du vecteur champ local ou régional.

La dernière décennie a été marquée par de considérables progrès dans l'intégration de ces données dans les modèles globaux du champ à l'échelle millénaire. Par exemple, les variations du moment dipolaire reconstruites à l'aide du modèle CALSK7.2 (Korte et Constable, 2005) sont en bon accord avec les données historiques, mais systématiquement plus basses (de 19%) que celles des VADM déduites des proxies (e.g. Yang *et al.*, 2000). Les auteurs attribuent cette différence à un biais géographique et temporel dans l'échantillonnage du champ non dipolaire par les VADM disponibles. Les résultats de cette simulation pondèrent alors la chute du moment dipolaire observée depuis 1200 ans dans les données d'archéointensité (Yang *et al.*, 2000), réduisant de près de 50% l'estimation du taux de décroissance. Gubbins *et al.* (2006) ont récemment utilisé la compilation de mesures de paléointensité de Korte *et al.* (2005) pour calculer les coefficients de Gauss de degré 1 et 2. Ils ont trouvé que le taux de décroissance du champ dipolaire entre 1590 et 1840 était plus faible que celui estimé entre 1840 et l'actuel. Tout ceci suggère que les taux de décroissance du dipôle ne seraient forts que depuis environ deux siècles.

b. Inversions et excursions

Certaines variations du champ géomagnétique, dont témoignent les analyses paléomagnétiques de séquences volcaniques ou sédimentaires, excèdent le régime de la variation séculaire pour atteindre un état inversé transitoire ou à long terme. D'un point de vue mécanismes internes, la variabilité impliquée dans les inversions de polarité est souvent associée à des changements de flux et de symétrie des mouvements de convection. Dans les modèles numériques, le comportement de la dynamo lors des inversions est lié à la variation de régime magnétohydrodynamique au sein du noyau liquide. Kutzner et Christensen (2002) et Olson (2007) ont suggéré que la transition d'un état stable vers un état instable favorable au

renversement a lieu lorsque le nombre de Rayleigh (Ra) est élevé. Ra est le rapport entre les paramètres favorables au mouvement (poussée d'Archimède et gravité) et les paramètres s'opposant au mouvement (conduction et diffusion thermiques, frottement visqueux). La composante dipolaire est ainsi affaiblie et le champ est alors dominé par les composantes multi polaires.

Dans le cas d'une inversion géomagnétique, le PGV Nord atteint le pôle géographique sud et s'y stabilise pour plusieurs dizaines ou centaines de millénaires. Dans le cas des excursions, la migration des PGV n'aboutit pas à une inversion complète et stabilisée. Ces processus d'instabilité géomagnétique introduisent la notion de champ transitionnel, sans que l'on puisse cependant supposer que la symétrie axiale soit conservée.

Plusieurs modèles sont envisageables selon les données paléomagnétiques directionnelles: (1) persistance du dipôle et renversement de son axe : la symétrie axiale est conservée, et les PGV suivent pour une inversion donnée le même chemin à la surface du globe et ce quel que soit le site d'observation; (2) diminution et perte du champ dipolaire, avec perte de symétrie axiale en raison de la géométrie complexe et variable du champ non dipolaire.

Le modèle d'un effondrement du champ dipolaire et de la persistance du seul champ non-dipolaire pendant la phase de champ dipolaire minimum, fut formulé dès les premières analyses des enregistrements d'inversions et excursions (e.g. Cox *et al.*, 1963 ; Dagley et Lawley, 1974) et considéré comme l'hypothèse privilégiée (Hoffman, 1981 ; Laj *et al.*, 1989 ; Constable, 1992). En effet, les très faibles paléointensités reportées dans ces études suggèrent un dipôle faible à nul. Cependant, Laj *et al.* (1991) notèrent une distribution privilégiée des PVG transitionnels, le long de bandes de longitudes dans plusieurs enregistrements sédimentaires d'inversions géomagnétiques des derniers Ma, ce qui suggérait la persistance du dipôle lors du renversement (Fig. 1.3). L'analyse d'enregistrements volcaniques a pu mettre dans certains cas en évidence des clusters de PGV au dessus de l'Australie et de l'Amérique du sud (Hoffman, 1991, 1992 ; Love, 1998). Plusieurs études et modèles récents retiennent cette hypothèse et le relient à la persistance de zones de flux magnétique intense (e.g. Kelly et Gubbins, 1997 ; Hoffman et Singer, 2004 ; Korte et Constable, 2005), établissant un lien avec la localisation des PGV transitionnels. En revanche, d'autres études concluent que la distribution des PGV transitionnels dans les enregistrements volcaniques n'est pas confinée et que celle des enregistrements sédimentaires est biaisée (e.g. Camps,

1994 ; Valet *et al.*, 1992 ; Langereis *et al.*, 1997). L'hypothèse d'une variabilité temporelle rapide et quasi aléatoire du champ transitionnel reste privilégiée (e.g. Valet et Plenier, 2008).

Beaucoup de questions subsistent à propos de la fréquence et de la durée des excursions, de leur extension géographique (caractère global ou non), et du type de mécanismes en jeu au sein de la géodynamo (voir Roberts, 2008). Tout cela requérant de multiples enregistrements de haute qualité répartis à la surface du globe, seule une image incomplète de ce qui se produit peut être obtenue par le paléomagnétisme. Néanmoins inversions et excursions semblent systématiquement associées à des affaiblissements du champ dipolaire. Il existe d'ailleurs quelques similitudes dans les trajets des PVG transitionnels et excursionnels. Ces deux types d'événements pourraient donc être associés à des mécanismes similaires dans le noyau, aboutissant à un renversement global dont la réussite ou l'échec pourrait dépendre de l'inertie de la réponse magnétique de la graine solide (Gubbins, 1999) et ainsi du rétablissement ou non du champ dipolaire inverse. Dans certains cas, les excursions sont considérées comme des manifestations locales, liées à des augmentations d'activité de sources non-dipolaires en champ dipolaire affaibli, relevant d'une variation séculaire amplifiée.

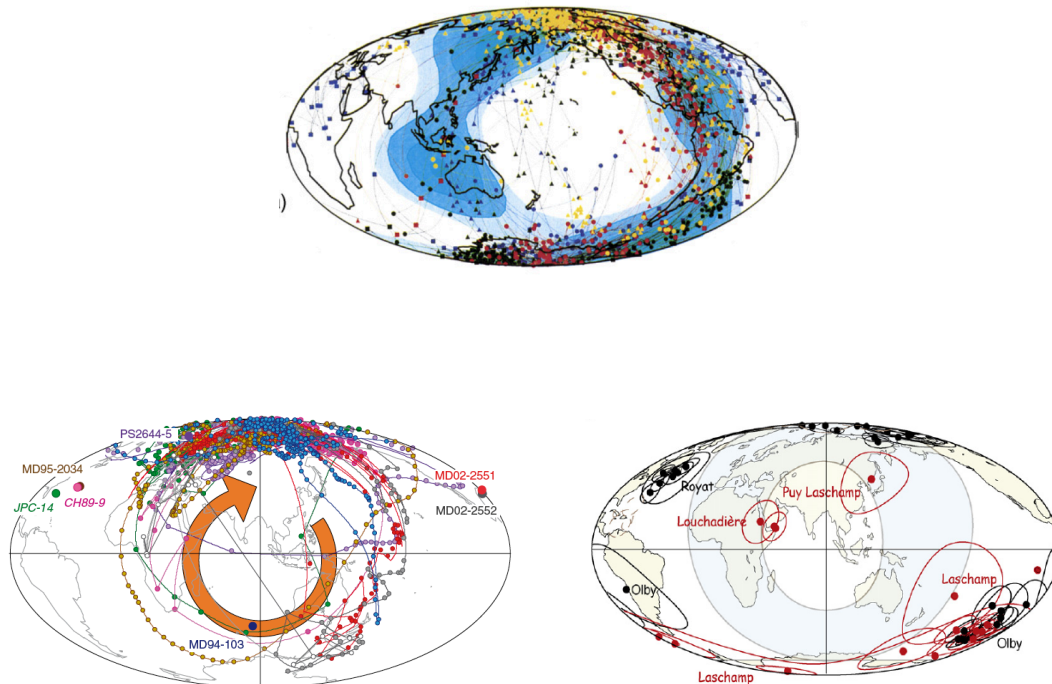


Figure 1.3. (Haut) Compilation des enregistrements sédimentaires de PGV durant les inversions (redessiné par Valet et Plenier 2008, de Laj *et al.*, 1991). (Bas) Compilation des enregistrements sédimentaires (à gauche, Laj *et al.*, 2006) et volcaniques des PGV pendant l'excursion Laschamp il y a ~40 ka (à droite, Plenier *et al.*, 2007). Les zones surlignées en bleu correspondent aux boucles contenant les PVG préférentiels.

(Top panel) VGP compilation of reversal records from sediments (redrawn by Valet et Plenier, 2008 from Laj et al., 1991). (Bottom panel) Compilation of sedimentary (left, Laj et al., 2006) and volcanic records of the Laschamp event at ~40 ka (right, Plenier et al., 2007). The bleu areas depict the preferential VGP loops.

c. Variations du moment dipolaire à long terme

Selon Hulot et LeMouél (1994) et Hongre *et al.* (1998), les composantes non dipolaires sont moyennées et éliminées sur des durées de 150 ans, alors que la composante du dipôle équatorial peut persister pour ~500 ans. Lorsque le champ est moyenné sur 2000 ans ou plus, les variations des termes non-dipolaire et dipolaire équatorial sont lissées et seul le signal du dipôle persiste. L'analyse des directions paléomagnétiques dans les enregistrements sédimentaires couvrant la période 0-5 Ma a confirmé que sur de longues périodes de temps le champ moyen peut être considéré comme celui d'un dipôle axial possédant donc un **moment magnétique**.

Sur de telles échelles de temps, la connaissance des variations du moment dipolaire est basée sur la reconstruction des VADM ou des VDM à partir des valeurs de paléointensité absolues (voir équation 3). et sur les reconstitutions de variations du taux d'alignement des grains magnétiques (paléointensités relatives) dans les séquences sédimentaires) ce qui relève d'une méthodologie totalement différente. Ces méthodes sont notamment examinées par Tauxe (1993), Valet (2003). Tauxe et Yamazaki (2007).

Les mesures de **paléointensité absolue** sont déterminées à partir de la thermorémanence des laves et des terres cuites, principalement par la méthode de Thellier et Thellier, (1959) et ses dérivés (e.g. Shaw, 1974). Les intensités d'aimantations thermorémanentes acquises pour différents pas de température en champ contrôlé sont les paramètres de normalisation des intensités d'aimantations thermorémanentes acquises dans le paléo-champ. De nombreux tests statistiques et critères additionnels sont nécessaires afin de valider

une détermination de paléointensité absolue et de détecter les comportements incompatibles des minéraux magnétiques (altération durant la chauffe) (e.g. Tauxe et Staudigel, 2004). Les valeurs de paléointensité retenues sont alors converties en VADM (ou en VDM si l'inclinaison est disponible), et compilées dans les bases de données de l'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie (International Association of Geomagnetism and Aeronomy - AIGA). Les bases GEOMAGIA-50 (Korhonen *et al.*, 2008), ou encore PINT06 (Tauxe et Yamazaki, 2007) accessibles par la base MagIC, regroupent toutes les bases de données de l'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie.

Cependant, roches volcaniques et objets archéologiques ne fournissent généralement que des enregistrements ponctuels et inégalement répartis, limitant ainsi résolution temporelle de la reconstruction du moment dipolaire. De plus, l'aimantation thermorémanente est associée à un refroidissement relativement rapide (de 1 jour à quelques années) de la roche enregistre le champ local sur de courtes durées ; elle est donc affectée au mieux par des effets du champ non-dipolaire et au pire par des effets locaux liés aux topographie et aux aimantations des coulées environnantes et sous-jacentes. Enfin, les barres d'erreur associées aux datations radiométriques réalisées sur les laves sont souvent larges et excèdent fréquemment le temps écoulé entre deux coulées.

De nombreuses études ont donc abordé le problème de la reconstruction des variations du moment dipolaire par la mesure de la **paléointensité relative** sur les sédiments quaternaires en utilisant la normalisation par différentes aimantations analogues aux aimantations rémanentes détritiques et post-détritiques (e.g. Levi and Banerjee, 1976, King *et al.*, 1983 ; Thouveny, 1987; Thouveny *et al.* 1993). Cette approche présente l'avantage de la continuité, sur des intervalles de temps allant jusqu'à 4 Ma (Valet et Meynadier, 1993), mais, en raison de la complexité des processus d'acquisition de l'aimantation des sédiments et de leur difficile reproductibilité en laboratoire (liée à leurs propriétés physiques et magnétiques telles que la densité, la porosité, la granulométrie, la minéralogie, etc...), seules les variations de la paléointensité relative RPI peuvent être extraites.

La RPI est évaluée en normalisant l'intensité de l'ARN acquise lors du dépôt dans le paléochamp par l'aimantation acquise en conditions expérimentales par les minéraux magnétiques qui contribuent à l'ARN. On s'affranchit des composantes visqueuses par désaimantation en champs alternatifs de faible amplitude. Le choix du paramètre magnétique

approprié pour la normalisation repose sur l'analogie avec le spectre de champs de déblocage de l'ARN : l'aimantation rémanente anhystérétique est généralement choisie car, comme l'ARN, elle concerne les grains pseudo-mono-domaines et mono-domaines.

Avec une résolution temporelle de l'ordre du millénaire, la reconstruction des variations de RPI des sédiments concerne l'intensité du champ engendré au site par le dipôle axial géocentré. Mais les propriétés magnétiques d'un sédiment sont influencées par la minéralogie, la concentration et la taille des grains magnétiques et donc par les variations de lithologie, elle-même dépendant de l'environnement de dépôt, donc du climat. La qualité de la RPI est évaluée selon des critères sélectifs: stabilité des porteurs de la rémanence, validité et cohérence des enregistrements directionnels, faibles variations de concentration, minéralogie et granulométrie magnétiques, voire cohérence avec d'autres enregistrements voisins (e.g. King *et al.*, 1983 ; Tauxe, 1993). La persistance de similarités entre signaux de RPI et signaux environnementaux/climatiques mène à une remise en question de la validité et de la signification géomagnétique des RPI, ainsi qu'au développement de méthodes pour éliminer de telles influences (e.g. Tauxe *et al.*, 2006 ; Hofmann and Fabian, 2009). De plus, les profils de RPI peuvent être affectés par les délais d'acquisition de la rémanence lié au blocage progressif de l'aimantation après le dépôt (e.g. Verosub, 1977; Coe et Liddicoat, 1994).

Afin d'en extraire les principales traits communs, les courbes de RPI obtenues sur des séquences sédimentaires de différentes régions ont été compilées puis traitées par filtrage et lissage. Différentes stratégies ont été appliquées pour la calibration de ces enregistrements relatifs avec les valeurs de VADM issues des déterminations de paléointensité absolue (Constable et Tauxe, 1996 ; Guyodo et Valet, 1999 ; Valet *et al.*, 2005 ; Channel *et al.*, 2009). Pour les derniers 75 ka, des courbes régionales pour l'Atlantique nord (NAPIS, Laj *et al.*, 2000) et sud (SAPIS, Stoner *et al.*, 2002), et une courbe globale (GLOPIS, Laj *et al.*, 2004), ont été générées. Après la courbe SINT 200 (Guyodo et Valet, 1996), la courbe SINT-800 a été construite sur 33 courbes de RPI (Guyodo et Valet, 1999); elle couvre les 800 derniers millénaires et elle est calibrée par les VADM des derniers 50 ka. Valet *et al.* (2005) ont étendu cette courbe aux derniers 2 Ma (SINT-2000) et calibré avec les données VADM de la base PINT03 (Perrin et Schnepf, 2004) moyennées par fenêtres de 100 ka. Plus récemment, Channel *et al.* (2009) ont construit une autre courbe de référence globale pour le dernier 1,5 Ma (PISO-1500) calibrée dans le temps avec les profils $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques.

Une autre approche de la variation du dipôle utilise la mesure haute résolution des anomalies magnétique du plancher océanique, imputées à la variation d'intensité d'aimantation des basaltes. Le profil d'anomalies mesuré depuis la dorsale sud-est Pacifique (temps zéro) sur environ 50 km (environ 1 Ma) (Gee *et al.*, 2000) est ainsi interprétable en termes de variation du VDM, bien qu'il contienne une composante de variance liée au champ non dipolaire. Sa chronologie, établie par interpolation linéaire entre l'âge de la limite Brunhes-Matuyama et l'actuel n'est pas parfaite, mais on note une cohérence et des similitudes remarquables avec les résultats obtenus sur les sédiments, malgré des différences dans le rythme et l'amplitude (Fig. 1.4).

La caractéristique principale des enregistrements couvrant la période Brunhes est la succession de baisses ponctuant l'évolution du moment dipolaire depuis la dernière inversion de polarité. (Fig. 1.4). Une autre caractéristique importante est que les baisses les plus marquées sont enregistrées à des âges proches de ceux d'excursions dates par ailleurs. Cela renforce encore l'hypothèse du lien direct entre l'enregistrement de directions excursionnelles et la perte du moment dipolaire. De nombreuses études ont compilé les excursions reportées pour l'époque Brunhes (e.g. Champion *et al.*, 1988 ; Langereis *et al.*, 1997 ; Lund *et al.*, 2001, 2006). La chronologie et le détail des baisses de moment dipolaire associées à ces excursions ont été discutés dans des articles récents de Laj et Channell (2007) et Thouveny *et al.* (2008).

La détection dans les enregistrements de paléointensité relative de périodicités voisines de celles des paramètres orbitaux pose la question d'un forçage orbital de la geodynamo (e.g. Channell, 1998 ; Fuller, 2006 ; Yokoyama *et al.*, 2007 ; Thouveny *et al.*, 2008). Cette hypothèse, relancée par de récents travaux de simulation numérique (e.g. Roberts et Wu, 2005 ; Tilgner, 2005) est cependant controversée (e.g. Guyodo et Valet, 1999 ; Guyodo *et al.*, 2000 ; Kent et Carlut, 2001 ; Roberts *et al.*, 2003 ; Xuan et Channell, 2007) et nécessite l'acquisition et la comparaison d'enregistrements détaillés du moment dipolaire à partir de différents types d'indicateurs complémentaires : (a) enregistrements paléomagnétiques haute résolution (b) anomalies magnétiques mesurées dans les basaltes de la croûte océanique, et (c) enregistrements des taux de production d'isotopes cosmogéniques (voir section 1.2).

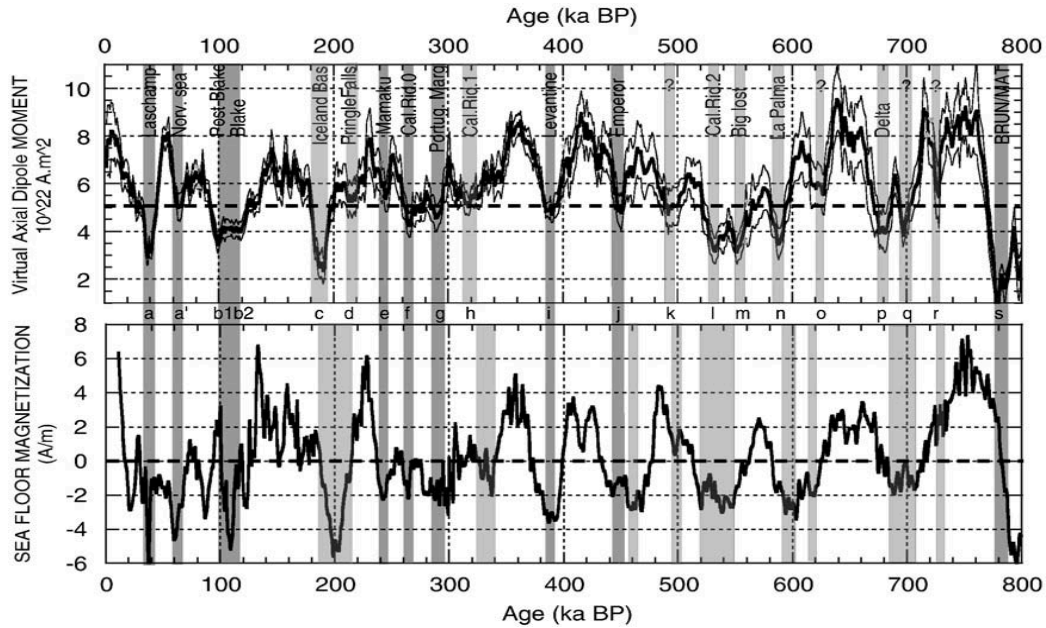


Figure 1.4. La courbe de référence Sint-800 exprimée en moment dipolaire virtuel axial (VADM, en 10^{22} A.m^2) [Guyodo et Valet, 1999] et l'aimantation du plancher océanique du Pacifique Sud-Est (A.m^{-1}) [Gee *et al.*, 2000] sur leurs échelles de temps respectives. Les bandes grises en continu mets l'accent sur les baisses du dipôle géomagnétique enregistrées en même temps dans les deux archives. Les bandes gris clair marquent les divergences (incohérences ou discordances chronologiques). Les excursions documentées sont listées selon leurs âges respectifs. Notez que l'expression de la limite Brunhes-Matuyama est enregistrée par des valeurs minimales de la courbe de VADM (haut) et par le passage de valeurs négatives à positives dans l'enregistrement du plancher océanique (courbe du bas). Figure et légende tirées de Thouveny *et al.* (2008).

*The RPI stack Sint-800 expressed as Virtual axial dipole moment (VADM, in 10^{22} A.m^2) (Guyodo and Valet, 1999) and the south East Pacific deep sea floor magnetization record (DSF) (A.m^{-1}) (Gee *et al.*, 2000) on their respective time scales. Continuous grey bands emphasize GDL recorded at the same time in both records. Light grey bands mark the discrepancies (inconsistencies or chronological mismatches). Excursions, i.e. witnesses of dipole field configuration departures are listed at their respective ages (see text). Note that the expression of the Brunhes–Matuyama boundary is recorded by minimum values of the VADM (top curve) and by the transition from negative to positive values in the DSF record (bottom curve). Figure and caption from Thouveny *et al.* (2008).*

1.2 Théorie et principes de la production du nucléide cosmogénique ^{10}Be dans l'atmosphère.

1.2.1 Le rayonnement cosmique primaire

Le rayonnement cosmique primaire initie la production de ^{10}Be dans l'atmosphère, par son interaction avec certains éléments cibles de l'atmosphère terrestre (cf. section 1.2.3). Découvert au début du XX^{ième} siècle, il est constitué de particules hautement énergétiques électriquement chargées : essentiellement des protons (83%), des noyaux d'hélium ou particules alpha (13%) ainsi qu'environ 1% de noyaux plus lourds et 3% d'électrons (Lal and Peters, 1967 ; Reedy *et al.*, 1983 ; Lal 1988).

Le rayonnement cosmique primaire possède deux composantes qui diffèrent par leur origine et donc par leur composition chimique, leur intensité, et leur spectre énergétique. Ainsi, l'on distingue :

D'une part, la composante *galactique*, dont l'origine est externe au système solaire. Ce rayonnement isotrope, dont les ondes électromagnétiques induites sont observables aussi bien dans le disque et le halo de notre voie lactée que dans les autres galaxies (Jokipii, 1995), est produit par des processus très énergétiques tels que l'accélération des plasmas interstellaires par les ondes de choc liées à l'explosion de supernovae (étoiles massives >7 fois la masse du Soleil). Son énergie moyenne est de 4×10^9 eV (électron Volt)/nucléon, et varie de quelques milliers d'eV à 10^{20} eV pour les particules ultra énergétiques qui proviennent d'au-delà de la Voie Lactée (Reedy *et al.*, 1983). Le flux et la composition de ce rayonnement sont relativement constants (rapport protons/particules- α compris entre 10 et 20) car elles moyennent dans le temps et dans l'espace ce qui se passe pour des centaines de supernova dans l'univers. Cette composante galactique est prédominante pour la production de nucléides cosmogéniques.

D'autre part, la composante *solaire*, liée aux événements sporadiques que sont les éruptions solaires, est beaucoup moins énergétique que la composante galactique (excède rarement quelques centaines de MeV (Méga électron Volt)/nucléon). L'énergie moyenne sur

le long terme des particules qui composent ce rayonnement est de 550 MeV. Suivant les éruptions, elle est très variable en intensité et en composition, en fonction de l'intensité des éruptions de la profondeur dans la structure du Soleil des phénomènes de convection associés. Ainsi, le rapport protons/particules- α peut varier entre 1 et 30, et le flux peut atteindre 10^6 protons.cm⁻².s⁻¹ pendant les très fortes éruptions, et de ne pas dépasser quelques centaines de protons.cm⁻².s⁻¹ durant les périodes de faible activité solaire.

La plupart des particules cosmiques primaires ont une énergie insuffisante pour pénétrer l'atmosphère terrestre et la déviation de leur trajectoire par le champ magnétique terrestre tend à les diriger vers les pôles. L'effet du champ géomagnétique est décrit dans la section suivante. Cependant, si l'énergie de ces particule primaires est suffisante (~ 1 GeV), celles-ci peuvent traverser le champ magnétique terrestre et interagir avec les molécules de gaz atmosphérique pour produire une cascade de réactions nucléaires et de particules secondaires.

1.2.2 Effets du champ magnétique terrestre sur le rayonnement cosmique : la coupure géomagnétique.

Les effets décrits dans cette section sont basés sur l'assimilation du champ géomagnétique à un dipôle magnétique incliné de $11,4^\circ$ par rapport à l'axe de rotation de la Terre. Ceci implique que le moment dipolaire soit constant le long d'une même latitude géomagnétique. En réalité, la répartition géographique des lignes d'égale intensité du flux de rayonnement cosmique à la surface terrestre montre une structure longitudinale qui n'est pas compatible avec un modèle simple de dipôle magnétique. Cependant, cela n'invalide pas le principe général décrit ci-dessous.

Bien avant d'atteindre l'atmosphère, les particules chargées du rayonnement cosmique primaire sont déviées par les lignes de champ magnétique terrestre, en fonction de leur charge, de leur énergie, de l'angle d'incidence ainsi que de l'intensité du champ géomagnétique. Cette déflexion est liée à la force de Lorenz :

Toute particule de charge Ze animée d'une vitesse v , placée dans un champ magnétique B faisant un angle α avec sa trajectoire est soumise à une force qui la dévie de sa trajectoire initiale et telle que :

$$F = Ze \cdot B \cdot v \cdot \sin \alpha$$

Se plaçant dans un référentiel circulaire (où $a = v^2/r$), la courbure de la déviation est telle que :

$$M \cdot v^2/Q = Ze \cdot B \cdot v \cdot \sin \alpha$$

$$\text{d'où} \quad B \cdot Q = (M \cdot v)/Ze \cdot \sin \alpha \quad (4)$$

Ainsi, pour un champ donné, la déviation est d'autant plus forte que l'angle d'incidence α est fort. De même, pour un angle d'incidence donné, plus le champ B est fort plus le rayon de courbure Q est petit et plus la déviation est importante. La déflexion est donc maximale à l'équateur géomagnétique pour toute particule chargée arrivant dans le plan équatorial terrestre avec une incidence zénithale ($\alpha = 90^\circ$). Les particules possédant une certaine énergie peuvent cependant passer à travers les lignes de champ.

En fait, de l'équateur vers les pôles géomagnétiques, de plus en plus de particules ayant une énergie de moins en moins forte atteignent le sommet de l'atmosphère terrestre : à l'équateur, le champ géomagnétique inhibe la pénétration de particules primaires de basse énergie et dévie la plupart des radiations de l'environnement terrestre car les lignes de champ y sont perpendiculaires aux trajectoires moyennes des particules primaires incidentes. Vers les pôles, les particules primaires, arrivant dans un champ plus faible avec un angle d'incidence en moyenne plus faible, peuvent pénétrer dans l'environnement terrestre parallèles aux lignes de champ. La conséquence est qu'un flux réduit, mais de plus haute énergie, pénètre l'atmosphère à l'équateur, tandis qu'un flux plus important pénètre au niveau des pôles (Fig. 1.5) et possède un spectre énergétique plus large.

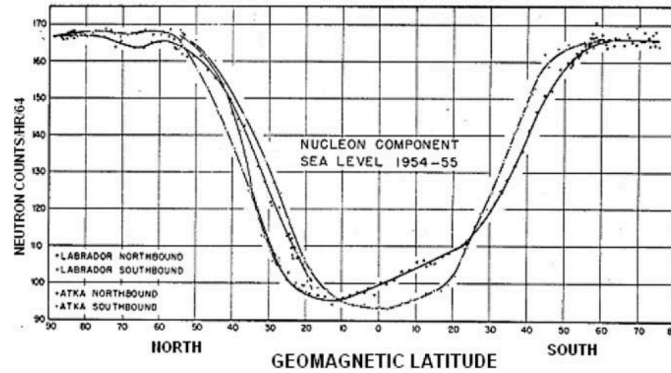


Figure 1.5: Variation des taux de comptage de moniteurs de neutrons (composante nucléonique du rayonnement cosmique) avec la latitude géomagnétique (Rose, 1956).

Variation of neutron monitor count rate with latitude (Rose, 1956).

Cet effet de blindage géomagnétique est généralement décrit par le concept de *rigidité magnétique*, définie par le produit $B \cdot \rho$ du rayon de courbure ρ dû à la déviation d'une particule possédant une énergie donnée qui rencontre un champ magnétique B . La *rigidité de coupure*, ou *rigidité seuil*, correspond donc à une énergie minimale qu'une particule doit avoir pour ne pas être défléchi par le champ et atteindre l'environnement terrestre. Comme nous l'avons décrit précédemment, la rigidité de coupure est donc fortement dépendante de la latitude. A plus de 60° , elle tombe sous le minimum d'énergie requis pour produire la cascade de réactions nucléaires responsable de la production de ^{10}Be dans l'atmosphère (Fig. 1.6).

1.2.3 Production du ^{10}Be atmosphérique par spallation.

Une fois dans l'environnement terrestre, l'énergie de ces particules primaires incidentes est dissipée au cours de cascades de réactions nucléaires avec les atomes constituant l'atmosphère. Ces réactions sont dites de *spallation*, c'est à dire au cours desquelles la particule incidente (principalement des neutrons) a suffisamment d'énergie pour arracher des particules constitutives (neutrons et protons, mais également mésons et électrons) au noyau atomique cible sans être capturée. Le « résidu » laissé est donc le noyau d'une espèce chimique différente : à la fois le numéro atomique (nombre de protons) et la masse (nombre de protons + neutrons) sont inférieurs à ceux du noyau originel de l'atome cible.

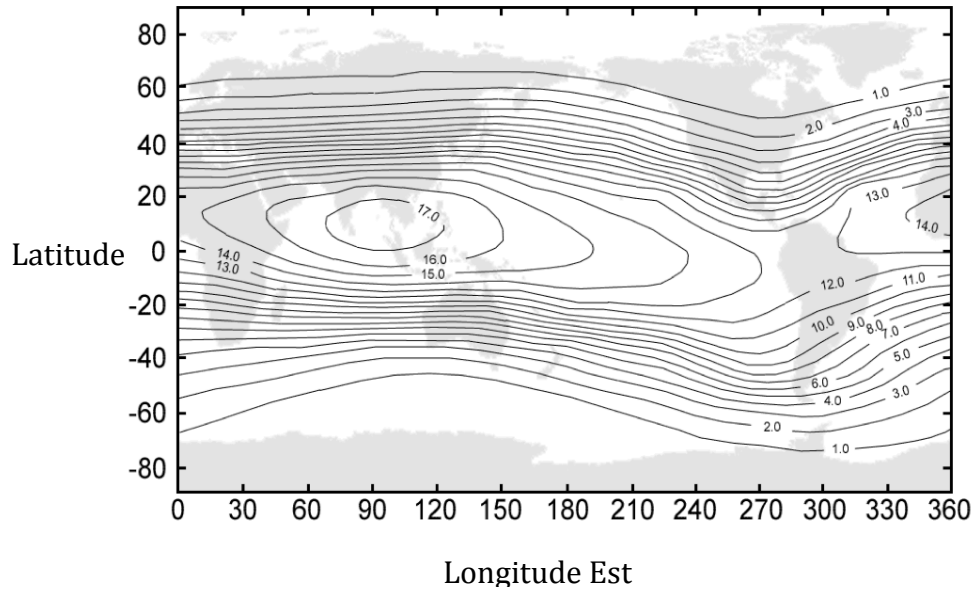


Figure 1.6: Contours des lignes d'égalité rigidité de coupure géomagnétique calculées pour le modèle Epoch 2000 (en GV). Les valeurs varient de 1 GV pour les régions polaires, à un maximum de 17 GV pour la région équatoriale Indo-Pacifique.

A world map of iso-rigidity geomagnetic cutoff contours calculated for Epoch 2000. The contours are in 1 GV intervals from 1 GV near the polar regions to a maximum contour of 17 GV in the Asian equatorial region.

La production d'isotopes cosmogéniques « atmosphériques » par interaction entre le rayonnement cosmique et les atomes atmosphériques au cours de ces réactions de spallation dépend, bien sûr, de la composition de la cible. Le ^{10}Be est ainsi produit dans l'atmosphère par la spallation de l'oxygène (^{16}O) et de l'azote (^{14}N) :

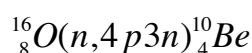
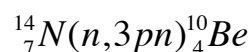


Figure 1.7. Production du ^{10}Be par spallation de l'azote et l'oxygène atmosphériques. Notation : Cible(Particule incidente, Particule émise)Produit. Avec n : neutron et p : proton.

^{10}Be production by spallation of atmospheric nitrogen and oxygen. Notation: Target(incident particle, emitted particle)Product. With n: neutron and p: proton.

Si elles sont suffisamment énergétiques, les particules primaires incidentes ainsi que les particules constitutives éjectées lors de ces réactions (essentiellement des neutrons) provoquent à leur tour des réactions nucléaires en chaîne par interaction avec de nouvelles cibles. Les particules constitutives éjectées constituent un *rayonnement cosmique secondaire* qui est en fait majoritairement à l'origine de la production des nucléides cosmogéniques. Le flux de rayonnement cosmique à une profondeur donnée dans l'atmosphère est donc composé du rayonnement primaire et secondaire. Les cascades nucléaires hadroniques (Fig. 1.8) qui se développent se poursuivent jusqu'au moment où les particules qui en sont issues ne sont plus assez énergétiques pour induire de nouvelles réactions.

Parce que la section efficace est essentiellement indépendante de l'énergie à très haute énergie (>100 MeV), les nucléons secondaires (protons et neutrons) et les mésons (kaons et muons) produits au sommet de l'atmosphère (au dessus de 100 g.cm^{-2}) ont essentiellement les mêmes propriétés que les particules primaires. Ainsi, le flux de particules atteint un maximum à $\sim 80\text{-}90 \text{ g.cm}^{-2}$: le maximum de Pfozter. Sous cette profondeur, le flux de particules primaires et secondaires diminue alors que la cascade hadronique perd de l'énergie en collisions successives (la profondeur atmosphérique correspond à environ 13 longueurs de collision). Le flux de hadrons diminue avec l'épaisseur cumulative d'atmosphère traversée de manière analogue à la diminution exponentielle de l'intensité lumineuse en milieu absorbant (loi de Beer). L'atténuation du flux de rayonnement cosmique avec la profondeur atmosphérique est quantitativement définie par la longueur d'atténuation, qui correspond à l'épaisseur d'air requise pour atténuer l'énergie des particules du rayonnement cosmique d'un facteur e^{-1} . Notons que la profondeur atmosphérique est exprimée en g.cm^{-2} et non pas simplement en unité de longueur. En effet, cela est dû à la nécessité de comparer les longueurs caractéristiques dans des matériaux différents (roches, air) en multipliant par la densité de la matière traversée. La longueur d'atténuation est dépendante de la particule d'intérêt, les neutrons de haute énergie ayant une longueur d'atténuation plus courte que les muons (car les muons sont moins réactifs).

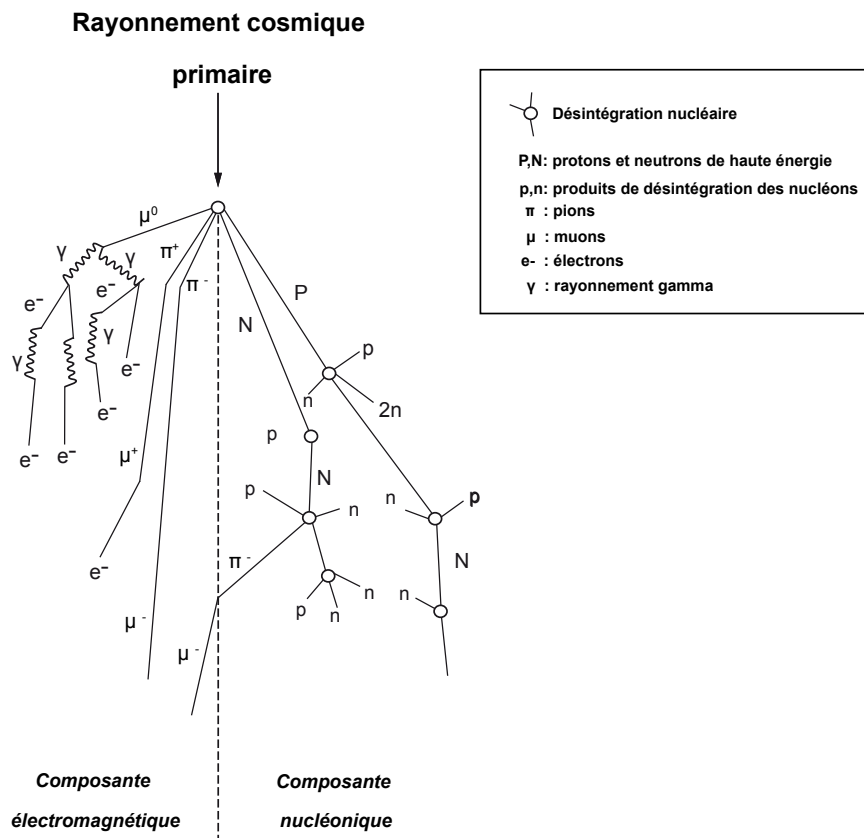


Figure 1.8. Cascade hadronique de production de particules cosmiques secondaires dans l'atmosphère initiée par le rayonnement cosmique primaire pénétrant la haute atmosphère. La partie de droite montre la composante nucléonique de ce type de réactions, dominée par les protons et les neutrons, et responsable de la majorité de la production de nucléides cosmogéniques. La partie de gauche montre la composante électromagnétique, dominée par les mésons (pions et muons) d'une part, et les photons ou rayonnement gamma et les électrons d'autre part.

Hadronic cascade of secondary cosmic ray particles production in the atmosphere, initiated by primary cosmic radiation entering the upper atmosphere. The right side shows the nucleonic component of such reactions, dominated by protons and neutrons, and responsible for the majority of the cosmogenic nuclides production. The left panel shows the electromagnetic component, dominated by mesons (pions and muons) on the one hand, and by the photon or gamma radiation and electrons on the other hand.

Ainsi, il reste 37% de particules primaires vers 19km d'altitude, 5% vers 12 km d'altitude, et seules 0,00003% arrivent au niveau de la mer. De même, presque toutes les particules du rayonnement secondaire dissipent leur énergie dans l'atmosphère : 0,1% d'entre elles arrivent au niveau de la mer avec suffisamment d'énergie pour induire des réactions nucléaires dans les minéraux composant les roches de la croûte terrestre exposées en surface.

1.2.4 Variations temporelles des taux de production

Les taux de production atmosphérique de nucléides cosmogéniques varient dans le temps, modulés par de nombreux mécanismes liés à la dynamique interne et externe de la planète. En effet, l'intensité du rayonnement cosmique à l'origine de la production dépend de l'intensité du rayonnement primaire galactique et de l'activité solaire (cf. section 1.2.1), ainsi que du champ géomagnétique (c.f section 1.2.2).

Variations du flux de rayonnement galactique primaire.

Le flux de particules galactiques primaires est supposé relativement constant sur de très longues périodes de temps. Cependant, la Terre reçoit des ondes de choc de rayonnement cosmique galactique provenant d'explosions sporadiques de supernovae proches. Bien que de tels phénomènes soient rares, des variations significatives du spectre d'énergie des particules galactiques peuvent en résulter et pourraient être importants sur des échelles de temps de l'ordre de 10^5 années (e.g. Reedy *et al.*, 1983). Cependant, le synchronisme et le lien de causalité entre d'éventuelles augmentations de concentration en ^{10}Be dans les archives naturelles et les explosions de supernovae reste toutefois à démontrer.

Variations dues à la modulation héliomagnétique

Du fait de leur faible énergie, les particules du plasma solaire n'ont qu'un effet mineur sur la production atmosphérique globale de nucléides cosmogéniques. En revanche, la modulation solaire du champ magnétique interplanétaire peut influencer la production : en effet, les champs magnétiques du vent solaire (renforcé en période de forte activité magnétique du Soleil) défléchissent les particules du rayonnement galactique.

La variation résultante du flux de rayonnement cosmique primaire avec les cycles de 11, 80 et 200 ans de l'activité magnétique solaire est bien documentée. Une preuve de la variation de l'activité magnétique du Soleil est la variation du nombre de tâches solaires observées par télescope. Celles-ci correspondent à des régions de la surface marquées par de plus faibles températures résultant de l'inhibition de la convection par un champ magnétique intense. Lors des périodes de forte activité magnétique, le nombre de tâches solaires est alors plus abondant, tandis que le flux de rayonnement cosmique détecté à la surface terrestre est plus faible (Fig. 1.9).

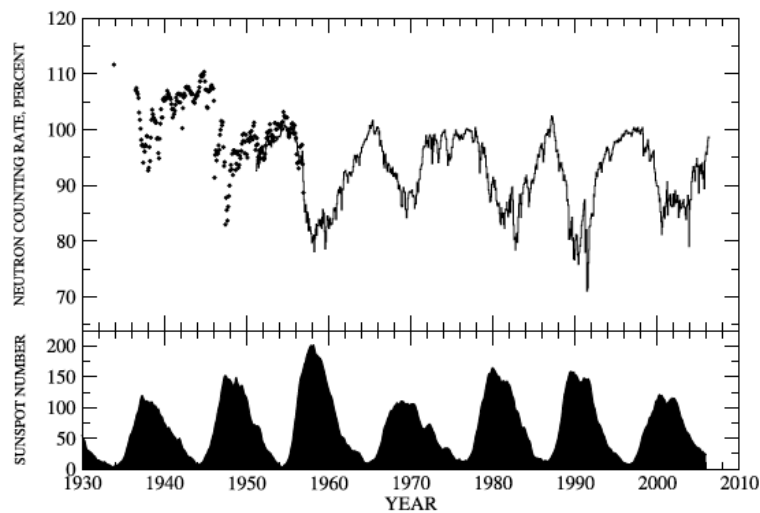


Figure 1.9. En haut, le taux de comptage mensuel du moniteur de neutrons CLIMAX (Colorado, USA) sur la période 1951-2005 (trait plein), indice de l'intensité du rayonnement cosmique au sol. Les taux de comptage sont normalisés à 100% en 1954. Les points correspondent à une estimation des taux de comptage pour l'intervalle 1936-1957. En bas, le nombre international de tâches solaires, 1933-2005. Figure et légende tirées de Mc Cracken et Beer (2007).

The observed and estimated monthly Climax neutron counting rates (connected line and solid dots, respectively), and the international sunspot number, 1933–2005. Both the observed and estimated counting rates were normalized to 100% in 1954. From Mc Cracken and Beer (2007).

La modulation solaire a son maximum d'influence sur les particules cosmiques de basse énergie : celle-ci est donc plus importante près des pôles, où de telles particules n'ont pas déjà été défléchies par le champ géomagnétique (e.g. Fig. 1.10). Ainsi, le cycle de 11 et

80 ans est retrouvé dans les variations du flux de dépôt de ^{10}Be dans les glaces polaires du Groenland et de l'Antarctique (e.g. Beer *et al.*, 1990 ; Steig *et al.*, 1996 ; Delaygue et Bard, 2010 ; Baroni *et al.*, 2011), attestant de la modulation solaire de la composante haute fréquence des taux de production atmosphérique des nucléides cosmogéniques. De même, les fluctuations à l'échelle séculaire de l'activité magnétique du Soleil sont reflétées dans les enregistrements de $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphérique et de ^{10}Be dans les glaces polaires (e.g. Bard *et al.*, 1997; Beer *et al.*, 1988). Une augmentation de la production est observée en périodes de minima d'activité solaire (Fig. 1.11; Bard, 1998), durant lesquelles les tâches solaires sont quasiment absentes (Maunder, 1894). Il est aisé d'identifier les périodes de maximum de $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphérique liées à une production plus importante pendant les minima d'activité solaire, centrés sur environ 120 ans BP (Dalton), 260 ans BP (Maunder), 450 ans BP (Spörer), 630 ans BP (Wolf), 890 et 1040 ans BP. Ces études confirment la dominance de la modulation solaire sur la variation de la production de nucléides cosmogéniques sur les derniers millénaires.

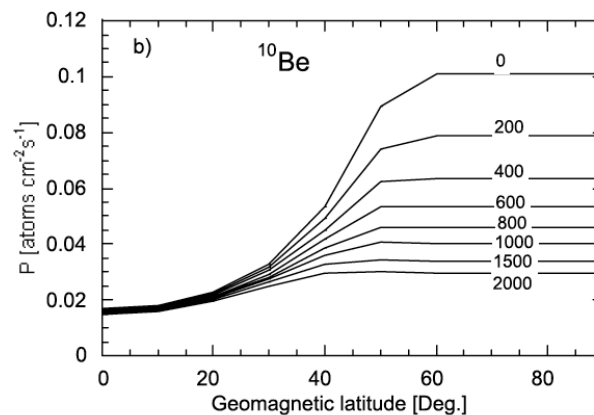


Figure 1.10. Dépendance latitudinale des taux de production de ^{10}Be (en atomes/cm²/s) à la modulation solaire, simulée par un modèle numérique de flux de particules cosmiques et de production de nucléides cosmogéniques dans l'atmosphère (Masarik et Beer, 1999, 2009). Le paramètre de modulation solaire est fait varier entre 0 et 2000 MeV, par pas de 200 MeV. L'augmentation de la production avec la diminution de l'activité solaire est sensible à hautes latitudes. Figure tirée de Masarik et Beer (2009).

Latitudinal dependence of ^{10}Be production rates (in atoms/cm²/s) to solar modulation, simulated by a numerical model of cosmic particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the atmosphere (Masarik and Beer, 1999, 2009). The solar modulation parameter is varied between 0 and 2000 MeV,

in steps of 200 MeV. The production increase with decreasing solar activity is sensitive at high latitudes. Figure from Masarik and Beer (2009).

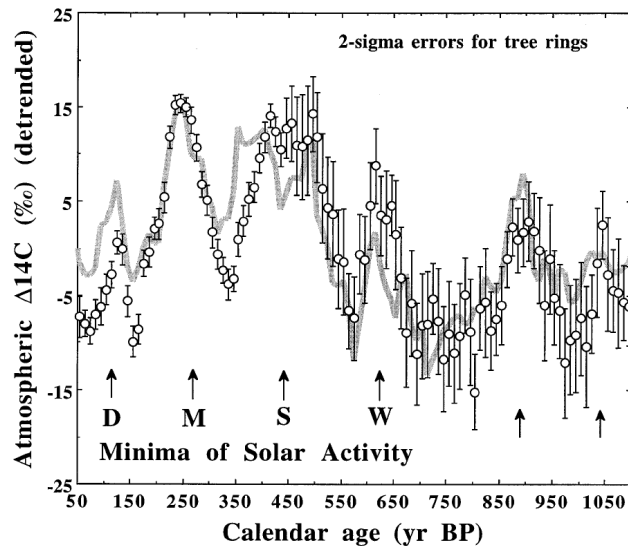


Figure 1.11. Les points représentent le $\Delta^{14}\text{C}$ (‰) atmosphérique (variation de la concentration en ^{14}C dans l'atmosphère) reconstruit par comparaison des âges ^{14}C et âges déterminés par comptage des anneaux de croissance des arbres en Amérique et Europe (Suiver et Reimer, 1993), et corrigé de la tendance à long terme qui est probablement due à la mémoire des variations géomagnétiques à long terme. La courbe grise correspond aux variations de $\Delta^{14}\text{C}$ (‰) simulées en utilisant le flux de ^{10}Be enregistré dans les glaces Antarctiques (Raisbeck *et al.*, 1981b) comme fonction d'entrée (i.e. production des nucléides cosmogéniques) dans un modèle numérique de cycle du carbone (Bard *et al.*, 1997). Figure et légende tirées de Bard (1998).

Open dots represent the $\Delta^{14}\text{C}$ (‰) values (^{14}C concentration variation in the atmosphere) measured in American and European tree rings (Suiver et Reimer, 1993). these measurements have been corrected for the long-term trend that is probably due to the Memory of long-term geomagnetic variations. The grey curve represents the $\Delta^{14}\text{C}$ (‰) variations simulated by using relative changes of ^{10}Be at the South Pole as an input curve to a numerical carbon cycle model (Bard *et al.*, 1997). Figure and caption from Bard (1998).

Variations dues à la modulation géomagnétique

Le flux de particules primaires à basses latitudes est dominé par des particules relativement plus énergétiques que celles du flux à hautes latitudes (cf. paragraphe 1.2.2 sur la rigidité magnétique). Donc, le flux de particules secondaires généré dans l'atmosphère, et de ce fait la production de nucléides cosmogéniques, augmente aussi avec la latitude. Vers les pôles, la rigidité magnétique devient inférieure à l'énergie seuil nécessaire à la production de nucléides cosmogéniques : dans cette région (i.e. latitudes géomagnétiques supérieures à 58° environ), la production est insensible aux variations d'intensité du champ magnétique terrestre. Sous 58° , les changements du moment dipolaire résultent potentiellement en un changement significatif du flux de particules cosmiques primaire. Ainsi, selon l'équation (4), la rigidité magnétique étant proportionnelle à l'intensité du champ rencontré, (i.e. la déflexion est moindre). Le flux de particules cosmiques primaires ayant une énergie suffisante pour passer les lignes de champ est donc plus important. Par conséquent, le taux de production de nucléides cosmogéniques augmente quand le moment dipolaire du champ magnétique terrestre diminue. Cette généralisation est vraie pour des périodes de temps longues où le champ est en moyenne principalement dipolaire (i.e. en ignorant les variations paleoséculaires de l'axe du dipôle ainsi que les effets non dipolaires).

L'idée d'une modulation de la production d'isotopes cosmogéniques par le champ géomagnétique dipolaire est apparue dès les années 1950, avec les travaux d'Elsasser *et al.* (1956), qui ont utilisé des données archéo-magnétiques de paléointensité couplées à des mesures d'intensité du rayonnement cosmique par moniteur de neutrons pour établir une relation entre le moment dipolaire et la production globale de ^{14}C dans la haute atmosphère :

$$P(t) = \frac{C}{[M(t)]^{0.52}} \quad (5)$$

L'équation (5) est une loi de puissance inverse qui lie la variation temporelle de la production de ^{14}C , $P(t)$, à l'inverse de la racine carrée du moment magnétique dipolaire $M(t)$. C est une constante. Cette relation a par la suite été confirmée et simplifiée par Lal (1988). Plus récemment, un modèle physique d'interactions des particules cosmiques avec leurs atomes cibles atmosphériques a été développé et appliqué pour calculer les taux de production de différents nucléides cosmogéniques dans l'atmosphère (Masarik et Beer, 1999, 2009 ;

Wagner *et al.*, 2000b). La dépendance de ces taux de production avec le champ géomagnétique a été examinée en détail, notamment l'effet des variations du moment dipolaire sur la production globale (i.e. intégrant latitudes *et* altitudes). La relation obtenue est similaire à celle initialement déterminée (Elsasser *et al.*, 1956 ; Lal, 1988). Les deux courbes sont présentées en figure 1.12, et montrent un doublement de la production globale, par rapport à la production actuelle, pour les très faibles valeurs de moment dipolaire. Le détail de la dépendance latitudinale des taux de production aux changements de moment dipolaire, testée par Masarik et Beer (1999, 2009), est illustrée en figure 1.13.

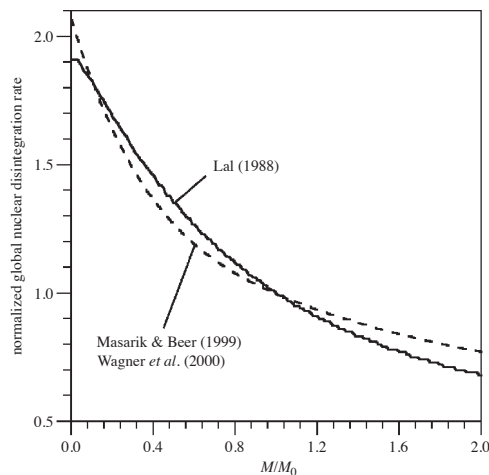


Figure 1.12. Variation relative de la production de nucléides cosmogéniques en fonction du moment dipolaire pour une activité solaire moyenne de 550 MeV. Les valeurs sont normalisées à leurs valeurs actuelles respectives. La courbe noire représente l'équation établie par Elsasser *et al.* (1956) et Lal (1988). La courbe en pointillés représente le polynôme établi par simulation numérique (Masarik et Beer, 1999, 2009) et donné par Wagner *et al.* (2000b). Figure tirée de Frank (2000).

*Relative change in the production of cosmogenic nucléides depending on the dipole moment for an average solar activity of 550 MeV. The values are normalized to their respective present values. The black curve represents the equation derived by Elsasser *et al.* (1956) and Lal (1988). The dotted curve represents the polynomial determined by numerical simulation (Masarik and Beer, 1999, 2009) and given by Wagner *et al.* (2000b). Figure from Frank (2000).*

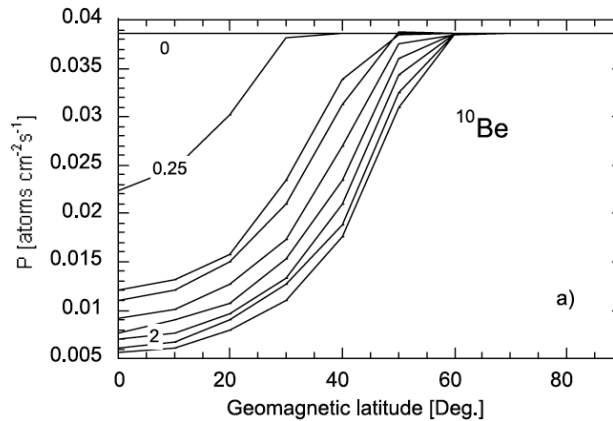


Figure 1.13. La dépendance latitudinale des taux de production de ^{10}Be (en atomes/cm²/s, intégrés sur toute la profondeur atmosphérique) à la modulation par le moment dipolaire. L'intensité du champ est faite varier entre 0 et 2 fois la valeur actuelle, par paliers de 0,25. Chaque ligne représente la production pour chaque palier. Pour toutes les latitudes géomagnétiques, la production diminue quand le champ augmente. Figure tirée de Masarik et Beer (2009).

The latitudinal dependence of ^{10}Be production rates (in atoms/cm²/s, depth-integrated) to dipole moment modulation. The field strength was varied from 0 to 2 times the present-day value, in increments of 0.25. Each line represents production for each increment. For all geomagnetic latitudes, production decreases as the field increases. Figure from Masarik and Beer (2009).

Cependant, dans les calculs du modèle numérique, la configuration des lignes de champ reste inchangée, ce qui n'est pas valide pour les périodes très faible moment dipolaire, où le dipôle est supposé quasi nul au profit de composantes non dipolaires plus marquées. Sur la base des enregistrements de paléointensité relative sur le des derniers 800 ka (Guyodo et Valet, 1999), M/M_0 est a varié entre 0 et 2,0. Cet intervalle, utilisé pour modéliser les taux de production (Fig. 1.13) est probablement un minimum, l'amplitude des variations ayant pu être lissées par le processus de compilation de courbes de paléointensité relative multiples au contrôle chronologique variable.

Le témoignage de la modulation par le moment géomagnétique des taux de production atmosphérique globale des isotopes cosmogéniques est documenté dans les archives naturelles.

Sur les derniers 50 000 ans, cet effet a été abordé par plusieurs méthodes. La variation du $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphérique a été reconstruite (e.g. Reimer *et al.*, 2009) par comparaison de datations ^{14}C avec des datations U-Th de coraux tropicaux (e.g. Bard *et al.*, 1990, 1996, 1998, 2010 ; Fairbanks *et al.*, 2005) et de spéléothèmes (e.g. Beck *et al.*, 2001 ; Hoffman *et al.*, 2010), mais également avec des comptage de lamines sédimentaires (e.g. Goslar *et al.*, 1995 ; Kitagawa et van der Plicht, 1998 ; Hughen *et al.*, 2006 ; Bard *et al.*, 2004). Les fortes valeurs du $\Delta^{14}\text{C}$ après 40 000 ans (en excès de ~ 500 ‰ ; Fig. 1.14) peuvent être en partie reliées à la décroissance radioactive du stock excédentaire de ^{14}C dans l'atmosphère produit par l'effondrement du moment géomagnétique qui a déclenché l'excursion Laschamp il y a ~ 40 000 ans, surimposée aux variations à long terme du moment dipolaire (voir Bard, 1998). Après sa production, le ^{14}C est oxydé et homogénéisé avec le stock de $^{12}\text{CO}_2$ qui est connecté avec les réservoirs du cycle du carbone que sont la biosphère et les océans. Les variations du $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphérique suivent alors la production globale, mais dont les variations à court terme sont fortement lissées, amorties par le cycle du carbone. Au contraire, le ^{10}Be est rapidement transféré aux réservoirs géophysiques, et réponds donc plus rapidement aux changements de la production atmosphérique. Le principal argument d'une modulation géomagnétique vient donc des enregistrements de ^{10}Be et ^{36}Cl dans les glaces et autres archives sédimentaires, dans lesquelles sont observés des maxima contemporains des excursions Laschamp et Mono Lake (e.g. Raisbeck *et al.*, 1987, 1992 ; Robinson *et al.*, 1995 ; Yiou *et al.*, 1997 ; Baumgartner *et al.*, 1997 ; Frank *et al.*, 1997 ; Wagner *et al.*, 2000a ; Muscheler *et al.*, 2005 ; Christl *et al.*, 2007).

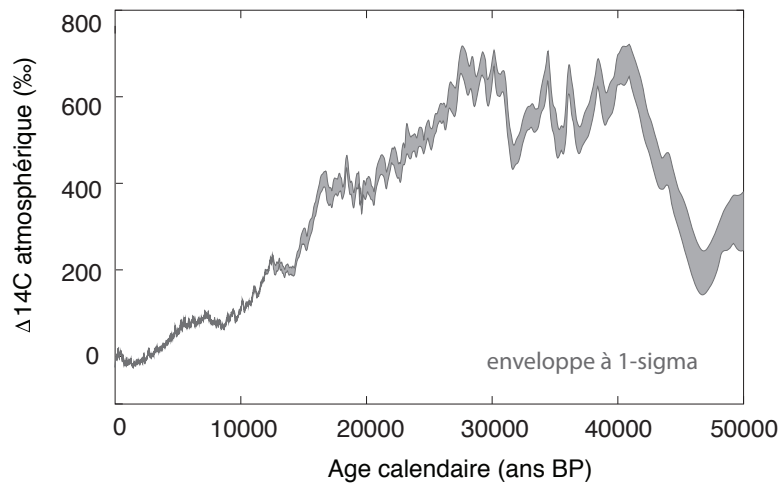


Figure 1.14. Variation du $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphérique (‰) sur les derniers 50 000 ans calculée à partir de la courbe de calibration INTCAL09 (Reimer *et al.*, 2009) [Figure modifiée d'après Reimer *et al.*, 2009].

*Atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ (‰) variation over the past 50,000 years, calculated from the INTCAL09 calibration curve (Reimer *et al.*, 2009) [Modified after Reimer *et al.*, 2009].*

Sur le dernier million d'années, les variations du moment dipolaire et notamment les chutes accompagnant excursions et inversions constituent le principal modulateur de la production d'isotopes cosmogéniques. Ceci est expérimentalement supporté par les enregistrements du flux de dépôt de ^{10}Be dans les archives sédimentaires marines, où les variations liées à la modulation solaire sont lissées par le temps de résidence du ^{10}Be dans l'océan (~500 ans, Anderson *et al.*, 1990; Ku *et al.*, 1990). C'est ainsi que Raisbeck *et al.* avaient reporté en 1985 une augmentation de la production de ^{10}Be cosmogénique dans l'atmosphère pendant le renversement de polarité Brunhes-Matuyama il y a 730 000 ans. Depuis, plusieurs études ont mis en évidence que les variations de paléointensité semblent expliquer l'essentiel de la variabilité à long terme observée dans le signal du flux de dépôt de ^{10}Be . (e.g. Henken-Mellies *et al.*, 1990; Frank *et al.*, 1997; Robinson *et al.*, 1995; Christl *et al.*, 2007). La synchronicité de la surproduction de ^{10}Be avec les chutes du champ dipolaire a été montrée (Carcaillet *et al.*, 2003, 2004a, 2004b), avec des augmentations significatives (150%) des flux de ^{10}Be dans des séquences sédimentaires prélevées dans la zone de modulation magnétosphérique optimale (i.e. à basses latitudes) (Fig. 1.15).

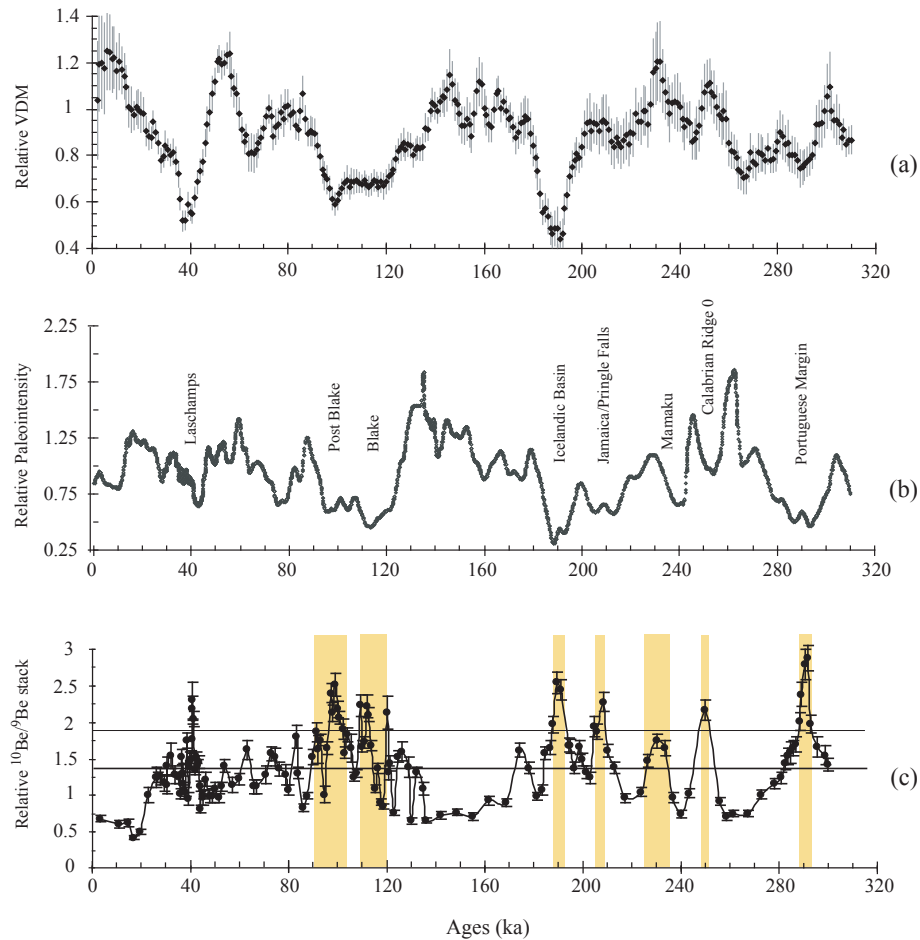


Figure 1.15. (a) Variation du Moment Dipolaire Virtuel (compilation SINT800, Guyodo et Valet, 1999); (b) Paléointensité relative mesurée le long d'une séquence sédimentaire prélevée sur la Marge du Portugal; (c) Enregistrement $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique de la Marge du Portugal (proxy des taux de production de ^{10}Be cosmogénique). Les zones surlignées correspondent à des pics de production liés aux principales excursions géomagnétiques. [D'après Thouveny *et al.* (2004) et Carcaillet *et al.* (2004a)].

(a) Variation of the Virtual Dipole Moment (SINT800 compilation, Guyodo and Valet, 1999); (b) Relative paleointensity record of the Portuguese Margin sequence; (c) Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of the Portuguese Margin sequence (cosmogenic isotopes production rate proxy). Dark grey zones correspond to production peaks linked with main geomagnetic excursions [Modified after Thouveny *et al.* (2004) and Carcaillet *et al.* (2004a)].

Nous avons donc vu que la production à long terme de ^{10}Be dans l'atmosphère est modulée dans le temps par la variation du moment dipolaire. Sa concentration, mesurée dans les archives sédimentaires, peut donc être utilisée pour tracer les variations passées des taux de production de ^{10}Be modulés par le moment géomagnétique dipolaire. L'interprétation des enregistrements marins de ^{10}Be est cependant compliquée par son transport atmosphérique (mélange atmosphérique, taux de précipitations), sa redistribution dans l'océan, ainsi que ses processus d'adsorption et de dépôt.

Chapitre 2

Méthodologie

Dans cette partie, sont présentés les principes d'utilisation des méthodes de normalisation des concentrations en ^{10}Be mesurées dans les sédiments marins, ainsi que les principes d'extraction et de mesure isotopiques.

2.1 Utilisation du $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique et du $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ dans les sédiments marins comme proxy les taux de production de ^{10}Be dans l'atmosphère.

Le temps de résidence du ^{10}Be dans l'atmosphère est de l'ordre de l'année (Raisbeck *et al.*, 1981a ; Boulès, 1992 ; Baroni *et al.*, 2011). Après sa formation dans la stratosphère par spallation de l'oxygène et de l'azote (Chapitre 1), il se fixe rapidement sur les aérosols, puis est précipité par les eaux météoriques sur la surface du globe (Raisbeck *et al.*, 1981a). La figure 2.1 montre le flux de dépôt moyen total (sec et humide) du ^{10}Be moyenné sur la période 1986–1990. Les récents efforts pour étudier le transport atmosphérique et le dépôt de ^{10}Be à la surface terrestre en utilisant des modèles de circulation générale (examinés par Heikkilä *et al.*, 2011) ont montré que le facteur principal modulant les changements de dépôt de ^{10}Be dans les archives terrestres naturelles est la production globale (intégrant le gradient de latitude),

~70% du ^{10}Be étant produit dans la stratosphère où le temps de résidence permet un fort mélange.

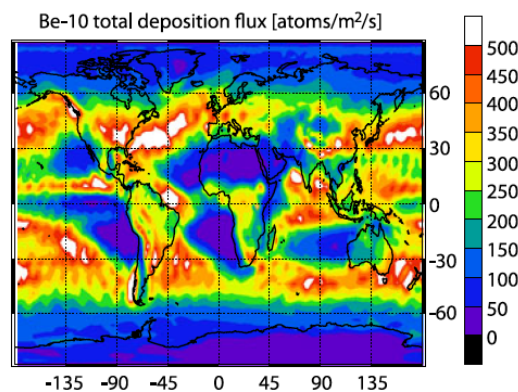


Figure 2.1. Flux de dépôt de ^{10}Be ($\text{atoms}/\text{m}^2/\text{s}$), modélisé avec le modèle de circulation générale ECHAM5-HAM, moyenné sur 1986–1990. Deux facteurs qui contrôlent le dépôt de ^{10}Be peuvent être vus dans cette répartition : tout d'abord, le dépôt de ^{10}Be est élevé aux moyennes latitudes où la plupart des échanges d'air entre la stratosphère et la troposphère a lieu (Appenzeller *et al.*, 1996 ; Stohl *et al.*, 2003). Deuxièmement, le dépôt ^{10}Be est élevé, où les précipitations sont élevées et vice versa. Figure et légende tirées de Heikkilä *et al.* (2011).

*Deposition flux of ^{10}Be ($\text{atoms}/\text{m}^2/\text{s}$), modelled with the ECHAM5-HAM general circulation model, averaged over 1986–1990. Two factors controlling the ^{10}Be deposition can be seen in this figure. First, the deposition of ^{10}Be is high in the mid-latitudes where most of the air exchange between the stratosphere and the troposphere takes place (Appenzeller *et al.* 1996; Stohl *et al.*, 2003). Second, the ^{10}Be deposition is high where precipitation is high and vice versa. Figure and caption from Heikkilä *et al.* (2011).*

Environ 90% du ^{10}Be atmosphérique atteint l'océan sous forme soluble, seule une petite fraction étant mobilisée dans les sols. Les flux continentaux de ^{10}Be vers l'océan suivent les mêmes voies de transfert que celles décrites pour le ^9Be . Après avoir atteint les couches océaniques superficielles, il est adsorbé sur les particules et sédimente rapidement par effet de scavenging (McHargue et Damon, 1991). Dans les sédiments marins, la concentration en ^{10}Be résulte d'une interaction complexe entre plusieurs processus: la production cosmogénique, la redistribution par le transport fluvial et océanique, les processus d'adsorption et de dépôt (Fig. 2.2). Une procédure de normalisation est donc requise afin de considérer les facteurs altérant la signature primaire de production atmosphérique.

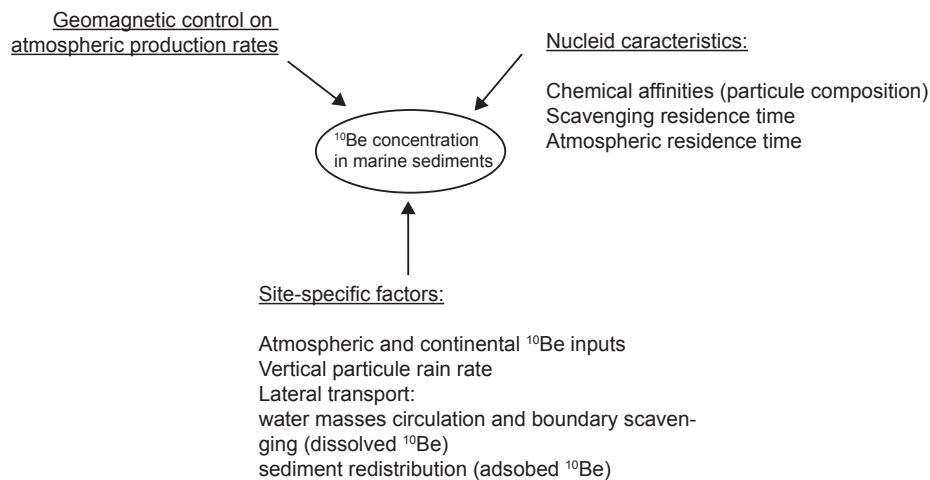


Figure 2.2. Principaux facteurs contrôlant la concentration en ^{10}Be dans les sédiments marins. *Main controlling factors on ^{10}Be concentration in marine sediments.*

Une méthode permettant cela est la normalisation au ^9Be authigénique, c'est à dire issu de dissolution partielle des apports éolien et fluviatile à l'océan (~25% du ^9Be arrivant à l'océan est solubilisé; Bourlès *et al.*, 1989). Le ^9Be , isotope stable du béryllium et constituant originel de la croûte terrestre (abondance crustale moyenne de 2,7 ppm), atteignant la surface de l'océan par les poussières éoliennes représente la composante principale du flux total de ^9Be vers l'océan (entre 9×10^7 et $27 \times 10^7 \text{g.an}^{-1}$ contre environ $4,5 \times 10^7 \text{g.an}^{-1}$ par la voie des eaux continentales [Measures and Edmond, 1983 ; Brown *et al.*, 1992]). Puisque seule cette fraction solubilisée peut être homogénéisée avec le ^{10}Be introduit sous forme soluble, seule la fraction authigénique doit être considérée. Une fois les deux isotopes homogénéisés, ils sont scavengés avec la même efficacité. Environ 70% du ^{10}Be authigénique et ~40% du ^9Be authigénique sont portés par les oxy-hydroxydes de fer et manganèse, la fraction échangeable et la fraction carbonatée (Bourlès, 1989b). Les valeurs du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique dans les sédiments de surface reflètent la composition isotopique des masses d'eau susjacentes, et leur variabilité spatiale est principalement contrôlée par la proximité des apports en ^9Be détritique et le temps de résidence du Be dans l'océan (Bourlès *et al.*, 1989 ; Ku *et al.*, 1990). L'utilisation des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ permet donc de s'affranchir du flux de particules, et présente l'avantage que ^{10}Be et ^9Be ont le même comportement chimique dans l'océan (ceci

implique également de s'affranchir des variations des taux de désorption du ^9Be et du ^{10}Be lors de lixiviation, et donc de minimiser les erreurs expérimentales). Cependant, cette méthode ne permet pas les reconstructions quantitatives des flux de ^{10}Be au sédiment et ne corrige pas du transport latéral synsédimentaire du Be adsorbé. Parce que le temps de séjour du Be dans la colonne d'eau est d'environ 500-1000 ans, le phénomène de "boundary scavenging" et la circulation des eaux profondes doivent également contribuer au transport de Be dissous et donc influencer sur le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$. Le choix d'un site d'étude sur les marges océaniques où le flux de particules est élevé et le court temps de résidence du Be permet de minimiser cet effet.

Une autre méthode, plus largement utilisée, est la normalisation au Thorium-230 (^{230}Th) en excès, basée sur l'hypothèse d'un flux constant de ^{230}Th au sédiment. Cette méthode, dont les principes et limites sont passés en revue par Henderson et Anderson (2003) et François *et al.* (2004), permet la quantification directe des flux de ^{10}Be et la correction de la redistribution latérale des sédiments (apports et déplétion). En plus de l'influence l'advection de Be dissous, des biais peuvent résulter du fait que Be et Th n'ont pas les mêmes affinités chimiques. Chase *et al.* (2002) ont montré l'effet différentiel de la composition des particules sur le coefficient de partitionnement du Th et du Be, et suggéré que le rapport silice/carbonates des particules pouvait expliquer la variabilité des rapports $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ sédimentaires.

2.2 Echantillonnage et préparation physique

La stratégie d'échantillonnage à des fins de reconstruction des variations des taux de production de ^{10}Be atmosphérique est basée sur les profils de la paléointensité relative préalablement évaluée le long de chaque séquence. Les stratégies d'échantillonnage, ainsi que la description des carottes sont détaillées séparément pour chaque séquence étudiée dans les chapitres 3, 4 et 5. Les échantillons prélevés sont des tranches de sédiment d'une épaisseur de 1 cm (Fig. 2.3).

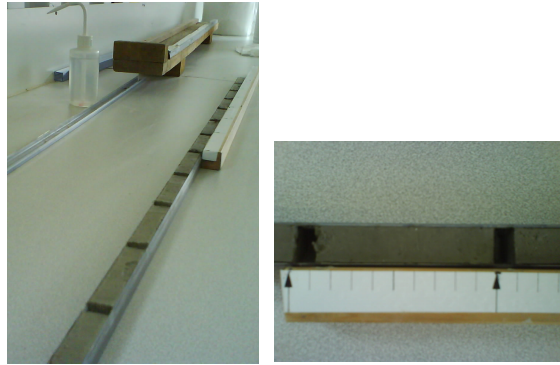


Figure 2.3. Prélèvement d'échantillons de sédiment dans un U-channel de la carotte MD04-2811.
Sampling a U-channel in core MD04-2811.

Avant l'extraction et la mesure des isotopes du Béryllium, de l'Uranium et du Thorium, chaque échantillon de matériel sédimentaire prélevé est séché à 50°C en étuve, puis broyé dans un mortier à Agathe. Les analyses chimiques sont ensuite réalisées sur ces poudres de sédiment homogénéisé. Seule la carotte MD04-2811 a fait l'objet de mesures couplées ^9Be et $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$, réalisées sur les mêmes échantillons broyés et homogénéisés, pour la normalisation des concentrations en ^{10}Be (cf. Chapitre 3).

2.3 Détermination du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique des échantillons.

2.3.1 Préparation des échantillons

Les protocoles décrits ici pour la lixiviation, la dissolution totale et l'extraction des isotopes du Be, furent initialement mis en place et décrits par D. Bourlès en 1989. Ils résultent d'expériences de dissolutions séquentielles réalisées sur des sédiments marins, et de la mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ associés aux différentes phases mises en solution (Bourlès, 1989b). Ils doivent être réalisés dans une unité dédiée à la préparation des cibles pour les mesures de la concentration en Béryllium-10 atmosphérique, afin de proscrire toute contamination d'échantillons analysés pour l'extraction et la mesure du ^{10}Be in-situ, dont les concentrations sont plusieurs ordres de grandeur au-dessous des concentrations en ^{10}Be atmosphérique.

Procédure de lixiviation : mise en solution de la phase authigénique

L'extraction de la phase authigénique s'effectue par lixiviation au chlorydrate d'hydroxylamine (NH_2OH , HCl) et à l'acide acétique ($\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$). Le chlorydrate d'hydroxylamine est un puissant réducteur qui dissout la phase inorganique amorphe du sédiment, et solubilise donc les oxy-hydroxydes de fer et manganèse, phase principale porteuse du Be authigénique (Ku *et al.*, 1982 ; Bourlès, 1989b ; Von Blanckenburg, 1996). L'acide acétique permet de mettre en solution le Be adsorbé par la phase inorganique carbonatée (Bourlès, 1989b).

Le protocole de lixiviation est décrit pour un échantillon, mais plusieurs échantillons sont en réalité traités en un batch (généralement 6 à 8 échantillons) avec un blanc commun. Tous les tubes *Falcons* et bouteilles LDPE *Nalgene* utilisés sont préalablement nettoyés à l'eau milli-Q et séchés, et labellisés.

La veille du traitement, ~1 g de poudre de sédiment est prélevée et mise en présence de 20 ml/g d'une solution de chlorydrate d'hydroxylamine à 0.04 mol et d'acide acétique à 25% dans un tube *Falcon*. Cette solution de lixiviation a été préalablement préparée avec 65 ml d'acide acétique à 96% et 0,6949 g d'hydroxylamine (69,49 g/mol) dans une bouteille LDPE *Nalgene* 250 ml. Le *Falcon* avec l'échantillon dans la solution de lixiviation est ensuite disposé dans un bain-marie de sable de Fontainebleau. Le lendemain, une chauffe est réalisée à $95 \pm 5^\circ \text{C}$ avec agitateur magnétique pendant 7 heures. Après la chauffe, la solution résultante est séparée du résidu solide par une série d'étapes de centrifugation et récupération du surnageant dans une bouteille *Nalgene* 250 ml. Cette solution est pesée, puis 2 ml en sont prélevés à l'aide d'une pipette pour la mesure de la concentration en ^9Be , puis réservés dans des *Nalgene* 4 ml et pesés. Le restant est pesé, et une solution commerciale enrichie en ^9Be (10^{-3} g/g) est ajoutée (Sharlau®). Ce « spike » a deux fonctions. D'abord, il agit comme un entraîneur, c'est-à-dire que son ajout en quantité très largement supérieure au ^9Be naturel (négligeable) permet d'avoir une cible finale assez conséquente pour la mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par spectrométrie de masse par accélérateur (Acceleration Mass Spectrometry, AMS, cf. partie suivante). Il permet également le calcul des concentrations en ^{10}Be en s'affranchissant des rendements d'extraction du Be. En effet, ^{10}Be et ^9Be s'homogénéisent dans la solution de lixiviation, sont ensuite extraits avec la même efficacité, et la mesure du $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ final permet de connaître le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ initial de l'échantillon (le rapport reste le même). La procédure « blanc » est préparée simultanément au traitement des échantillons à

partir de l'étape de « spiking », en traitant la solution de chlorhydrate d'hydroxylamine et acide acétique.

Attaque totale : mise en solution du Be authigénique et matriciel

La normalisation au ^{230}Th en excès nécessite de connaître le nombre d'atome total de ^{10}Be de la phase authigénique. En effet, la lixiviation permet de mettre en solution environ 70% du ^{10}Be (Bourlès, 1989b), et les rendements de dissolution de la phase authigénique peuvent varier avec la composition du sédiment. La concentration en ^{10}Be produit in-situ et présent dans la matrice des grains est totalement négligeable en comparaison de la concentration en ^{10}Be de la phase authigénique (Bourlès, 1989b). La concentration en ^{10}Be total (authigénique et matriciel) est donc assimilable à la concentration en ^{10}Be authigénique du sédiment, et la procédure de dissolution totale permet de s'affranchir d'une procédure de dissolutions séquentielles. Cette procédure de dissolution totale a été conduite en plus de la lixiviation sur 19 échantillons de poudre de sédiment homogénéisée, en vue du calcul du flux de ^{10}Be normalisé au ^{230}Th en excès (voir paragraphe 2.4).

Le protocole de dissolution totale est décrit ici pour un échantillon, mais l'on procède généralement au traitement simultané de plusieurs échantillons et d'un blanc. Environ 0,3 g de poudre de sédiment est introduite dans un bécher labellisé préalablement rincé à l'eau milli-Q et humide, afin de diminuer l'électricité statique. Après l'ajout de 5 ml d'acide fluorydrique (HF) concentré, l'échantillon est chauffé à 70°C à couvert pendant une nuit. Le lendemain, il faudra vérifier si la dissolution est complètement achevée. Si ce n'est pas le cas, et qu'il reste encore du sédiment au fond du bécher, il faudra alors ajouter 2 ou 3 ml d'HF supplémentaires et continuer la dissolution. Si par exemple après encore une nuit aucun progrès notable n'est observé, on pourra évaporer une partie de l'HF et le substituer avec 5 ml d'eau régale (mixture acide chlorhydrique HCl : acide nitrique $\text{HNO}_3 = 2 : 1$). Il faut cependant faire attention à ne pas ajouter d'eau régale dans un bécher à sec pour éviter toute réaction violente ou projection. Cette procédure est continuée jusqu'à dissolution complète, ce qui pourra prendre plusieurs jours.

Lorsque la dissolution totale de l'échantillon est observée, la solution est évaporée sans aller à sec, et 4 ml d' HNO_3 sont ajoutés. Après avoir répété 3 fois l'opération, il faudra laisser réduire la solution jusqu'à 1 ml puis la transférer dans une bouteille *Nalgene* labellisée,

propre et pesée. Le bécher est rincé 3 fois avec 100 µl d'HNO₃ dilué dans un peu d'eau milli-Q. La solution est ensuite pesée puis spikée (300 µl d'une solution enrichie à 10⁻³ g de ⁹Be par g de solution Sharlau®).

Extraction chimique du Be

Une fois l'échantillon mis en solution, quelque soit la méthode utilisée, les isotopes du Be en sont extraits. La procédure d'extraction est schématiquement illustrée en figure 2.4, et décrite ci dessous. Elle est basée sur les propriétés du Be en phase aqueuse : d'une part, son très grand rapport charge sur rayon implique une très forte tendance de l'ion Be²⁺ à s'hydrolyser et à former des espèces polynucléaires ; d'autre part le petit rayon ionique de l'ion Be²⁺ (0,31 Å) empêche sa complexation par l'acide éthylène diamine tétracétique (EDTA, un complexant quasi-universel), la tension des liaisons Be-EDTA étant trop fortes. En revanche, l'ion Be²⁺ forme des complexes particulièrement stables avec les 1,3 dicétones, et notamment avec l'acétone.

A la fin de l'étape de lixiviation, l'échantillon est dans une solution d'acide acétique. Après avoir transféré l'échantillon dans un bécher labellisé nettoyé (eau Milli-Q) et séché, l'acide acétique est substitué par de l'acide nitrique par évaporation puis ajout de 5 ml de HNO₃. En revanche, après la dissolution totale, l'échantillon est déjà dans une solution de HNO₃. Le protocole d'extraction pour ces échantillons peut donc commencer à cette étape : après une évaporation sans aller à sec, ~30 ml d'eau (MQ) sont ajoutés. L'échantillon est alors mis en présence d'EDTA 50%, versé jusqu'à l'obtention du pH 7. A ce stade, les espèces chimiques autres que le Be sont complexées par l'EDTA. Une fois le pH 7 obtenu, 2 ml d'acétylatéone (C₅H₈O₂) sont ajoutés, ce qui permet de spécifiquement complexer le Be. Les complexes d'acétylacétonate de béryllium ainsi obtenus sont extraits par solvant organique : l'échantillon est versé dans une ampoule à décanter (nettoyée 3 fois à l'eau de ville puis 3 fois à l'eau milli-Q), avec 15 ml de carbone tétrachlorure (CCL₄). La phase organique est extraite, récupérée dans le bécher d'évaporation, et les complexes organiques Be(C₂H₇O₂)₂ sont décomposés à chaud par 6 ml de HCl. La solution est amenée à sec, puis reprise à chaud par 4 ml de HNO₃ et 2 ml d'acide perchlorique (HClO₄) afin de détruire les éventuels résidus de matière organique. Après avoir mené la solution à sec, le dépôt est repris par 4 ml d'HNO₃. Cette étape permet la disparition des traces de HClO₄. Un dernier ajout de

4 ml de HCl est ramené à 1 ml, puis transféré dans un tube à centrifuger (préalablement nettoyé à l'eau milli-Q, sec et labellisé).

Afin de précipiter le Be en solution, de l'ammoniaque (NH_4OH) concentré est ajouté à l'échantillon jusqu'à l'apparition du précipité blanc crémeux d'oxy-hydroxyde de Béryllium ($\text{Be}(\text{OH})_2$) vers pH 8. Cette étape doit être précise et le pH doit être vérifié pour s'assurer de ne pas dépasser le pH 9 et ainsi éviter la précipitation d'oxy-hydroxydes de Bore.

Le tube est centrifugé et le surnageant est jeté dans le bécher conservé servant ainsi de poubelle. Le précipité est lavé deux fois en ajoutant 5 ml d'eau MQ à pH 8, en remuant avec un vortex, en centrifugeant et jetant le surnageant. Après remise en solution du précipité par ajout de 2 ml d'HCl, les étapes de précipitation et de lavage décrites ci-dessus sont répétées. Finalement, le précipité obtenu est solubilisé avec ajout de HNO_3 , et cette solution est soigneusement transférée dans un creuset de quartz (lavé 3 fois à l'eau MQ et labellisé). La solution est ensuite évaporée à 200°C . Les propriétés hydrophile du Be sont telles que chauffé à 60°C , le tétrahydrate de Be se transforme en $\text{Be}(\text{OH})_2$. A 250°C , on obtient BeO . Cependant, la déshydratation complète de l'hydroxyde de Be n'est achevée que par la chauffe 1 heure à 800°C dans un four. Une fois refroidi, le creuset est ensuite recouvert de parafilm et stocké dans des boîtes de plastique individuelles.

**Procédure chimique pour l'extraction des isotopes du Be
à partir de sédiments marins**

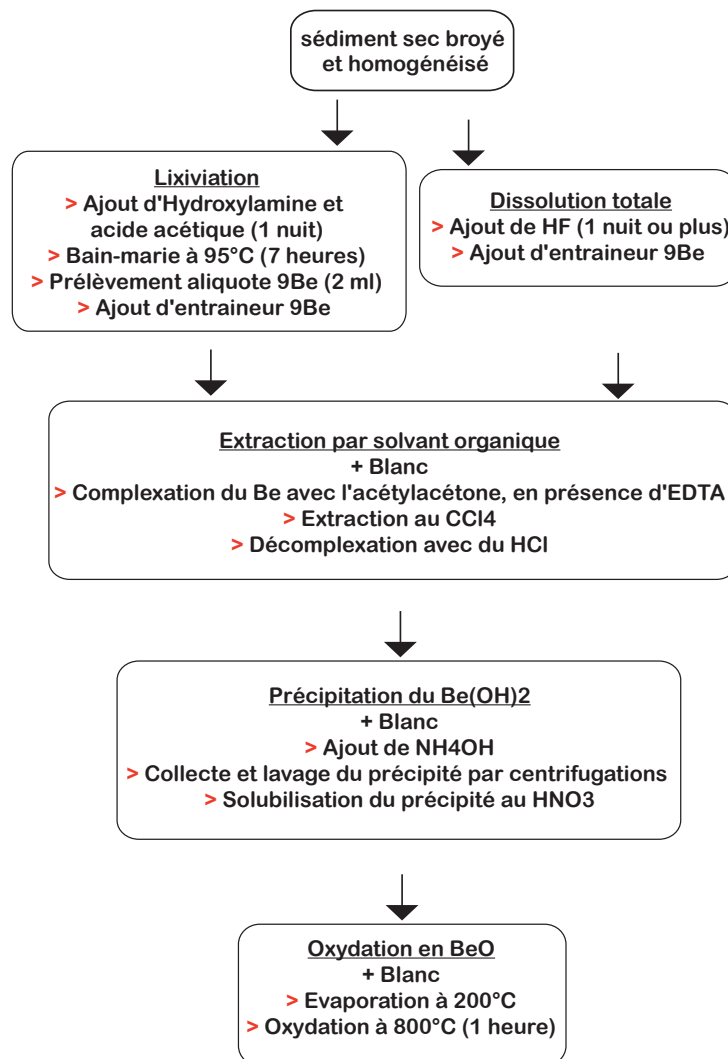


Figure 2.4. Schéma du protocole d'extraction des isotopes du Be appliqué aux sédiments marins.
Flowchart of Be isotopes extraction procedure from marine sediments.

Cathodage des cibles

Le matériel cible utilisé pour les mesures par AMS à ASTER est un mélange de poudre d'oxyde de Be (BeO) extraite chimiquement de l'échantillon de sédiment, et de poudre de Niobium (Nb (Aldrich, -325 mesh, 99.8%)). Celle-ci est utilisée comme super conducteur, afin de faciliter l'ionisation de l'échantillon dans la source du spectromètre, et d'améliorer le rendement d'extraction des ions.

La préparation des cibles est réalisée sous une hôte dédiée (en protection des courants d'air). Le plan de travail et les ustensiles sont nettoyés à l'alcool et à l'eau MQ entre chaque échantillon. La poudre de Nb est introduite dans le creuset de quartz dans lequel se trouve l'échantillon à l'aide d'une spatule, et en est soigneusement incorporée afin d'obtenir un mélange homogène. Ce mélange est introduit dans un entonnoir monté sur une cathode de molybdène qui est ensuite placée sous presse pour compacter la poudre. Chaque cathode est finalement chargée sur le carrousel qui sera introduit dans la source.

Comme seule une fraction du matériel cible peut être analysée, il n'est pas possible de déterminer l'abondance absolue d'un nucléide dans un échantillon. A la place, on mesure des rapports isotopiques, qui correspondent au rapport du nombre d'ions de l'isotope rare (radioactif) sur le nombre d'ions de l'isotope abondant (stable) d'un même élément. Pour le ^{10}Be , le rapport mesuré est le $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$.

2.3.2 Mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par spectrométrie de masse par accélérateur

Description de l'AMS

Les mesures de ^{10}Be présentées dans ce travail de thèse ont été réalisées sur le nouvel équipement national, l'accélérateur tandem ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) de 5 MV installé au CEREGE en 2006. Dans cette partie, la technique AMS et le fonctionnement d'ASTER sont décrits, en insistant sur la mesure du ^{10}Be .

Le principe de la spectrométrie de masse par accélérateur est identique à celui de la spectrométrie de masse conventionnelle, avec une étape d'ionisation de l'échantillon, d'accélération du faisceau ionique, puis de séparation en champ magnétique en fonction de la masse et de la charge, et enfin de détection. La différence réside dans l'accélération des ions jusqu'à des énergies cinétiques extraordinairement hautes (dizaine de MeV) en utilisant un accélérateur de type tandem, avec deux étapes d'accélération (voir le paragraphe accélérateur/stripper). Cela permet de mesurer des radionucléides longue période tels que des nucléides cosmologiques ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ou ^{36}Cl , dont le temps de demi vie est trop long pour être mesurés par comptage radioactif (techniques basées sur la détection du rayonnement émis par une particule lors de sa décroissance), mais trop court pour être assez abondants pour être

mesurés par spectrométrie de masse classique. Pour le cas du ^{10}Be (et du ^{14}C), le facteur limitant à la séparation en champ magnétique est la résolution en masse et le niveau de séparation de l'aimant. C'est à dire que la différence de masse entre le ^{10}Be et son isobare le Bore-10 (^{10}B) qui lui est 10^8 à 10^{15} fois plus abondant, est trop faible pour qu'ils soient séparés par spectrométrie de masse classique pour laquelle le niveau de séparation se limite en général à 10^6 . Ainsi, au sein de l'accélérateur ASTER, la séparation du ^{10}Be et du ^{10}B est basée sur le numéro atomique, par l'intermédiaire de la loi de Bethe-Bloch (Bethe, 1930), qui décrit la perte d'énergie d'une particule chargée rapide (protons, particules alpha, ions atomiques, mais pas les électrons) traversant la matière :

$$-\frac{dE}{dx} = K \frac{z^2}{v^2}$$

Où E est l'énergie de la particule, x la distance parcourue, z le numéro atomique de la particule, et v sa vitesse. K est une constante qui dépend du matériau traversé par la particule. La quantité d'énergie perdue est donc proportionnelle au numéro atomique. Ainsi, la perte d'énergie du ^{10}B ($z = 5$) au sortir de la matière sera plus importante que celle du ^{10}Be ($z = 4$), et sera donc plus déviée en champ magnétique.

L'utilisation de la caractéristique univoque de la perte d'énergie dans une faible épaisseur de matière suivie de la détection ne sont possibles que si l'atome à analyser possède une énergie suffisamment élevée pour ces deux étapes puissent être réalisées séquentiellement. Cette condition est atteinte par l'introduction d'une étape d'accélération entre la partie source et la partie analyse d'un spectromètre de masse classique.

Pendant la mesure, plusieurs étapes permettent donc d'éliminer les nucléides interférant avec le nucléide d'intérêt. Ces étapes, ainsi que le principe de l'AMS, sera maintenant illustré sur la base de la figure 2.5, qui montre la structure générale d'ASTER.

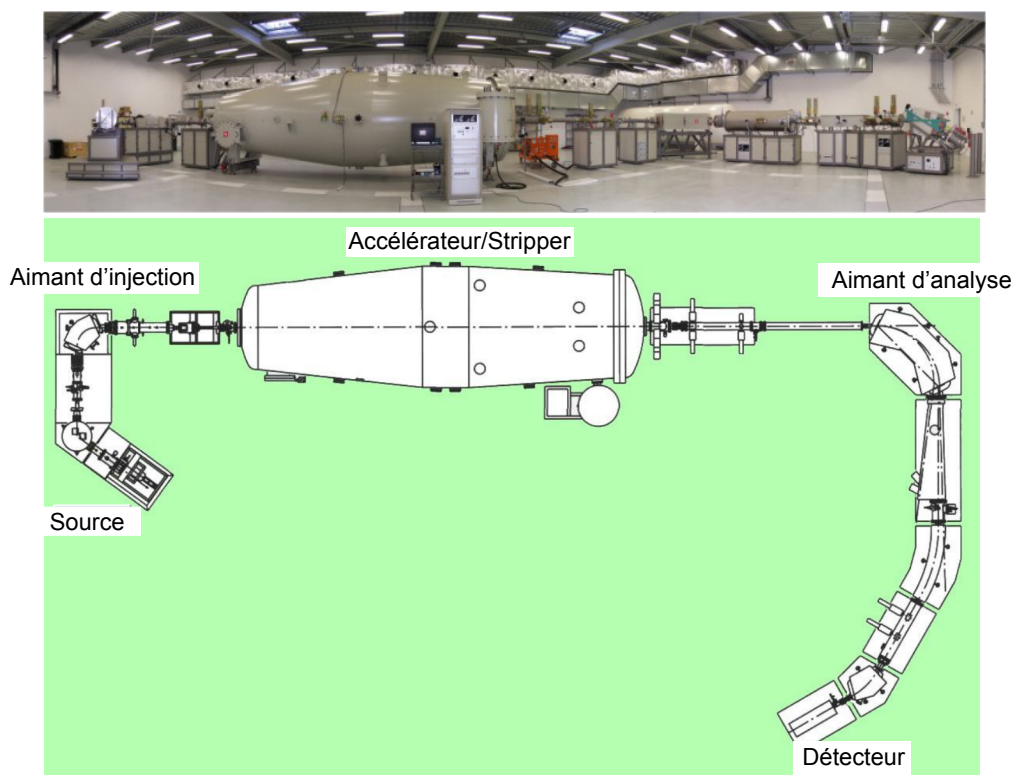


Figure 2.5. L'équipement national ASTER au CEREGE. Configuration schématique réalisée par G. Aumaître. L'échantillon est bombardé avec du Cs ; le faisceau d'ions négatifs est focalisé et accéléré et passe à travers un aimant d'analyse. Dans la première moitié de l'accélérateur tandem, le faisceau est accéléré à très haute énergie (5 MV). Dans la partie centrale, le faisceau passe à travers un éplucheur gazeux qui transforme les ions négatifs en ions positifs en enlevant plusieurs électrons aux ions. Dans la seconde moitié de l'accélérateur, le faisceau d'ions positifs est accéléré à très haute énergie. Il passe à travers un aimant d'analyse et un déflecteur électrostatique. L'isotope abondant stable est mesuré sous forme de courants électriques dans les cages de Faraday, tandis que l'isotope rare radioactif est compté atome par atome dans un détecteur à gaz ionisant.

The National ASTER facility at CEREGE. Schematic by G. Aumaître. The sample is bombarded with Cs, the negative ion beam is focused and accelerated and passes through an analyzing magnet. In the first half of the tandem accelerator, the beam is accelerated to very high energies (5 MV). In the central part, the beam passes through a gaseous stripper that converts negative ions into positive ions by removing several electrons to the ions. In the second half of the accelerator, the positive ion beam is accelerated to high energy. It passes through an analysis magnet and an electrostatic deflector. The stable isotope abundance is measured as electrical currents in Faraday cages, while the rare radioactive isotope is counted atom by atom in a ionizing gas detector.

Source. Le matériel cible (échantillon placé dans une cathode) est chargé dans la source, qui est une chambre sous vide dans laquelle est injecté du Césium gazeux neutre sous forme de vapeur. Le césium est ionisé à 1500°C et une différence de potentiel de 7000 V entre l'ioniseur et l'échantillon permet son bombardement par les ions césium (Cs^+) pour produire un faisceau d'ions moléculaires négatifs BeO^- . Le choix d'extraire l'espèce moléculaire BeO^- plutôt que l'ion Be^- est motivé par le fait que le rendement d'ionisation moléculaire est 200 fois supérieur au rendement d'ionisation atomique pour le Béryllium. Ce faisceau est extrait de la source grâce à une différence de potentiel de 22 000 V entre l'échantillon et un extracteur placé à la sortie de la source, puis focalisé et transporté vers l'aimant d'injection. Seuls les ions négatifs sont transportés, et les atomes qui ne forment pas d'ions négatifs sont ainsi séparés.

Aimant d'injection : première sélection en masse. Le faisceau BeO^- accéléré par un champ électrique passe à travers un premier aimant. Ici, les ions sont défléchis en fonction de leur masse et de leur charge. Formule. Pour la mesure du ^{10}Be et du ^9Be , les masses 26 et 25 sont sélectionnées à champ constant, par application de la différence de potentiel permettant de communiquer localement aux molécules d'énergie nécessaire à leur déviation selon le rayon de courbure de l'aimant. Seuls les ions $^{10}\text{BeO}^-$ et $^9\text{BeO}^-$ sont ainsi sélectionnés en séquentiel et continuent le parcours. L'intensité des ions dont les masses sont similaires à celles des isotopes mesurés peut être ainsi considérablement réduite.

Accélération tandem/strippeur. Dans la première moitié du compartiment d'accélération, les ions négatifs sont accélérés par une série de plaques métalliques reliées par des résistances et créant un gradient de potentiel (de 0 à 5 000 000 V) jusqu'à « l'éplucheur » central (strippeur). L'éplucheur est un gaz (Argon) à faible pression. Au passage des ions à travers l'argon, les molécules chargées négativement sont « cassées », les atomes perdent des électrons, les ions négatifs deviennent donc positifs (Be^+ , Be^{2+} , Be^{3+} et Be^{4+}) et les molécules isobares sont détruites. Après avoir été accéléré une seconde fois dans la deuxième moitié de l'unité d'accélération, le faisceau d'ions positifs qui en sort possède une très haute énergie.

La ligne d'analyse. Le faisceau passe alors dans un déflecteur électrostatique afin de sélectionner l'état de charge le plus abondant statistiquement ($2+$), et de rejeter les particules d'énergies et états de charge variés qui constituent encore un petit bruit de fond. Le faisceau est ensuite dirigé vers un premier aimant d'analyse afin de séparer les masses 9 et 10. Cet aimant est disposé de façon à ce que son rayon de courbure corresponde au rayon de courbure

des ions $^{10}\text{Be}^{2+}$ défléchis et ayant l'énergie imposée par l'accélération. Au sortir de l'aimant d'analyse, la détection de l'isotope stable (ions $^9\text{Be}^{2+}$) se fait par mesure des courants électriques induits dans des cages de Faraday.

Jusqu'ici, le ^{10}Be n'a pas été séparé de son isobare le ^{10}B . Cette séparation se fait par perte d'énergie différentielle des ions lors de leur passage au travers d'une feuille de carbone pur placée sur leur trajectoire, selon la loi de Bethe-Bloch (voir plus haut). L'énergie suffisante pour la séparation du ^{10}Be et du ^{10}B est obtenue avec l'accélérateur tandem fonctionnant à 4,5 MV pour le ^{10}Be . Un deuxième aimant d'analyse placé après cette feuille de carbone permet ensuite de dévier le Bore de la trajectoire optimale (car moins énergétique que le Be) et de diriger le faisceau ainsi épuré vers les détecteurs.

Dans la dernière étape, l'élimination de l'isobare ^{10}B est achevée : le détecteur à gaz mesure la perte d'énergie des ions par unité de distance de leur passage à travers le gaz. Celle-ci étant plus importante pour le ^{10}B que pour le ^{10}Be , ce dernier parcourt une plus grande distance dans le détecteur, et la différence de signal est mesurée entre un compteur proximal et un compteur distal. La pression de gaz est réglée de manière à ce qu'un atome de ^{10}Be traverse tout le détecteur alors qu'un éventuel atome de ^{10}B est arrêté au niveau du premier compteur. La mesure est déclenchée par l'arrivée des ions dans le second compteur.

Correction de la dérive et du bruit de fond

Pendant la mesure, une dérive due à des changements d'état de la machine peut se produire, et les deux isotopes du rapport mesuré, ici le $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, peuvent être sujets à des conditions d'ionisation et de transmission différentes. Ceci est reflété par la variation du rapport isotopique d'un matériel standard de rapport connu, et mesuré avec les échantillons. La figure 2.6 montre un exemple de déviations de la valeur du standard pendant la mesure sur ASTER d'échantillons présentés dans ce travail de thèse. Les déviations déterminées par la mesure du standard sont également utilisées pour la correction du rapport mesuré de l'échantillon, en calculant un facteur correctif (rapport entre la concentration mesurée et la concentration réelle du standard).

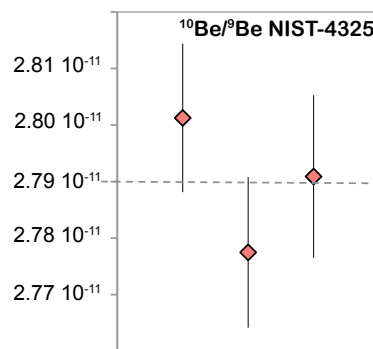


Figure 2.6. Standards mesurés pendant un run ^{10}Be sur ASTER entre le 18 juillet 2008 à 19h38 et le 19 juillet 2008 à 09h58 pour trois cibles différentes de standard. Chaque valeur correspond à la moyenne de trois mesures réparties pendant le run. Les barres d'erreur correspondent à 1 sigma. Le trait en pointillé correspond à la valeur théorique du standard. Le matériel standard utilisé est le NIST 4325 préparé par Nishiizumi *et al.* (2007), de rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ certifié $2,79 \times 10^{-11}$. Aucune dérive n'est observée pendant la mesure. En réalité, le rapport moyen mesuré des trois étalons est de $1,06 \times 10^{-11}$. Le facteur correctif qui doit alors être appliqué à tous les rapports mesurés pendant ce run est donc de 2,64.

*Standards measured during a ^{10}Be run on ASTER between July 18, 2008 at 7:38 p.m. and July 19, 2008 at 9:58 a.m. for three different standard targets. Each value is the average of three measurements distributed during the run. Error bars correspond to 1 sigma. The dotted line corresponds to the theoretical value of the standard. The standard material used is the 4325 NIST prepared by Nishiizumi *et al.* (2007), with a certified $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of 2.79×10^{-11} . No drift is observed during the run. In fact, the average measured ratio of the three standards is 1.06×10^{-11} . The correction factor that must then be applied to all measured ratios for this run is 2.64.*

Le nombre minimum d'atomes qui peut être détecté de manière significative et le rapport isotopique minimum qui peut être mesuré sont limités pas le bruit de fond. Il est attribuable à (i) une inter-contamination potentielle entre échantillons dans la source d'ions et à (ii) une détection de particules interférant avec le nucléide d'intérêt, et non éliminées tout au long du parcours du faisceau. La mesure de blancs machine permet d'évaluer ce bruit de fond. Sur ASTER, les blancs machine sont de $(0,62 \pm 0,31) \times 10^{-15}$ sur une période de 18 mois ($n = 90$; Arnold *et al.*, 2010), négligeables en comparaison des rapports mesurés des échantillons (de l'ordre de 10^{-11}).

Enfin, la mesure d'un blanc chimie permet la correction d'une contamination éventuelle des produits et /ou des ustensiles durant la procédure de mise en solution des échantillons et d'extraction chimique. La figure 2.7 montre les valeurs des blancs chimie réalisés simultanément aux échantillons présentés dans ce travail de thèse. Les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ des blancs chimie sont mesurés dans la région 10^{-15} , i.e. 1000 fois moins que les rapports mesurés pour les échantillons.

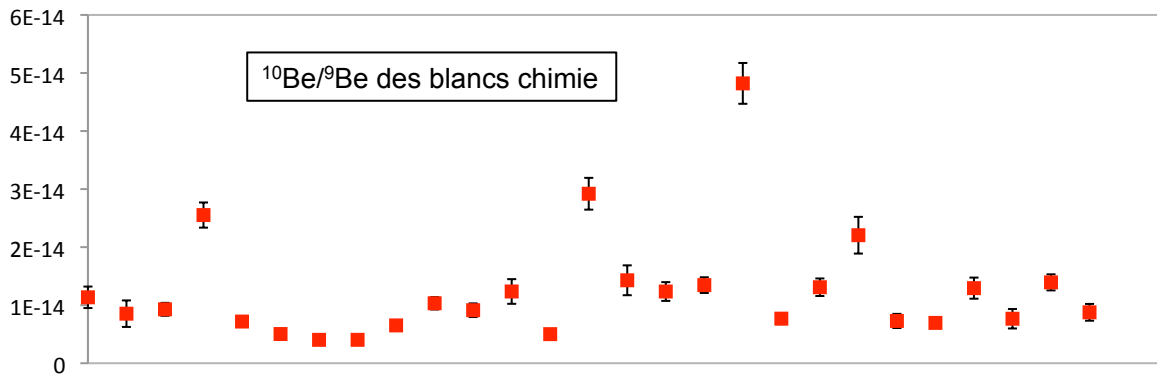


Figure 2.7. Rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ des blancs chimie réalisés au CEREGE et mesurés sur ASTER entre 2008 et 2010. Ces blancs ont été réalisés par deux laborantins différents.

$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of chemistry blanks performed at CEREGE and measured on ASTER between 2008 and 2010. These blanks were measured by two different lab users.

Lors des mesures ^{10}Be de routine à ASTER, une roue de 50 échantillons est chargée avec (1) une seule cible de graphite utilisée comme « mémoire tampon », quand la source est arrêtée/démarrée, pour le nettoyage après le passage d'un échantillon délicat comme les standards, (2) trois cibles-référence de NIST 4325, (3) un blanc machine (solution commerciale d'entraîneur ^9Be directement précipitée), et (4) des échantillons (échantillons et blancs chimie) dans les 45 positions libres restantes. Pendant la mesure d'un batch (i.e. tous les échantillons chargés sur la roue), chaque cible-référence est mesurée trois fois pendant 200 s, et les blancs machine et les échantillons sont mesurés trois fois, jusqu'à atteindre 600 à 1500 coups à chaque fois (Arnold *et al.*, 2010).

Justesse et précision des mesures

Les erreurs systématiques dues à la dérive de la machine et aux contaminations sont donc réduites par la mesure d'étalons et de blancs simultanément aux échantillons.

De plus, des taux de comptage élevés sont nécessaires afin de réduire les erreurs dues à l'incertitude statistique et d'avoir ainsi une bonne précision. L'erreur statistique peut être réduite en augmentant le temps de mesure en cas de faibles concentrations de isotope rare.

La reproductibilité externe d'ASTER (déviations à 1-sigma sur des mesures répétées), intègre tous les effets aléatoires qui contribuent à la variabilité d'ASTER (e.g. stabilité et réglages du circuit haute tension, non linéarité du détecteur vis-vis des taux de comptage). Elle a été évaluée lors de l'amélioration des capacités des mesures de routine pour le ^{10}Be , par la mesure répétée du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ du standard NIST 4325 sur une longue période de temps (Janvier 2008 à Août 2009, Arnold *et al.*, 2010). Une grande partie des échantillons présentés dans cette thèse ont donc été mesurés pendant cette période et participent ainsi à ces résultats. Sur un run complet sans modification de réglages, reproductibilité des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés dans la région 10^{-11} est généralement de 0,9% environ, et limitée à 0,6% même avec un nombre de coups de ^{10}Be proche de 100 000 (Arnold *et al.*, 2010).

2.3.3 Calcul des concentrations en ^{10}Be à partir du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré

Dans cette partie, il est expliqué comment les concentrations en ^{10}Be de la phase authigénique effectivement extraite de l'échantillon sont dérivées des mesures du $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ à l'AMS. Afin de convertir les rapports isotopiques mesurés en concentrations en ^{10}Be de la phase authigénique, il faut connaître les informations suivantes : la concentration en ^9Be du spike ($\sim 3 \times 10^{-4}$ g/g), le poids de la solution de spike ajoutée à l'échantillon (g), et le poids de matière traitée (sédiment) pour chaque échantillon (g). La concentration en ^{10}Be est calculée comme suit :

$$\left[^{10}\text{Be} \right]_{at/g} = \frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} \Bigg|_{\text{échantillon}} \times \frac{\left[^9\text{Be} \right]_{\text{spike}} \times m_{\text{spike}} \times N}{9.02 \times m_{\text{échantillon}}}$$

$$\left[^{10}\text{Be} \right]_{mol/g} = \frac{\left[^{10}\text{Be} \right]_{at/g}}{N}$$

$$\left[{}^{10}\text{Be} \right]_{g/g} = \left[{}^{10}\text{Be} \right]_{mol/g} \times 10$$

où N est le nombre d'Avogadro ($6,03 \cdot 10^{22}$ atomes/mol), 9,02 est la masse molaire du ${}^9\text{Be}$, 10 la masse molaire du ${}^{10}\text{Be}$ et $m_{\text{échantillon}}$ est la masse de sédiment traité.

Cette valeur est corrigée de la décroissance radioactive, en utilisant un temps de demi-vie de ($1,387 \pm 0,012$) Ma (Korschinek *et al.*, 2010; Chmeleff *et al.*, 2010) :

$$\left[{}^{10}\text{Be} \right]_{\text{initiale}} = \left[{}^{10}\text{Be} \right]_{\text{mesurée}} \times e^{\lambda t}$$

Les incertitudes (1 sigma) associées à la concentration en ${}^{10}\text{Be}$ sont propagées à partir de :

- L'incertitude statistique (écart type à 1 sigma) déterminée par $\sqrt{(N/N)}$, où N est le nombre de coups de ${}^{10}\text{Be}$. Plus N est grand, plus cette incertitude est réduite.
- L'incertitude instrumentale, estimée à partir de la reproductibilité externe.

en utilisant la l'équation de propagation standard des incertitudes (e.g. Taylor, 1997) :

$$df = \left| \frac{\partial f}{\partial x_1} \right| dx_1 + \left| \frac{\partial f}{\partial x_2} \right| dx_2 + \dots + \left| \frac{\partial f}{\partial x_i} \right| dx_i \quad \text{pour toute fonction f de plusieurs}$$

variable x_1 à x_i .

Les incertitudes analytiques associées à la concentration en ${}^{10}\text{Be}$ sont de l'ordre de 1%.

2.3.4 Mesure du ${}^9\text{Be}$ authigénique par spectrophotométrie d'absorption atomique

Principe

Un atome ne peut exister que dans des états d'énergie potentielle définis dépendant de la configuration électronique. Lorsque l'on l'irradie avec une source lumineuse, on favorise le passage d'un de ses électrons de la couche la plus externe de l'état fondamental à l'état excité, et ce transfert correspond à une absorption d'énergie. La spectrophotométrie consiste à mesurer l'absorbance d'une substance chimique donnée en solution. C'est une méthode basée sur l'expérience de Kirchhoff, qui montre que les gaz incandescents peuvent absorber les mêmes radiations que celles qu'ils sont capables d'émettre. Plus cette espèce est concentrée

plus elle absorbe la lumière dans les limites de proportionnalités énoncées par la loi de Beer-Lambert (l'intensité de l'absorption dépend directement du nombre d'atomes absorbant les photons) :

Soit un rayonnement électromagnétique de longueur d'onde λ traversant un milieu homogène et isotrope. L'intensité de ce rayonnement subit une diminution exponentielle en fonction de la distance parcourue et de la densité des espèces absorbantes dans ce milieu :

$$I = I_0 \times e^{-\alpha \times l \times C}$$

Avec I : intensité de la lumière incidente ; I_0 : intensité de la lumière sortante ; α : coeff d'absorption (dépend des propriétés physiques du rayonnement électromagnétique, en m^2/mol) ; l : longueur du trajet optique (m) ; C : concentration de l'entité absorbante (mol/m^3).

On définit alors: $A = -\log\left(\frac{I}{I_0}\right)$, l'absorbance ou densité optique à la longueur d'onde λ (sans unité)

Ainsi, la concentration d'un élément à doser peut être déduite de la mesure de l'absorbance de la lumière par les atomes ($A = k C$).

Appareillage et mesure

L'isotope stable 9Be est mesuré par spectrophotométrie d'absorption atomique sans flamme (AAS) avec une correction par effet Zeeman. Pour ce travail de thèse, les mesures ont été réalisées en utilisant le modèle ICE 3400 de la marque Thermo Scientific, installé au CEREGE (Fig. 2.8).



Figure 2.8. AAS Thermo Scientific, ICE 3400. L'échantillon en solution est positionné sur un passeur d'échantillon, un bras automatisé prélève la solution et l'introduit dans le four où l'atomisation se produit.

AAS Thermo Scientific, ICE 340 equipment. The solution sample is positioned on the autosampler that takes the solution and introduces it into the graphite furnace where it is atomised.

Un dispositif monochromateur permet de générer, à partir d'une source de lumière visible ou ultraviolette, une lumière monochromatique, dont la longueur d'onde est choisie par l'utilisateur. L'appareil est préalablement étalonné sur la longueur d'onde d'absorption caractéristique de l'élément à étudier (Be : $\lambda = 234,9\text{nm}$). La lumière monochromatique incidente traverse alors une cuve contenant la solution étudiée portée à l'état atomique et où se produit l'absorption. Le trajet optique se termine sur la fenêtre d'entrée d'un amplificateur de l'intensité du faisceau transmis capté par le détecteur. L'appareil affiche l'absorbance en faisant le rapport de l'intensité lumineuse transmise en l'absence, puis en présence de l'échantillon, et mesurée en hauteur de pic.

Pour la mesure, l'échantillon en solution est porté à l'état de vapeur atomique par une surface chauffée électriquement. C'est l'étape de l'atomisation électrothermique :

20 μl de solution de l'échantillon à doser est introduit dans la cuve (tube en graphite) par une micropipette automatique. Le graphite est un catalyseur réducteur, il facilite la réduction d'oxydes qui ont pu se former, ou en empêche la production. La cuve est chauffée par effet joule par deux contacts électriques situés aux deux extrémités. Le chauffage qui conduit à l'atomisation présente plusieurs étapes successives de température croissante :

- Séchage : évaporation du solvant (110°C, température d'ébullition du solvant)
- Décomposition (sert à simplifier au maximum la matrice et extraire plus facilement l'élément du film solide déposé au fond de la cuve) : décomposition des sels de Be et élimination des composants de la matrice, élimination des anions (1600°C)
- Atomisation : dissociation thermique en atomes et vaporisation (2500°C)
- Nettoyage des éventuels résidus (2650°C)

Dans le four qui contient la cuve, on maintient une atmosphère inerte pour éviter une oxydation de l'élément chauffant. On utilise l'argon (gaz inerte). Les flux d'argon permettent de chasser l'air et évitent la combustion du tube, et évacuent les vapeurs produites pendant les deux premières étapes de chauffage.

Correction des effets de matrice

Les effets de matrice sont des interférences pouvant être induites par les composants constituant les matrices associées à l'élément à doser. Certains composants peuvent avoir une volatilité proche de celle de l'élément à doser, conduisant à des absorptions non spécifiques. Les particules en suspension, les molécules organiques ou les ions peu réductibles peuvent similairement générer un fond d'absorption.

Trois procédés ont été utilisés afin d'annuler ces interférences: une technique d'additions standards avec ajout d'un modifiant de matrice, et l'application d'un compensateur de bruit de fond (effet Zeeman) ont été systématiquement utilisés pour chaque mesure.

L'utilisation d'un modifiant de matrice universel $Mg(NO_3)_2$ avec l'échantillon (voir au paragraphe « méthode des additions standard ») permet d'uniformiser la réponse de l'absorption des composants matriciels de l'échantillon et d'avoir une correction homogène sur l'ensemble des analyses. Cette solution est réalisée à partir de 4,128 g de nitrate de magnésium ($Mg(NO_3)_2$) solubilisé dans 120 ml de HNO_3 à 0,2%.

Afin d'éliminer au maximum le fond d'absorption parasite, le spectrophotomètre utilisé applique une correction par effet Zeeman. L'application d'un champ magnétique

intense sur des atomes à l'état gazeux (étape d'atomisation) perturbe le comportement des électrons (cf. force de Lorentz). Les électrons absorbent/émettent avec une longueur d'onde légèrement différente qu'en l'absence de champ magnétique, suivant la nature exacte du mouvement des électrons au sein de l'atome. Cela permet discriminer le fond d'absorption de l'absorption spécifique.

Enfin, la méthode des additions standard permet non seulement de renforcer l'uniformisation de l'effet de matrice, mais également de réaliser des mesures qui s'effectuent dans un domaine proche de la limite de détection (la gamme de linéarité de la réponse du spectrophomètre est étroite, et les concentrations à mesurer sont de l'ordre de 10^{-9} g/g).

Cette méthode consiste à ajouter des quantités connues et croissantes de ^9Be à quatre répliquâts de l'échantillon à analyser. Ces ajouts dosés se font à partir d'une solution commerciale d'entraîneur ^9Be (Sharlau® à $1,02 \times 10^{-3}$ g/g). Cette solution est diluée en utilisant du HNO_3 à 0,2 % afin d'atteindre une concentration de $0,34 \times 10^{-8}$ g/g. afin d'éviter le gaspillage des solutions en cas d'erreur de manipulation, la dilution est réalisée en 6 fois en travaillant sur de faibles volumes :

| | SD1 | SD2 | SD3 | SD4 | SD5 | SD6 |
|---|---|---|---|---|---|--|
| Facteur de dilution | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 3 |
| Concentration (g.g⁻¹) | $1,02 \cdot 10^{-4}$ | $1,02 \cdot 10^{-5}$ | $1,02 \cdot 10^{-6}$ | $1,02 \cdot 10^{-7}$ | $1,02 \cdot 10^{-8}$ | $0,34 \cdot 10^{-8}$ |
| Préparation | 300 μL de S + 2700 μL de HNO_3 à 0,2 % | 300 μL de SD1 + 2700 μL de HNO_3 à 0,2 % | 300 μL de SD2 + 2700 μL de HNO_3 à 0,2 % | 300 μL de SD3 + 2700 μL de HNO_3 à 0,2 % | 300 μL de SD4 + 2700 μL de HNO_3 à 0,2 % | 1600 μL de SD5 + 3200 μL de HNO_3 à 0,2 % |

La concentration réelle de la solution standard diluée SD6 est calculée grâce à la pesée des solutions (standard et diluant) à chaque étape.

Les ajouts dosés se font directement dans des godets de 1 ml adaptés au passeur d'échantillon du spectrophotomètre. Les quatre répliquats de volume total identique contiennent chacun une quantité fixée de solution d'aliquote à analyser, du modifiant de matrice, un volume de solution standard de concentration en ^9Be connue, et du HNO_3 utilisé comme diluant (Fig. 2.9). Le tableau suivant montre les proportions des volumes utilisés pour la préparation des ajouts dosés (godets A1 à A4) et correspondants à une dilution d'un facteur 5 de l'échantillon. Une fois encore, les solutions introduites à l'aide d'une micropipette automatique dans les godets sont pesées, afin de calculer la concentration réelle en ^9Be ajouté à chaque godet :

$$[{}^9\text{Be}]_{\text{godet}} = [{}^9\text{Be}]_{\text{SD6}} \times \frac{m_{\text{SD6}}}{m_{\text{godet}}}$$

| | Blanc | A1 | A2 | A3 | A4 |
|---|--------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| HNO_3 0.2 % (μL) | 600 | 600 | 500 | 400 | 300 |
| $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ (μL) | 200 | 200 | 200 | 200 | 200 |
| Echantillon (μL) | 0 | 200 | 200 | 200 | 200 |
| Solution d'Hydroxylamine (μL) | 200 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Solution entraîneur SD6 (μL) | 0 | 0 | 100 | 200 | 300 |

La dilution de l'échantillon à utiliser pour la mesure doit être préalablement testée en mesurant l'absorbance d'une solution contenant l'échantillon dilué 10 fois afin de se faire une idée sur le taux de dilution à appliquer pour l'ensemble des ajouts dosés. Par exemple, pour les échantillons présentés dans cette thèse, la dilution par 50 a été la plus fréquemment appliquée (échantillon dilué 10 fois préalablement à la préparation des ajouts dosés comme indiqué dans le tableau ci-dessus).

Pour chaque échantillon, les solutions des godets 1 à 4 sont analysées, chacune 4 fois, et produisent une absorbance en fonction de leur concentration en ^9Be . Chaque absorbance est

ensuite reportée sur un graphique en fonction de la concentration en ^9Be ajouté (fig. 2.9). On obtient une droite d'équation suivante :

$$A = k \times [^9\text{Be}]_{\text{go det}}$$

Or

$$[^9\text{Be}]_{\text{go det}} = [^9\text{Be}]_{\text{go det A}} + [^9\text{Be}]_{\text{ajoutée}}$$

Donc

$$A = k \times [^9\text{Be}]_{\text{ajoutée}} + k \times [^9\text{Be}]_{\text{go det A}}$$

Or graphiquement,

$$A = a \times [^9\text{Be}]_{\text{ajoutée}} + b$$

donc

$$a \times [^9\text{Be}]_{\text{go det A}} = b$$

$$[^9\text{Be}]_{\text{go det A}} = [^9\text{Be}]_{\text{échantillon}} = \frac{b}{a} = C$$

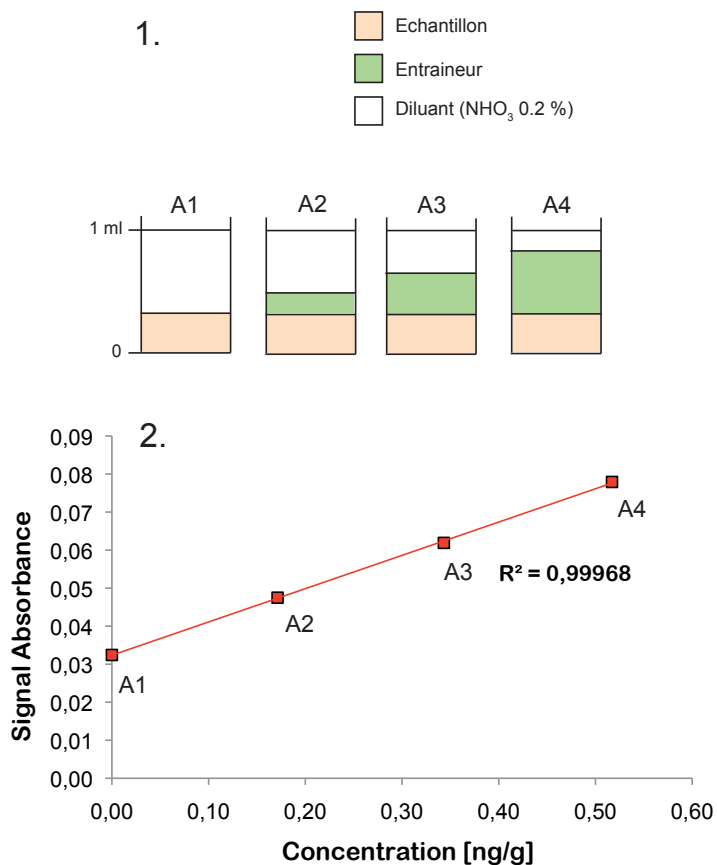


Figure 2.9. Principe de la méthode des additions standard ou ajouts dosés. (1) Une quantité connue et croissante de ⁹Be est ajoutée à 4 répliquâts de l'échantillon à doser. (2) Absorbance mesurée en fonction de la concentration en ⁹Be ajouté. La valeur de la concentration du godet A est donnée pour une absorbance nulle et correspond à la concentration de l'échantillon dilué.

Principle of the standard additions method. (1) A known and increasing amount of ⁹Be is added to 4 sample replicates. (2) Measured absorbance as a function of added ⁹Be concentrations. The concentration of A is given at zero absorbance and corresponds to the concentration of the diluted sample.

Précision et justesse : critères de validation des mesures

L'incertitude qui porte sur la concentration en ⁹Be de la solution analysée est déterminée par l'erreur type xy, qui est une mesure du degré d'erreur dans la prévision de la concentration en ⁹Be à partir d'une valeur individuelle d'absorbance :

$$erreur_{absolue} = \sqrt{\frac{1}{n(n-2)} n \sum x^2 - (\sum x)^2 - \frac{(n \sum xy - \sum y \sum x)^2}{n \sum y^2 - (\sum y)^2}}$$

Les incertitudes (1σ) sur la concentration en ^9Be sont de l'ordre de 2% à 4%.

La validité de la mesure est effective si (1) le coefficient de détermination R^2 de la régression linéaire ainsi établie entre la concentration en ^9Be ajoutée et l'absorbance mesurée est supérieur ou égal à 0,9995 et (2) l'incertitude qui porte sur la concentration en ^9Be de la solution analysée est inférieure à 10%.

2.3.5 Calcul des concentrations en ^9Be authigénique

La concentration en ^9Be authigénique de l'échantillon (g/g de sédiment) est calculée comme suit:

$$C_{\text{échantillon}} = \frac{C \times d \times m_{\text{solution}}}{m_{\text{échantillon}}}$$

où C = la concentration en ^9Be de la solution analysée, d le facteur de dilution, m_{solution} est la masse de la solution de lixiviation initiale et $m_{\text{échantillon}}$ la masse de sédiment sec utilisée.

L'incertitude associée à la concentration en ^9Be authigénique de l'échantillon est donc directement déduite de l'incertitude qui porte sur la concentration en ^9Be de la solution analysée, en supposant que cette variable est la principale source d'incertitude, l'incertitude associée à la pesée ayant été évaluée par pesées répétées à 0,09%.

2.3.6 Calcul des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques

Le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de la phase authigénique de l'échantillon est directement calculé en faisant le rapport de la concentration en ^{10}Be authigénique et en ^9Be authigénique mesurés. L'incertitude qui porte sur la valeur de ce rapport est propagée à partir des incertitudes associées, en utilisant l'équation de propagation des incertitudes (e.g. Taylor, 1997).

2.3.7 Mesures répliquées

Au cours de ces analyses, des mesures répliquées de ^{10}Be et ^9Be ont été effectuées dans le but de vérifier la reproductibilité de l'extraction des isotopes du Béryllium. La figure 2.10 montre les résultats obtenus pour le ^{10}Be et ^9Be authigénique (concentrations et rapports) et pour le ^{10}Be total. Les concentrations répliquées sont toutes compatibles au vu des barres d'erreur, indiquant que les procédures chimiques employées ici sont effectivement reproductibles.

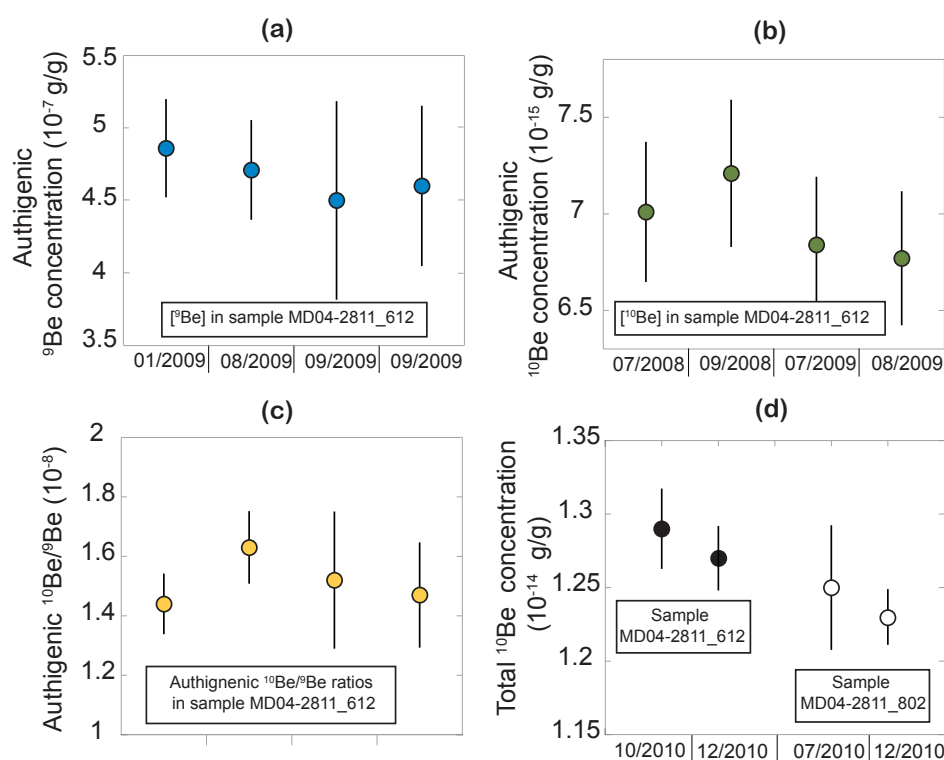


Figure 2.10. Analyses répliquées des isotopes du Béryllium. (a) Concentrations en ^9Be authigénique de l'échantillon MD04-612 (b) Concentrations en ^{10}Be authigénique de l'échantillon MD04-612 (c) rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique de l'échantillon MD04-612 (d) Concentrations en ^{10}Be total de deux échantillons : MD04-612 et MD04-802. Les dates auxquelles ces mesures ont été réalisées sont indiquées en abscisses.

Beryllium isotopes replicate analyses. (a) authigenic ^9Be concentrations of sample MD04-612 (b) authigenic ^{10}Be concentrations of sample MD04-612 (c) authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of sample MD04-612 (d) Total ^{10}Be concentrations of samples MD04-612 and MD04-802. The measurement dates are indicated in abscissa.

2.4 Détermination du Thorium-230 en excès.

La normalisation des concentrations en ^{10}Be total par le Thorium-230 en excès a été réalisée sur 19 échantillons de la carotte MD04-2811, sélectionnés sur la base des profils de concentrations en ^9Be et ^{10}Be authigéniques.

2.4.1 Préparation des échantillons : Extraction et purification des isotopes de l'U et du Th sur colonnes

Le traitement chimique préalable des échantillons permet de séparer l'Uranium (U) et le Thorium (Th) de tous les autres éléments (voir synthèse par Goldstein et Stirling, 1992). Le protocole décrit ci-dessous est adapté de Deschamps *et al.* (2004) pour être appliqué aux sédiments marins. L'ensemble du protocole décrit ci-dessous, est réalisé en salle blanche au CEREGE (purification de l'air par filtration des particules, atmosphère maintenue en légère surpression pour éviter les contaminations par l'air extérieur). 6 échantillons ainsi qu'un « blanc chimie » et un « rendement » (échantillon doublon réservé au calcul d'un rendement, et qui n'est spiké qu'en fin de procédure) sont traités suivant ce protocole dans un même batch. La procédure blanc est menée sur la solution de spike seule. Les acides supra purs utilisés pour le traitement chimique doivent être de même normalité au cours d'une même chimie. Tous les Savillex, i.e. les pots PTFE d'attaque en téflon, ainsi que les flacons standard 7ml et 30ml, sont préalablement lavés sur plaque chauffante à l'eau régale, puis 3 fois au HNO_3 concentré puis dilué à l'eau MQ.

L'échantillon de poudre de sédiment sec et homogénéisé (~0,3 g) est introduit dans un pot PTFE *Savillex* propre, pesé puis spiké en ^{229}Th - ^{233}U - ^{236}U . Cette solution standard d'isotopes non naturels de l'Uranium et du Thorium a été fabriquée pour la dilution isotopique au CEREGE et calibrée selon la procédure décrite dans Deschamps *et al.* (2003). L'échantillon est initialement dissous à couvert et à chaud dans du NH_3 concentré. Toutes les chauffes sont effectuées dans des tunnels d'évaporation. Une fois la solution obtenue transvasée dans un tube *Falcon* propre (rincé à l'eau MQ), on sépare par centrifugation la phase dissoute correspondant à la phase carbonatée de la phase détritique non dissoute. La phase carbonatée en solution est réservée dans un autre tube *Falcon* propre, tandis que la

phase détritique est attaquée à part. Après avoir transféré et évaporé le résidu dans le *Savillex* d'attaque, la dissolution totale est réalisée à couvert et à chaud dans 3cc de HNO₃ concentré et 1cc de HF concentré. L'échantillon est attaqué pendant 2 jours ou plus si nécessaire.

Les deux solutions (phases carbonatée et détritique en solution) sont alors de nouveau mélangées en chauffant *Savillex* fermé, puis évaporées. Un ajout de peroxyde d'hydrogène (H₂O₂) permet d'attaquer la matière organique pendant 1 ou 2 jours sur plaque. Après un ajout de ~30ml d'eau MQ, l'U et le Th sont extraits par coprécipitation sur des hydroxydes de Fer (Fe(OH)₃) à pH 7, obtenu par ajout d'ammoniaque concentré. En effet, l'U et le Th ayant une forte affinité pour les oxy-hydroxydes de fer, sont quantitativement entraînés dans le précipité. Pour le blanc, 25 gouttes de fer sont ajoutées avec la dilution à l'eau MQ et l'ajout de NH₄OH. La solution et son précipité sont alors introduits dans un tube *Flacon* propre. Le surnageant contenant tous les autres éléments dissous est évacué par des centrifugations successives avant de solubiliser de nouveau le précipité, ainsi lavé, avec du HCl 6N.

La séparation de l'U et du Th se fait par des passages successifs dans des colonnes remplies de résines anioniques dont le conditionnement va permettre la capture ou l'élution du Th ou de l'U. Le premier passage sur colonne permet la séparation des deux éléments. Une colonne jetable de 2 ml remplie de résine AG1X8 est conditionnée avec 8 ml de HCl 6N. L'échantillon dissous (de volume ~1 ml) est passé à travers cette colonne, par la suite rincée avec 8 ml de HCl 6N pour éluer le Th. Sous forme de chlorure, le th passe à travers la colonne et il est récupéré dans le filtrat, collecté dans un flacon *Savillex* 30ml dédié à la fraction Th. Au contraire, l'U reste adsorbé à la résine. Il est élué par 16 ml d'eau MQ, et collecté dans un *Savillex* 30ml dédié à la fraction U. Les deux fractions sont ensuite évaporées. Si la résine est trop « sale » (chargée en Fer et matière organique réfractaire), la colonne est jetée et une nouvelle est utilisée pour la première purification du Th.



Figure 2.11. Etape de purification sur colonnes jetables. Les flacons Savillex standard sont placés sous la colonne afin de récupérer l'élément élué.

Purification step on the disposable columns. Savillex vials are placed under the column to collect the eluted element.

Afin de purifier le Th, la fraction Th est reprise au HNO_3 7N, et la solution résultante est passée sur la colonne d'AG1X8 lavée à l'eau MQ et conditionnée avec 8 ml de HNO_3 7N. La colonne contenant le Th est rincée avec 8ml de HNO_3 7N afin de bien le capturer, puis le Th est élué par ajout de 12 ml de HCl 6N et récupéré dans le Savillex 30ml (Fig. 2.11). Enfin, 1 goutte d'acide phosphorique (H_3PO_4) est ajoutée, et la solution évaporée.

Une seconde purification du Th est ensuite réalisée sur une colonne de 0,2 ml en AG1X8, lavée à l'eau MQ avec quelques gouttes de HCl 6N, et conditionnée au HNO_3 7N. L'échantillon, préalablement repris dans du HNO_3 7N, est introduit dans la colonne et lavé au HNO_3 7N avant l'élué du Th (HCl 6N). Le filtrat contenant le Th purifié est récupéré dans un Savillex 7 ml, et mis à évaporer avec une goutte de H_3PO_4 . Le dépôt est repris à l'eau régale (HCl et HNO_3 1 :1) et évaporé jusqu'à la microgoutte. Celle-ci doit avoir un aspect translucide et convexe. Si ce n'est pas le cas, une purification supplémentaire est nécessaire. La résine est jetée et la colonne soigneusement nettoyée à l'eau MQ et au HNO_3 , puis en faisant passer de l'acétone afin d'éliminer d'éventuelles bulle d'air.

La fraction Uranium est à son tour purifiée sur colonne de 0,2 ml remplie de résine UTEVA. La résine est lavée à l'eau MQ contenant quelques gouttes de HNO_3 7N, puis conditionnée avec du HNO_3 4N. L'échantillon, repris dans du HNO_3 4N et 2 gouttes de HNO_3 concentré, est introduit dans la colonne, rincé au HNO_3 4N, puis l'U est élué à l'eau MQ. Après un ajout d'une goutte de H_3PO_4 , la solution récupérée dans un Savillex 7 ml est

évaporée jusqu'à la microgoutte. De même que pour le Th, une seconde élution peut être menée si nécessaire.

L'échantillon dédié au calcul du rendement est spiké en ^{236}U - ^{233}U - ^{229}Th en fin de procédure, puis évaporé à la micro goutte.

2.4.2 Mesure par spectrométrie de masse à thermo-ionisation (TIMS)

Les mesures des isotopes de l'Uranium et du Thorium ont été réalisées par spectrométrie de masse à émission thermo-ionique (TIMS) sur un VG-Sector 54-30 au CEREGE. Ce type d'appareil permet d'analyser des échantillons sous forme de dépôt solide, qui sont chauffés puis ionisés par effet Joule. Le faisceau d'ion produit dans la source est ensuite accéléré et focalisé pour passer à travers un analyseur magnétique qui effectue la séparation en masse des éléments. Enfin, un système de détection détermine, pour chaque masse, l'intensité du faisceau ionique.

Préparation des échantillons et dépôt en triple filament

Les produits purifiés résultant du traitement chimique qui vient d'être décrit sont des sels d'U et de Th de $\sim 1 \mu\text{l}$ chacun. Après l'avoir solubilisée au HNO_3 0,2N, chaque goutte est déposée à l'aide d'une seringue sur un filament de Rhénium (Re) (préalablement nettoyé par dégazage) qui est ensuite chauffé à 1 ampère afin d'évaporer l'électrolyte. Le Re est utilisé car il possède une énergie d'extraction assez haute, tout en ayant une température de fusion élevée.

Les analyses U et Th sont ici réalisées en triple filament, technique adaptée à un grand nombre d'atomes dans l'échantillon. Avec cette technique, l'évaporation et l'ionisation du dépôt se produisent par l'intermédiaire de filaments différents. Les atomes neutres sont émis à température moyenne par chauffe du filament latéral porteur du dépôt, tandis que l'ionisation se fait par contact des atomes avec le filament central, chauffé à une température nettement supérieure (par exemple ici, $\sim 2000^\circ\text{C}$, pour un courant de l'ordre de 4,8 A pendant la mesure). En outre, ce filament central sert généralement de réflecteur. La séparation de ces deux phénomènes devrait également permettre d'améliorer le rendement d'ionisation.

Fonctionnement du TIMS

La source d'ions. Les filaments sont montés sur un pied de source et dans une chambre d'ionisation amovibles et changés à chaque série d'analyse. Ce montage est ensuite fixé à un barillet introduit dans la source où le vide est ensuite créé par pompage ($\sim 10^{-4}$ Pa) en présence d'un piège à froid. Une tension d' ~ 8000 Volt est appliquée à l'ensemble de la source. Après une étape de chauffe programmée des filaments, le faisceau d'ions positifs est focalisé et accéléré par une série de plaques métalliques successives de potentiel décroissant, la plaque de sortie étant reliée à la masse. Le réglage de chaque plaque et la focalisation du faisceau sont réalisés manuellement.

L'électro-aimant et séparation en masse. Le faisceau d'ions positifs passe ensuite dans un analyseur magnétique où les isotopes d'intérêt sont sélectionnés en fonction de leur ME/q^2 (M = masse, E = énergie cinétique et q = charge). Si le signal n'est pas mesuré sur les cages de Faraday placées à la sortie de l'aimant, le faisceau continue son trajet et passe à travers un filtre électrostatique qui permet une séparation des particules selon leur énergie cinétique.

La détection. Pour ce travail de thèse, les analyses ont été réalisées uniquement sur le détecteur de Daly. Les ions sont attirés par une électrode de Daly (surface métallique portée à un potentiel négatif élevé). L'impact des ions provoque alors l'émission d'électrons secondaires qui sont, en raison de leur charge, rejetés sur un scintillateur. Convertis en photons, ils pénètrent dans un photomultiplicateur. En comparaison des cages de Faraday, le détecteur de Daly apporte une plus grande efficacité de la conversion, et la facilité d'élimination des interférences. A la sortie du Daly, un compteur d'ions est monté en traitement du signal pour mesurer les signaux ioniques les plus faibles, chaque ion pouvant garder son individualité. Le signal mesuré se présente sous forme d'impulsions discrètes, ou « coups », qui correspondent à l'arrivée d'un ion. Le compteur d'ions permet plusieurs étapes de traitement électronique: l'amplification des impulsions, la discrimination des impulsions liées à un bruit, et le comptage rapide (en coups par secondes). Le maximum que ce système puisse atteindre sans dommages est de 3 millions de coups.

Rapports mesurés et statistique des résultats

Pour l'Uranium, les rapports mesurés sont $^{236}\text{U}/^{233}\text{U}$, $^{235}\text{U}/^{233}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{233}\text{U}$, $^{235}\text{U}/^{236}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{236}\text{U}$, et $^{235}\text{U}/^{234}\text{U}$. Pour le Thorium, les rapports mesurés sont $^{229}\text{Th}/^{230}\text{Th}$, $^{232}\text{Th}/^{229}\text{Th}$ et $^{232}\text{Th}/^{230}\text{Th}$. L'originalité des mesures réalisées pendant cette thèse réside dans le fait que les rapports mesurés $^{232}\text{Th}/^{230}\text{Th}$ sont de l'ordre de 80 000 à 150 000. Ainsi, pendant la mesure, le nombre de coups de ^{232}Th était toujours proche de la saturation du détecteur de Daly, tandis que le nombre de coups de ^{230}Th était toujours proche de la limite de détection.

Une analyse est constituée de plusieurs blocs de 20 mesures de chaque isotope (blocs séparés par une focalisation automatique du signal) et les résultats sont présentés sous forme de rapports. Les mesures sont répétées un grand nombre de fois afin d'avoir une bonne statistique de résultats et d'améliorer la précision. Une moyenne finale arithmétique est réalisée à partir de tous les rapports. L'incertitude qui porte sur la valeur de ce rapport moyen est évaluée par l'erreur standard de la distribution (σ / \sqrt{n} ; avec σ l'écartype et n le nombre de mesures). La précision analytique (2σ) est d' $\sim 0,1\%$ au plus pour l'U, and inférieure à $\sim 1\%$ pour le Th. La reproductibilité interne au cours de cette étude a été évaluée par mesures répétées du standard international NBS-960 de valeur moyenne du $\delta^{234}\text{U}$ de $36,5 \pm 0,8\%$ (2σ , $n=23$), en accord avec les valeurs reportées dans la littérature (Andersen *et al.*, 2004; Deschamps *et al.*, 2003).

Correction du fractionnement de masse

Les rapports isotopiques de l'U et du Th mesurés par TIMS doivent être corrigés de la discrimination isotopique qui se produit lors de l'évaporation de l'échantillon sur le filament. En effet, une analyse isotopique en thermo ionisation prend plusieurs heures, pendant lesquelles l'échantillon est maintenu à une température de plus de 1000°C. Les phénomènes d'évaporation sont donc influencés par la différence de masse entre les isotopes de l'élément analysé. En début d'évaporation, les isotopes légers, plus volatils, sont favorisés et l'échantillon apparaît plus riche en isotopes légers. Puis progressivement au long du phénomène d'émission, le processus s'inverse lentement et, les isotopes légers étant partis les premiers, les isotopes lourds sont davantage évaporés. Cette distillation fractionnée de

Rayleigh est suffisamment significative pour influencer les résultats et constituer une cause d'erreur dans leur justesse. On définit ainsi le coefficient de discrimination linéaire α :

$$\alpha = \left(\frac{R_{spike}^{236/233}}{R_{mesuré}^{236/233}} - 1 \right) / (M_{236} - M_{233})$$

Avec $R_{spike}^{236/233}$: Le rapport isotopique $^{236}\text{U}/^{233}\text{U}$ donné du standard

$R_{mesuré}^{236/233}$: Le rapport isotopique $^{236}\text{U}/^{233}\text{U}$ mesuré.

$M_{236} - M_{233}$: La différence de masse atomique entre l' ^{236}U (236,0457) et l' ^{233}U (233,0395).

Donc, chaque rapport isotopique mesuré est corrigé de la discrimination linéaire :

$$R_{corr} = R_{mesuré} \times (1 - \Delta M) \times \alpha \quad (a)$$

Avec ΔM : La différence de Masse atomique (isotope lourd moins isotope léger).

L'évolution de la valeur du rapport $^{236}\text{U}/^{233}\text{U}$ permet également de suivre l'épuisement de l'échantillon au cours d'une analyse et de moduler en fonction la température des filaments.

2.4.3 Calcul de l'activité du $^{230}\text{Th}_{xs}$ à partir des rapports d'activité mesurés

Dans le paragraphe suivant, les nomenclatures suivantes sont utilisées :

A_{Th-230}^{xs} : Activité du ^{230}Th scavengé, c'est à dire adsorbé sur les particules à partir du ^{230}Th dissous dans la colonne d'eau. Le ^{230}Th scavengé correspond au ^{230}Th en excès ($^{230}\text{Th}_{xs}$), dont l'activité n'est pas supportée à l'U sédimentaire.

A_{Th-230}^{total} : Activité du ^{230}Th sédimentaire total de l'échantillon, calculé à partir des rapports isotopiques mesurés.

A_{Th-230}^{det} : Activité du ^{230}Th détritrique, c'est à dire porté par la phase lithogénique.

A_{Th-230}^{auth} : Activité du ^{230}Th authigène *s.l.*, c'est à dire produit par la décroissance radioactive de l'U authigène *s.s.* et diagénétique (précipité à partir de l'eau de mer et de l'eau interstitielle).

A_{U-238}^{det} : Activité de l' ^{238}U détritique.

A_{U-238}^{total} : Activité de l' ^{238}U sédimentaire total de l'échantillon, calculé à partir des rapports isotopiques mesurés.

A_{U-238}^{auth} : Activité de l' ^{238}U authigène.

A_{Th-232}^{total} : Activité du ^{232}Th sédimentaire total de l'échantillon, calculé à partir des rapports isotopiques mesurés.

L'application de la normalisation au ^{230}Th requiert l'estimation de l'activité du ^{230}Th scavengé dans le sédiment. Après la dissolution totale de l'échantillon, le ^{230}Th sédimentaire total doit être corrigé des contributions détritique et parfois authigène :

$$A_{Th-230}^{xy} = A_{Th-230}^{total} - A_{Th-230}^{det} - A_{Th-230}^{auth}$$

En supposant que le ^{230}Th détritique est en équilibre séculaire avec l' ^{238}U détritique, on a:

$$A_{Th-230}^{det} = A_{U-238}^{det} = A_{Th-232}^{total} \times \frac{A_{U-238}}{A_{Th-232}} \Bigg|_{\text{Croûte}}$$

L'activité de l'U détritique (A_{U-238}^{det}) est estimée à partir de l'activité mesurée du ^{232}Th (A_{Th-232}^{total}), un isotope du Th qui est exclusivement trouvé dans la fraction lithogénique, et du rapport moyen $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ de la croûte. La valeur utilisée pour ce rapport est celle suggérée par Henderson et Anderson (2003) pour le bassin Atlantique ($0,6 \pm 0,1$).

L'activité du ^{230}Th authigène peut être exprimée de la manière suivante :

$$A_{Th-230}^{auth} = \frac{A_{U-234}}{A_{U-238}} \Bigg|_{auth} \times A_{U-238}^{auth} \times (1 - e^{-(0.693t/75600)})$$

Où t (en année) est le temps écoulé depuis la mise en place de l'U authigène (souvent approximé au temps du dépôt du niveau sédimentaire dans lequel il est trouvé) et 75600 ans est le temps de demi-vie du ^{230}Th . L'U authigène étant précipité à partir de l'eau de mer, le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ de la phase authigène est de 1,147 (Andersen *et al.*, 2010). L'activité de l' ^{238}U authigène est estimée par différence :

$$A_{U-238}^{auth} = A_{U-238}^{total} - A_{U-238}^{det}$$

Enfin, puisque le $^{230}\text{Th}_{xs}$ dans le sédiment décroît depuis l'enfouissement, la correction suivante doit être appliquée afin d'obtenir l'activité au temps du dépôt :

$${}^0 A_{Th-230}^{xs} = A_{Th-230}^{xs} \times e^{(0.693t/75600)}$$

Ainsi, pour faire l'inventaire du ^{230}Th dans le sédiment et calculer l'activité du ^{230}Th en excès, il faut connaître les activités, ou concentrations, du ^{230}Th total, ^{238}U total et ^{232}Th total (en dpm /g), ainsi que le rapport $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ sédimentaire total. Ce rapport ne peut être mesuré directement car il concerne deux éléments différents qui ne sont analysables que séparément. L'utilisation du double spike mélangé d'U et de Th (^{233}U - ^{236}U - ^{229}Th) permet de le calculer. D'autre part, la connaissance précise des rapports initiaux entre les isotopes du spike permet de recalculer le rapport $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ainsi que les activités recherchés, par dilution isotopique.

La quantité de ^{230}Th dans l'échantillon (en picomole) est calculée à partir du rapport $^{229}\text{Th}/^{230}\text{Th}$ mesuré et corrigé de la discrimination comme indiqué dans l'équation (a), et à partir de la concentration donnée en ^{229}Th du spike :

$$\left[{}^{230}\text{Th} \right]_{picomole}^{éch} = \frac{1}{R_{corr}^{229/230}} \times m_{spike} \times \left[{}^{229}\text{Th} \right]_{picomole/g}^{spike}$$

L'activité mesurée du ^{230}Th total de l'échantillon (dpm/g d'échantillon) est ensuite calculée ainsi :

$$A_{Th-230}^{total} = \left(\frac{\left[{}^{230}\text{Th} \right]_{picomole}^{éch} \times 10^{-12} \times N \times \lambda_{230}}{m_{échantillon}} \right) / (365.25 \times 24 \times 60) \quad (b)$$

La quantité d' ^{238}U dans l'échantillon (en picomole) est calculée à partir du rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$, des concentrations données en ^{235}U et ^{233}U du spike, et du rapport $^{235}\text{U}/^{233}\text{U}$ mesuré et corrigé de la discrimination :

$$\left[^{238}\text{U} \right]_{\text{picomole}}^{\text{éch}} = \left(\left[^{235}\text{U} \right]_{\text{picomole}}^{\text{spike+éch}} - \left[^{235}\text{U} \right]_{\text{picomole}}^{\text{spike}} \right) \times 137.88$$

$$\text{Avec } \left[^{235}\text{U} \right]_{\text{picomole}}^{\text{spike+éch}} = \left[^{233}\text{U} \right]_{\text{picomole/g}}^{\text{spike}} \times m_{\text{spike}} \times R_{\text{corr}}^{235/233}$$

$$\text{Et } \left[^{235}\text{U} \right]_{\text{picomole}}^{\text{spike}} = \left[^{235}\text{U} \right]_{\text{picomole/g}}^{\text{spike}} \times m_{\text{spike}}$$

Enfin, la quantité de ^{232}Th dans l'échantillon est calculée (en picomole) à partir de la concentration en ^{229}Th du spike et du rapport mesuré $^{232}\text{Th}/^{229}\text{Th}$ corrigé de la discrimination :

$$\left[^{232}\text{Th} \right]_{\text{picomole}}^{\text{spike}} = m_{\text{spike}} \times \left[^{232}\text{Th} \right]_{\text{picomole/g}}^{\text{spike}}$$

$$\text{Ici aussi, } \left[^{232}\text{Th} \right]_{\text{picomole}}^{\text{spike}} = m_{\text{spike}} \times \left[^{232}\text{Th} \right]_{\text{picomole/g}}^{\text{spike}}$$

Les activités mesurées de l' ^{238}U et du ^{232}Th totaux de l'échantillon (dpm/g d'échantillon) sont calculées ensuite de la même manière que pour le ^{230}Th (équation (b)).

2.4.4 Calculs des flux verticaux de ^{10}Be

Si le flux de ^{230}Th scavengé (F_{230}) est exactement égal à sa production dans la colonne d'eau, la relation inverse entre le flux vertical de particules ($F_{\text{particules}}$) et leur concentration ou activité initiale en ^{230}Th scavengé ($^0A_{\text{Th}-230}$) s'écrit comme suit :

$$^0A_{\text{Th}-230}(\text{dpm/g}) = \frac{F_{230}(\text{dpm/m}^2/\text{an})}{F_{\text{particules}}(\text{g/m}^2/\text{an})}$$

$$\text{Avec } F_{230} = \beta_{230} \times Z$$

En raison de sa forte réactivité, le $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ reste incorporé au sédiment même si les particules qui le transportaient initialement on subit de la dissolution liée à une diagénèse précoce. Si tel est le cas, cela résulte en une augmentation de la concentration en ^{230}Th dans le

sédiment résiduel. Les flux de ^{10}Be calculés sont calculés en atomes/m²/an et correspondent donc à des flux préservés :

$$F_{\text{Be-10}} = F_{\text{particules}} \times [^{10}\text{Be}]_{\text{total}}$$

$$= \frac{\beta_{230} \times Z}{A_{\text{Th-230}}^{\text{xs}}} \times [^{10}\text{Be}]_{\text{total}}$$

Les incertitudes sont propagées à travers les calculs du $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ et de flux, à partir des incertitudes analytiques et des incertitudes associées aux rapports et concentrations isotopiques du spike. Il faut cependant noter que étant donné les très petites incertitudes atteintes avec le TIMS, les erreurs finales sont principalement dues à la valeur arbitraire fixée de l'incertitude qui porte sur le rapport $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ de la croûte.

Variations des taux de production de ^{10}Be depuis 50 ka enregistrés dans les sédiments de l'Atlantique nord-est (Marge du Portugal) et du Pacifique ouest équatorial (Marge de Papouasie) : Résumé

Préambule

D'un point de vue méthodologique, un objectif de ce travail de thèse était la comparaison des deux méthodes utilisées pour la correction des variations de concentration en ^{10}Be dues à la variation des conditions environnementales au site de prélèvement. Ces deux méthodes sont la mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de la phase authigénique des sédiments d'une part, et la normalisation des concentrations en ^{10}Be par l'activité du ^{230}Th en excès (cf. section 2.1) d'autre part. L'analyse rigoureuse couplée des signatures $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique et $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ nécessite de travailler sur les mêmes échantillons de sédiment homogénéisé. Les mesures de ^{10}Be doivent également être réalisées dans les mêmes conditions analytiques (appareillage, standards isotopiques...). Il est donc exclu d'utiliser des données précédemment acquises ou provenant d'études différentes.

Le choix de faire cette comparaison sur des niveaux sédimentaires déposés pendant l'événement Laschamp (à ~40 ka), est justifié par le fait que cette excursion géomagnétique majeure (la dernière que la Terre ait subi) est la plus documentée dans les enregistrements paléomagnétiques, et aussi la mieux datée radiométriquement. Ceci rejoint la nécessité d'acquérir de nouveaux enregistrements des derniers 50 ka, intervalle clé pour l'étude et la calibration de la réponse de la production atmosphérique d'isotopes cosmogéniques (tels que le ^{10}Be , ^{14}C , ^{36}Cl , ...) à la modulation géomagnétique. Sur cet intervalle de temps, les implications de ce type d'étude sont nombreuses pour le domaine de la datation par nucléides cosmogéniques des processus associés aux enveloppes de surface. Par exemple, la calibration de la méthode de datation au ^{14}C , ou encore la calibration des taux de production des nucléides cosmogéniques produits in-situ dans les roches et minéraux.

Les reconstructions fiables des changements de flux de ^{10}Be au sédiment reposent avant tout sur l'établissement d'une chronologie précise. La carotte MD04-2811, prélevée à l'aide d'un carottier CASQ (section carrée de 25 x 25cm) sur la marge du Portugal a été sélectionnée pour l'étude couplée paléomagnétisme/nucléides cosmogéniques en raison de ses

qualités de préservation des structures sédimentaires et de son taux de sédimentation (20 cm/1000 ans) favorable à une haute résolution. La séquence sédimentaire de la Marge du Portugal avait été étudiée à très haute résolution pour des reconstitutions paléoclimatologiques, paléocéanographiques, ou encore paléomagnétiques (références dans le Chapitre 3) ; sa chronologie est de ce fait bien contrainte. Mais ces études ont été menées sur des carottes dont les 10 à 12 m supérieurs étaient l'objet de déformations liées au carottage, notamment à un étirement dénoncé par certaines études notamment d'anisotropie de susceptibilité (Thouveny *et al.*, 2000) et de densité (Széreméta *et al.*, 2004).

Afin de comparer l'enregistrement $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de la séquence MD04-2811 à un enregistrement de basse latitude, la carotte MD05-2920 (marge de Papouasie) a été analysée. Cette séquence est également de grande qualité stratigraphique, et présente un taux de sédimentation d'environ 10 cm/1000 ans.

L'enregistrement post glaciaire de la marge de Portugal

L'un des buts de cette étude était de reconstruire une séquence de données couvrant la totalité de l'intervalle 0-50 ka, afin de documenter les variations du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique sur des sédiments déposés dans des contextes sédimentaires, successivement liés aux conditions paléoenvironnementales / paléoclimatiques) de l'interglaciaire actuel, de la déglaciation et du maximum glaciaire. Cette succession concernant l'intervalle 0-20 ka est couverte par la partie sommitale de la carotte MD04-2811, dont les résultats ne sont ici que brièvement décrits car les données obtenues nécessitent des contrôles supplémentaires, des analyses plus poussées, qui seront réalisés ultérieurement et feront l'objet de publications complémentaires. Ces résultats concernent notamment des aspects méthodologiques liés à l'utilisation des deux méthodes de normalisation présentées ici, ainsi que des implications pour la géochimie des séries de l'Uranium dans l'eau de mer.

Entre le sommet de la carotte MD04-2811 et la côte 272 cm, les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques ont été mesurés sur 17 échantillons, dont 9 ont été conjointement analysés pour la normalisation au $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ (Tables A.1 et A.2 de l'Annexe A). La figure A.1 montre les variations relatives des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques et des rapports $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ en fonction de la profondeur. Les deux méthodes de normalisation fournissent des résultats similaires pour la majorité de la séquence (1 à 8 m de profondeur), mais divergent significativement

pour le mètre supérieur qui est caractérisé par un faciès sédimentaire de boues carbonatées qui est souvent mal échantillonné dans les carottes à piston et qui représente l'Holocène.

Les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques sont en nette augmentation à partir de 14 ka et présentent de fortes valeurs ($\sim 2 \times 10^{-8}$) sur l'ensemble de l'Holocène, alors que les rapports $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ restent à de bas niveaux. Cette différence entre les deux séries de données concerne le mètre supérieur qui est caractérisé par des boues carbonatées Holocène, relativement poreuses et oxydées, où de possibles artefacts environnementaux liés aux conditions de dépôt et/ou de diagenèse ont déjà été révélées sous-forme d'anomalies de susceptibilité magnétique associées à des concrétions de couleur rouille (Bassinot et Labeyrie, 1996; Thouveny *et al.*, 2000; N. Thouveny, communication personnelle).

L'activité initiale du $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ déterminée sur les mêmes sédiments, qui varie autour de 2,13 dpm/g, permet de calculer des flux préservés de particules compris entre 2,80 et 5,81 $\text{g}/\text{cm}^2/\text{ka}$ pour les derniers 20 ka. Ces valeurs de flux particulaire sont plus faibles que celles déterminées pour la dernière période glaciaire (20-50 ka) sur la même séquence (voir Chapitre 3). La diminution du flux de dépôt depuis la dernière transition climatique sur la marge du Portugal a été caractérisée par Thomson *et al.* (1999) et Hall et McCave (2000), et répond notamment à la remontée du niveau marin et à l'augmentation des vitesses de courant.

L'augmentation des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques observée reflète une augmentation des concentrations en ^{10}Be authigénique, supportée par l'augmentation des concentrations en ^{10}Be total (Fig. A.2). L'anti corrélation entre les courbes de concentrations en ^{10}Be et les flux de particules déduits des mesures de $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ suggère que l'enrichissement en ^{10}Be authigénique pourrait être induite par la diminution du flux de dépôt des particules. Un apport latéral d'eaux plus riches en ^{10}Be dissous associé à un changement de circulation océanique peut également contribuer à cette augmentation. Bien qu'il soit délicat de discuter des variations de concentration absolue en ^9Be authigénique des échantillons (qui dépendent du rendement d'extraction de la procédure chimique), on peut noter la ressemblance des profils de ^9Be authigénique et de ^{232}Th sur l'intervalle 0-20 ka (Fig. A.2). Ceci n'est pas surprenant, compte tenu de l'origine purement détritique de ces deux isotopes. Les profils de ^9Be et ^{232}Th traduisent le fait que les apports détritiques sont plus importants pendant les périodes glaciaires (flux de poussières et apports des rivières accrus). Ainsi, malgré un flux particulaire diminué pendant l'Holocène, les concentrations en éléments détritiques sont

moindres, suggérant que la baisse des apports terrigènes est prépondérante sur le signal enregistré.

Ainsi, sur l'intervalle de temps 0-10 ka, les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques ne semblent pas restituer fidèlement les flux de ^{10}Be liés à la production atmosphérique. Ceci peut être le résultat de plusieurs facteurs tels que l'apport de masses d'eau de signature $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ différente, d'une réduction marquée des apports détritiques, et d'effets de la diagenèse sur l'adsorption du Béryllium.

Alors que les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques sont ici affectés par un effet environnemental, ils ont remarquablement enregistré la production de ^{10}Be entre 20 et 50 ka (Chapitre 3).

Résumé des résultats présentés en chapitres 3 et 4 : l'intervalle 20-50 ka

Le chapitre 3 présente les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés le long de la séquence sédimentaire de la carotte MD04-2811 (marge du Portugal, Atlantique nord-est) pour la période 20-50 ka. Cette étude présente aussi la détermination des flux de dépôt de ^{10}Be par la normalisation au $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ réalisée sur quelques échantillons sélectionnés. Les deux méthodes fournissent des résultats qui témoignent d'un quasi doublement de la production de ^{10}Be créée par la chute du moment dipolaire à un minimum associé à l'excursion Laschamp. La position stratigraphique de ce minimum est contrainte par la situation du pic de Béryllium sous la signature sédimentaire de l'événement de Heinrich 4, dont l'âge moyen est de 39 ka (Thouveny *et al.*, 2000). La corrélation des séries datées d'événements paléoclimatiques, enregistrés respectivement dans les sédiments de la marge du Portugal et dans les glaces du Groenland, permet d'estimer l'âge du minimum d'intensité du champ dipolaire à $41,2 \pm 1,6$ ka. Cet âge est en accord avec les datations radiométriques les plus récentes obtenues sur les coulées ayant enregistré l'excursion (Guillou *et al.*, 2004 ; Singer *et al.*, 2009).

Le chapitre 4 présente les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés le long de la séquence sédimentaire de la carotte MD05-2930 (marge de Papouasie, Pacifique ouest équatorial) pour la période 20-60 ka. La remarquable cohérence de cet enregistrement avec ceux de la marge du Portugal et du Groenland prouve que chacun de ces enregistrements porte une signature de signification globale. Tous les trois documentent le quasi-doublement de la production de ^{10}Be

dans l'atmosphère engendré par la chute du moment géomagnétique dipolaire associée à l'excursion Laschamp. En revanche, aucune surproduction comparable n'est mise en évidence à l'âge de l'excursion Mono Lake (~34 ka), ce qui suggère que la durée et l'amplitude de l'affaiblissement du champ dipolaire associé n'est pas du même ordre que celui du Laschamp.

La compilation de ces données $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ avec celles issues d'un travail précédent (Carcaillet *et al.*, 2004a ; Carcaillet *et al.*, 2004b) a permis d'établir une courbe composite qui s'avère compatible avec la courbe du flux de ^{10}Be des glaces du Groenland ce qui suggère que la production atmosphérique de ^{10}Be , modulée par les variations du moment géomagnétique, est globalement redistribuée au niveau de l'atmosphère.

La calibration de ces résultats par les valeurs de moments dipolaires virtuels (VDM) déterminés sur des coulées de laves datées des derniers 50 ka (base de données GEOMAGIA-50) a permis de reconstruire les variations, dérivées du ^{10}Be , de la valeur absolue du moment géomagnétique. Cette reconstruction, totalement indépendante de celles dérivées des études paléomagnétiques des sédiments, est ensuite comparée aux courbes obtenues par compilation de séries de RPI (GLOPIS-75 et SINT-800). Entre 48 et 41 ka, le moment géomagnétique a chuté de ~ 11 à $\sim 1 \times 10^{22}$ A.m² avec un taux de $-1,4 \times 10^{22}$ A.m².ka⁻¹ ce qui constitue un critère de comparaison pour discuter les taux de chute historiques au cours des derniers millénaires, notamment à la lumière des taux pré-excursionnels et pré-transitionnels. Après sa phase de minimum ($\sim 1 \times 10^{22}$ A.m²), d'une durée d'environ 2 ka, le moment dipolaire a subi une augmentation lente à partir de ~ 39 ka atteignant vers 20 ka une valeur de 5×10^{22} A.m².

Chapitre 3

The Laschamp geomagnetic dipole low expressed as a cosmogenic ^{10}Be atmospheric overproduction at ~41 ka.

L. Ménébréaz, N. Thouveny, D.L. Bourlès, P. Deschamps, B. Hamelin and F. Demory.

Aix-Marseille Univ., CEREGE, BP80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.

CNRS, CEREGE, BP80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.

IRD, CEREGE, BP80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.

Ce chapitre est publié dans :

L. Ménébréaz, N. Thouveny, D.L. Bourlès, P. Deschamps, B. Hamelin, F. Demory. The Laschamp geomagnetic dipole low expressed as a cosmogenic ^{10}Be atmospheric overproduction at ~41 ka. 2011. Earth and Planetary Science Letters 312 (2011) 305–317.

Abstract

Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio measurements were performed at high resolution along a Portuguese Margin deep-sea core (37°48 N; 10°09 W) spanning the 20-50 ka time interval, in order to reconstruct variations in atmospheric cosmogenic ^{10}Be production rates and derive the related geomagnetic dipole moment modulation. A complementary approach consisting in $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized ^{10}Be deposition rate determination on selected samples confirmed the reliability of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record. This study constitutes the first successful comparison of the two widely-used normalization techniques of ^{10}Be concentrations. For both methods, the presented results herein evidence a factor of ~ 2 cosmogenic nuclide overproduction linked to a minimum dipole moment associated with the Laschamp Excursion. The latter is stratigraphically constrained beneath Heinrich Event 4. Its age is estimated at ~ 41 ka on the basis of direct correlation between the series of rapid paleoclimatic events recorded in the Portuguese Margin sediments and in the Greenland ice sheet, and is confirmed by calibrated radiocarbon dating carried out on the same sediments.

The remarkable agreement between the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ and the Greenland Ice cores ^{10}Be deposition rate records attest to their global significance. This new authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record has been combined with that previously obtained at the same site to produce a stacked record that is calibrated using absolute values of Virtual Dipole Moment determined on lava flows. This provides a reconstruction of dipole geomagnetic moment variations over the 20-50 ka interval, independent from paleomagnetically-constrained methods, that documents the Laschamp dipole low but fails to express any dipole low related to the Mono Lake Excursion.

This high-resolution record responds to the necessity of supplementing the knowledge of the atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ variations in the 30-45 ka interval during which the ^{14}C calibration curve suffers from a lack of accurate data, and during which a discrepancy of about 5500 yr between the ^{14}C and U-Th ages is due to the Laschamp geomagnetic dipole low. Such new high resolution datasets from records obtained from different latitudes will be required to make significant advances in understanding the causes of atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ variations.

Keywords: Cosmogenic nuclides; atmospheric ^{10}Be production rate; geomagnetic dipole moment; Laschamp Excursion; marine sediments.

3.1 Introduction

The cosmogenic nuclide Beryllium-10 (^{10}Be , half-life: 1.387 ± 0.012 Ma (Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010)) is produced in the Earth's upper atmosphere by nuclear interactions between energetic primary and secondary cosmic ray particles with target elements O and N. As shown in the early work of Elsasser *et al.* (1956), and later refined by Lal (1988), ^{10}Be atmospheric production is directly modulated by the geomagnetic field strength over millennial time scales, following a negative power law. This relationship between the dipole moment and the atmospheric production rate of cosmogenic nuclides was initially inferred from archeomagnetic absolute paleointensities and neutron monitor data comparison (Elsasser *et al.*, 1956). More recently, a physical model of cosmic ray particle interactions with atmospheric targets yielded compatible simulations (Masarik and Beer, 1999; Wagner *et al.*, 2000). Regarding the classically-used paleomagnetic reconstructions, ^{10}Be -derived paleointensity records can therefore constitute an alternative global and independent reading of the dipole moment variations, and more particularly those that accompany geomagnetic excursions and polarity events. During the last few years, efforts have been made to extract a geomagnetic signal from both single and stacked ^{10}Be records in natural archives such as ice sheets (e.g. Muscheler *et al.*, 2005) and marine sediments (e.g. Frank *et al.*, 1997; Carcaillet *et al.*, 2004b; Christl *et al.*, 2007). For these latter archives, two correction techniques were used to account for oceanic transport: the authigenic (adsorbed from the water column) $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio (Bourlès *et al.*, 1989; Henken-Mellies *et al.*, 1990; Robinson *et al.*, 1995; Carcaillet *et al.*, 2003; Carcaillet *et al.*, 2004a; Carcaillet *et al.*, 2004b; Leduc *et al.*, 2006) and $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalisation (e.g. Frank *et al.*, 1997; Christl *et al.*, 2003; Christl *et al.*, 2007; Christl *et al.*, 2010). The sole attempt to compare both correction techniques was presented by Knudsen *et al.* (2008), but large uncertainties and environmental complications prevented them from isolating the ^{10}Be production component from the $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ signal.

The last 50 ka is a key period for the study and calibration of geomagnetic excursions and the associated cosmogenic responses, because this period contains the best-documented and best-dated geomagnetic instability, the Laschamp Excursion (LE). This excursion was first identified in the Laschamp and Olby lava flows of the Chaîne des Puys, France (Bonhommet and Babkine, 1967), and was later described in lava flows of Iceland (e.g.

Kristjansson and Gudmundsson, 1980; Levi *et al.*, 1990) and New Zealand (Cassata *et al.*, 2008) notably. Other records of the Laschamp Excursion and/or associated dipole low were obtained from lacustrine and marine sediments (e.g. Thouveny and Creer, 1992; Vlag *et al.*, 1996; Lund *et al.*, 2005; Channell, 2006). The most recent chronological constraints are provided by Ar-Ar, K-Ar, and ^{230}Th -U dating of lava flows from France (Laschamp, Olby and Louchadière), and from New Zealand (McLennans Hill) (Guillou *et al.*, 2004; Plenier *et al.*, 2007; Singer *et al.*, 2009). The statistical analyses of these age populations have led to the following average ages: 40.4 ± 2.0 ka (Guillou *et al.*, 2004) 40.7 ± 1.0 ka (Singer *et al.*, 2009), and 37.0 ± 0.7 ka (Plenier *et al.*, 2007), the third thus introducing a significantly younger age estimation.

Another younger, but more controversial, excursion has also been documented: the Mono Lake (ML) Excursion that was first detected in the Wilson Creek formation, California, by Denham and Cox (1971) as they were seeking for a record of the Laschamp Excursion. It was later described in other northwestern American lacustrine (e.g. Negrini *et al.*, 1984; Liddicoat, 1992; Coe and Liddicoat, 1994) as well as in marine sediments (e.g. Nowaczyk and Knies, 2000; Channell, 2006). The radiometric age of the ML Excursion has been revised from ~ 24 ka (Denham and Cox, 1971) to ~ 32 ka (Negrini *et al.*, 2000; Benson *et al.*, 2003). Surprisingly, other ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of ash layers surrounding the excursion at Wilson Creek (Kent *et al.*, 2002) has yielded ages between 38 and 41 ka, which suggests that the excursion recorded at Mono Lake could be the Laschamp Excursion. The correlation of the Mono Lake RPI stack (Zimmerman *et al.*, 2006) to the GLOPIS record of Laj *et al.* (2004) supported the assignment of this excursion to the Laschamp. It remains true that most RPI records exhibit two successive RPI lows at 32-34 ka and at 41 ka (e.g. Channell *et al.*, 2006; Lund *et al.*, 2005), which is also supported by recent reports of excursions directions and low absolute paleointensities in lava flows at ages near 32 ka, i.e. distinct from the Laschamp age (Cassata *et al.*, 2008; Singer *et al.*, 2009; Kissel *et al.*, 2011).

The dipole field reduction linked to the Laschamp Excursion has been recorded as enhancements of ^{10}Be deposition rate in ice cores (e.g. Yiou *et al.*, 1997; Muscheler *et al.*, 2004; Raisbeck *et al.*, 2007) and marine sediments (e.g. Frank *et al.*, 1997; Christl *et al.*, 2003; Carcaillet *et al.*, 2004b; Leduc *et al.*, 2006). Regarding the ML Excursion, a Chlorine-36 atmospheric production enhancement detected at around 32 ka in the GRIP ice core (Wagner *et al.*, 2000) constitutes the only documented evidence for a significant increase of

the cosmogenic production. Atmospheric cosmogenic nuclide production variations induced by these geomagnetic instabilities need to be well constrained, notably because they impact ^{14}C age calibration methods.

Here we present a highly resolved reconstruction of the ^{10}Be atmospheric production variations over the 20-50 ka interval, obtained from a well-dated 10 m sediment sequence deposited off the coast of Portugal. Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were measured, and compared to $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -derived ^{10}Be fluxes which were investigated on the same samples. The ^{10}Be production record was then transformed into a ^{10}Be -derived geomagnetic dipole moment record.

3.2 Material and methods

3.2.1 Coring site and sediment description

Climate and oceanographic settings as well as sedimentation processes within the area have been described notably in Baas *et al.* (1997) and Pailler and Bard (2002). The sediment deposition regime is related to glacial-interglacial sea-level variations and to the Tagus River inputs. The contribution of large and variable continental material gave rise to a sediment carbonate content of ~10% during glacials and ~50% during interglacials (Thomson *et al.*, 1999; Hall and McCave, 2000), and with less than 1% organic matter (Pailler and Bard, 2002). Hemipelagic sediments along the Portuguese Margin also contain scarce and thin Ice Rafted Debris (IRD) material diluted in the clay matrix (feldspars, quartz, magnetite and hematite-coated grains). These layers detected by their IRD abundance and Magnetic Susceptibility (MS) signatures have been shown to be contemporaneous with Heinrich Events (Bard *et al.*, 2000; Thouveny *et al.*, 2000; Moreno *et al.*, 2002).

Using different methodologies, several studies have demonstrated that the upper part of the giant cores collected with the Calypso corer of the R/V *Marion Dufresne* are affected by significant oversampling (e.g. Thouveny *et al.*, 2000; Skinner and McCave, 2003 and Széréméta *et al.*, 2004). This artefact has led to overestimations of apparent sedimentation rates (e.g. Thompson *et al.*, 1999). Despite their perfect stratigraphic preservation, the upper 12 m of core MD95-2042 are affected by this artefact, which hampered the evaluation of

accurate sedimentation rates and the interpretation of paleomagnetic and cosmogenic nuclides results.

During the MD-140 PRIVILEGE campaign of the R/V *Marion Dufresne* (2004) on the Portuguese Margin, a giant box corer CASQ (0.25m²x12m) allowed to collect a high resolution, undisturbed sediment sequence (Core MD04-2811; Lat.: 37°48 N; Long.: 10°09 W; 3162m water-depth) at the site of the previously studied SU81-18 and MD95-2042 cores (Fig. 3.1; see references in caption). These cores were extensively studied for radiocarbon calibration (section 3.2) and therefore benefits from an excellent chronological control. Core MD04-2811 was thus selected in order to document a lack of the MD95-2042 record in the critical time interval (20-35 ka) and to assess accurate sediment fluxes using the $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ normalization.

MD04-2811 sediments are composed of oxidized carbonate-rich silty clays in the upper Holocene section (1.5m), and homogeneous hemipelagic silty clays deposited during the last glacial period.

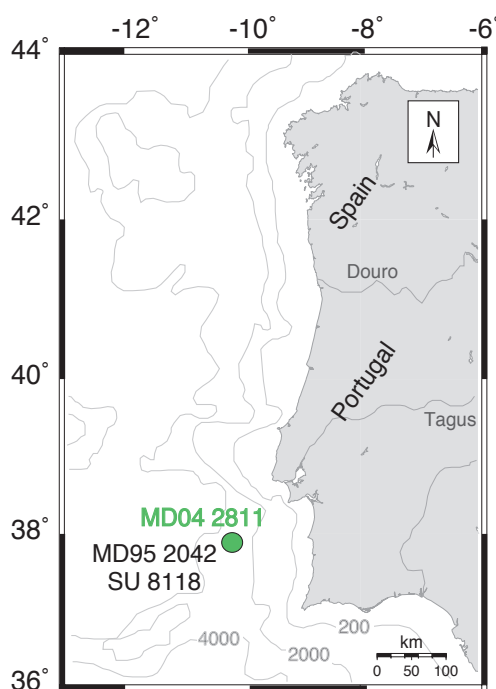


Figure. 3.1. Location map of the studied MD04-2811 core. Other cores cited in the text (MD95-2042 and SU81-18) were recovered at the same site.

3.2.2 Paleomagnetic record and sampling strategy

Paleomagnetic investigations were performed on 1.5 m long U-channels collected along the MD04-2811 core. Low field Magnetic Susceptibility (MS) was measured using a Bartington MS2C probe. As described in former studies (e.g. Thouveny *et al.*, 2000), the major structures of the MS profile consist in a succession of peaks corresponding to the ferrimagnetic responses of IRD layers deposited during Heinrich Events 1 to 5 superimposed on the paramagnetic contribution of the clayey fraction and a diamagnetic contribution of carbonates (Fig. 3.2).

Natural Remanent Magnetization (NRM) and artificially induced magnetizations were measured using a 2G cryogenic magnetometer 760-SRM model and were demagnetized by Alternating Fields (AF). The Relative Paleointensity (RPI) curve was established by normalizing the NRM intensity to the Anhyseretic Remanent Magnetization (ARM) intensity. The NRM/ARM ratio obtained for the 30mT AF demagnetization step ($\text{NRM}_{30\text{mT}}/\text{ARM}_{30\text{mT}}$) represents the best estimate of the RPI. Three main RPI lows are recorded in the 435-520 cm, 575-630 cm and 740-810 cm intervals, the latter displaying the lowermost values (Fig. 3.2). This structure is classically attributed to the dipole low related to the Laschamp Excursion (e.g. Laj *et al.*, 2004; Thouveny *et al.*, 2004). The mean inclination of the Characteristic Remanent Magnetizations equals $\sim 50^\circ$, i.e. it is weaker than the inclination (56.8°) of the field created by a geomagnetic axial dipole field (GAD) at the site latitude. Unlike other records of the area (Thouveny *et al.*, 2004), there is no anomalous direction related to the RPI low.

Based on the interpretation of the RPI profile, 52 sediment samples were taken at a 30 cm resolution, increased to 10 cm within paleointensity lows intervals, for ^{10}Be and ^9Be measurements.

3.2.3 Analytical techniques

Leaching procedure: dissolution of the authigenic phase.

In this study, authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios, interpreted as a proxy of ^{10}Be fluxes, are presented. Following the procedure thoroughly described in Bourlès (1989) et Bourlès *et al.*

(1989), the authigenic phase is extracted by leaching ~1g of dried and homogenized sediment using a 0.04M hydroxylamine in 25% acetic acid solution. A 2ml aliquot of the resulting leaching solution is separated for natural ^9Be measurements. The remaining solution, spiked with 300 μl of a 10^{-3} g/g ^9Be -carrier, is used for chemical extraction and Accelerator Mass Spectrometry (AMS) measurements of the resulting $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio. This procedure permits to overcome changes in extraction efficiency.

Total sample digestion and bulk sediment ^{10}Be content.

$^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized ^{10}Be flux quantification requires a total dissolution of sediment samples, assuming that lattice-bound ^{10}Be (from in-situ production) concentrations are negligible with respect to authigenic content. Sample dissolution was achieved at 70°C in a mixture of HF, HNO_3 and HCl (Bourlès, 1989), and spiked with 300 μl of a 10^{-3} g/g ^9Be -carrier to perform chemical extraction and AMS measurements.

Beryllium isotopes chemical extraction and measurements.

Once the sample is in solution, whatever the method used, Beryllium is then extracted in the form of Be acetylacetonate using organic solvent. After decomposition of these complexes, Be oxy-hydroxides are precipitated at pH 8 and oxidized to perform AMS measurements at ASTER, the French AMS national facility (installed at the CEREGE) which operates at 5MV. ^{10}Be concentrations are deduced from spiked $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ measured ratios calibrated against the NIST 4325 Standard Reference Material with an assigned $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ value of 2.79×10^{-11} (Nishiizumi *et al.*, 2007), and are decay-corrected using the ^{10}Be half-life of 1.387 ± 0.012 Ma (Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010):

$$[^{10}\text{Be}]_{\text{g/g}}^{\text{sample}} = \left(\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} \right)_M \cdot \frac{m_{\text{spike}} \cdot [^9\text{Be}]_{\text{spike}}}{m_{\text{sample}}} \cdot e^{\lambda_{10} \cdot t}$$

where $(^{10}\text{Be}/^9\text{Be})_M$ is the measured Be ratio, λ_{10} is the decay constant of ^{10}Be and m_{sample} is the weight of the leached sediment powder sample.

Measured ratios as well as the resulting ^{10}Be concentrations are listed in Table 3.1. Chemistry blanks cluster around 9×10^{-15} , up to 1000 times lower than the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of the samples.

The external reproducibility obtained on the NIST SRM 4325 standard (estimated from 1σ standard deviation of long-term repeated measurements and integrating all effects contributing to the variability of ASTER) is limited to 0.6% (Arnold *et al.*, 2010). Uncertainties in the measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios and ^{10}Be concentrations were calculated from counting statistics and instrumental error propagation, according to the standard equation (e.g. Taylor, 1997).

Natural ^9Be concentrations were measured on the assigned 2ml aliquot using a graphite-furnace Atomic Absorption Spectrophotometer with a Zeeman effect background correction (Thermo Scientific ICE 3400) and the standard additions method (Table 3.1). Uncertainties in ^9Be concentrations depend on: (1) the reproducibility of the measured absorbances at each added ^9Be concentrations (standard deviation less than 1%), and (2) the least-square fitting between measured absorbances and added ^9Be concentrations ($R^2 > 0.999$). Uncertainties (1σ) in the ^9Be concentrations are generally significantly lower than 10% (average value: 4.3%).

The final $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ uncertainty results from standard propagation of the above-cited ^{10}Be and ^9Be concentrations uncertainties.

Replicate authigenic ^{10}Be and ^9Be analyses were performed in order to check the reproducibility of the Be isotopes chemical extraction (Table 3.1).

Uranium and Thorium isotopic analyses: chemical procedure and TIMS measurements.

U-series measurements were performed by Thermo-ionisation Mass Spectrometry (TIMS) at the CEREGE) by using a ^{236}U - ^{233}U - ^{229}Th mixed spike calibrated according to the procedure described in Deschamps *et al.* (2003).

The chemical procedure used to separate the uranium and thorium fractions for determination of $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ is similar to that described in Deschamps *et al.* (2004). Before total digestion, samples were spiked. Total digestion was achieved by sequential treatments with aqua regia and concentrated nitric and hydrofluoric acids. Following co-precipitation on iron oxyhydroxides, U and Th fractions were chemically separated and purified using standard ion exchange resins (AG-1X8 and U-Teva) and separation protocols modified from Deschamps *et*

al. (2004). Typical chemical blanks attained over the course of this study were about 0.25 ppb for uranium and 0.28 ppb for thorium.

U and Th analyses were performed using a VG-Sector 54-30 mass spectrometer equipped with a 30-cm electrostatic analyzer and an ion-counting Daly detector. The instrumental abundance sensitivity is greater than 0.15 ppm at 1 amu (proportion of the ^{238}U ion beam measured at mass 237). The detailed procedure is described in Bard *et al.* (1990) with further modifications described in Deschamps *et al.* (2011). U and Th fraction was loaded on the side filament of a triple zone-refined Re filament assembly. Reported errors (2σ) for the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ratios are about 0.14 ‰ and 0.9 %, respectively. The internal analytical reproducibility achieved in the course of this study on replicate measurements of the NBS-960 international standard yielded a mean $\delta^{234}\text{U}$ value of $36.5 \pm 0.8\text{‰}$ (2σ , $n=23$) which is in excellent agreement with values reported in the literature (Deschamps *et al.*, 2003; Andersen *et al.*, 2004).

To calculate excess ^{230}Th activity ($^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$), measured ^{230}Th concentration is corrected for detrital and authigenic ^{230}Th components. The fraction of ^{230}Th supported by the decay of detrital ^{238}U is estimated from the ^{232}Th sample concentration and an assumed average lithogenic $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ activity ratio of $R = 0.6 \pm 0.1$ for the Atlantic Basin (Henderson and Anderson, 2003). Ingrowth of ^{230}Th from decay of authigenic uranium is estimated by assuming that authigenic uranium has an initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio equivalent to that of sea-water (i.e. 1.147, Andersen *et al.*, 2010). $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ activities were calculated as:

$$\begin{aligned} ^{230}\text{Th}_{\text{xs}} = & ^{230}\text{Th}_{\text{Total}} \\ & + R_{\text{Crust}} \times ^{232}\text{Th}_{\text{Total}} \left(\left[\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right)_0 - 1 \right] \times \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left[e^{-\lambda_{234} \times t} - e^{-\lambda_{230} \times t} \right] - e^{-\lambda_{230} \times t} \right) \\ & - ^{238}\text{U}_{\text{Total}} \left(1 - e^{-\lambda_{230} \times t} + \left[\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right)_0 - 1 \right] \times \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left[e^{-\lambda_{234} \times t} - e^{-\lambda_{230} \times t} \right] \right) \end{aligned}$$

where $^{230}\text{Th}_{\text{Total}}$, $^{232}\text{Th}_{\text{Total}}$ and $^{238}\text{U}_{\text{Total}}$ are the measured ^{230}Th , ^{232}Th and ^{238}U activities, respectively, and $^{238}\text{U}_{\text{Total}}$ is the sedimentary ^{238}U activity. $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ stands for the initial (decay-corrected) authigenic activity ratio and the decay constants of radioisotopes i are expressed by λ_i .

The preserved, decay-corrected, $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized ^{10}Be deposition rates are then calculated following equations (11) and (12) as given in François *et al.* (2004), using a water depth of 3162 m.

Analytical errors and uncertainty related to assumption concerning the lithogenic $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ activity ratio, R, were properly propagated through $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ and flux calculations. Note that owing to small analytical errors achieved by the TIMS method, most of the final errors on $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ and flux calculations are related to the arbitrary fixed uncertainty on R.

3.2.4 Using authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ and $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized ^{10}Be fluxes as tracers of geomagnetic moment variations

The particle-reactive ^{10}Be is mainly produced in the atmosphere through nuclear reactions (spallation reactions) on oxygen (O) and nitrogen (N), and is transferred to the Earth's surface in soluble form by precipitation (Raisbeck *et al.*, 1981a) within ~ 3 yrs (Baroni *et al.*, 2011). Atmospheric ^{10}Be is ultimately removed from water via settling particles and is either deposited in marine and lacustrine sediments, or is efficiently retained by continental sediment components, and finally enters the oceans through various paths and deposits in deep-sea sediments. Due to its short atmospheric residence time and chemical reactivity, ^{10}Be records of production enhancements should be synchronous in the geophysical reservoirs. In marine sediments, the ^{10}Be concentration results from a complex interplay between several processes: e.g. cosmogenic production, redistribution by atmospheric, riverine and oceanic transport, adsorption and deposition processes. Considering the adsorption processes, for example, the absolute ^{10}Be concentration is controlled by the scavenging efficiency and the specific surface of the settling sedimentary particles and thus depends on environmental conditions affecting their chemical and grain size composition. Consequently, ^{10}Be concentrations are meaningless and in order to account for these dependencies, a correction procedure is required. Soluble forms of ^{10}Be and ^9Be have different sources: while ^{10}Be is cosmogenic, the stable isotope ^9Be originates from partial dissolution of detrital, aeolian and riverine inputs (Brown *et al.*, 1992). Once homogenized in seawater, both isotopes are scavenged with the same efficiency. Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of marine surface sediments reflects the Be isotope composition of the overlying deep waters, and its spatial variability is mainly controlled by the proximity to continental ^9Be inputs (Bourlès *et al.*, 1989). Although

the authigenic ^9Be normalization method has provided promising results in specific environments (Bourlès *et al.*, 1989; Carcaillet *et al.*, 2003; Carcaillet *et al.*, 2004a; Carcaillet *et al.*, 2004b; Lebatard *et al.*, 2010), quantitative reconstructions of the ^{10}Be fluxes to the sediment requires taking into account syndepositional lateral transport of adsorbed Be. Because residence time of Be in the water column is about 500-1000 yrs, boundary scavenging and deepwater circulation must also contribute to the removal of dissolved Be and thus influence the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio. Moreover, lateral transport of adsorbed Be can be significant in sediments heavily affected by focusing, such as drift deposits. However, at ocean margins where particle flux is high, the short Be residence time allows to record the ^{10}Be atmospheric flux variations with almost no signal attenuation.

Assuming a scavenged flux equivalent to its known production rate in the overlying water column (Bacon, 1984), ^{230}Th can be used to quantify rates of particle rain to the seafloor and to correct for syndepositional sediment redistribution by bottom currents. The principles and limitations of this method are fully reviewed in Henderson and Anderson (2003) and François *et al.* (2004). Like authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, the $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ ratio may also be potentially influenced by advection of dissolved Be. Moreover, biases resulting from nuclide characteristics (different chemical affinities) are introduced: one illustration of this problem is reported by Chase *et al.* (2002), who showed a composition-dependant differential scavenging of Be and Th, suggesting that opal/carbonate ratio of settling particles may partly explain the sedimentary $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ variability.

Here, authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were measured for 51 sampled layers, and an additional $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalization was performed for 9 of them, which were selected using the Be isotopes ratio profile. This allows direct comparison and cross-calibration on the same homogenized material.

3.3. Results

3.3.1 The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios and RPI on the same sequence

Authigenic ^9Be concentrations vary from 4.35×10^{-7} g/g to 7.22×10^{-7} g/g (Table 3.1), refining and confirming the previous range obtained on adjacent core MD95 2042 by Carcaillet *et al.* (2004a). Decay-corrected authigenic ^{10}Be concentrations vary around a mean value of 7.32×10^{-15} g/g with a prominent increase to 13.6×10^{-15} g/g at 712 cm. The range of variation (5.33 to 13.6×10^{-15} g/g) and the average value are identical to those of the adjacent core MD95 2042 (Carcaillet *et al.*, 2004a). The resulting authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ evolution is presented in Figure 3.2, and compared to the RPI and MS profiles. The main feature of the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record is a unique significant enhancement at 712 cm, with ^{10}Be concentrations leading to a near doubling of the long-term average $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ value of 1.44×10^{-8} to 2.69×10^{-8} .

Along this sequence, both records of the ^{10}Be atmospheric production and its geomagnetic modulation display inverse long-term trends. While the RPI record exhibits three minima, only one significant enhancement appears in the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record, with values above the “mean+1 σ ” occurring between 662 and 722 cm depth. This interval overlaps the depth interval recording the lowest RPI values located between ~690 and ~820 cm. The depth shift thus evidenced between these two expressions of the dipole low is further discussed in section 3.4.1

Table 3.1: AMS measurements, Be isotopes concentrations and $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ in the authigenic phase of MD04-2811 samples.

| Sample: Core name- sample depth in core (cm) | Age (BP) | Sample weight (g) | Measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10^{-11}) * | Decay-corrected authigenic [^{10}Be] (10^{-15}g/g) * | Authigenic [^9Be] (10^{-7}g/g) * | Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10^{-8}) * |
|--|-----------|----------------------|---|---|---|--|
| MD04 2811-272 | 20208 | 1.215 | 2.381±0.049 | 6.59±0.14 | 4.99±0.27 | 1.32±0.08 |
| MD04 2811-312 | 22333 | 1.021 | 1.959±0.033 | 6.57±0.12 | 5.03±0.36 | 1.31±0.10 |
| MD04 2811-332 | 23396 | 0.991 | 1.730±0.030 | 5.92±0.11 | 4.71±0.07 | 1.26±0.03 |
| MD04 2811-362 | 24658 | 1.171 | 2.224±0.037 | 6.44±0.11 | 5.15±0.23 | 1.25±0.06 |
| MD04 2811-392 | 26043 | 1.039 | 2.122±0.036 | 7.33±0.13 | 4.85±0.16 | 1.51±0.06 |
| MD04 2811-402 | 26505 | 1.028 | 2.249±0.037 | 7.40±0.12 | 4.97±0.15 | 1.49±0.05 |
| MD04 2811-412 | 26966 | 1.108 | 2.408±0.049 | 7.36±0.15 | 5.16±0.07 | 1.43±0.04 |
| MD04 2811-422 | 27428 | 1.020 | 2.141±0.040 | 7.12±0.14 | 6.09±0.19 | 1.17±0.05 |
| MD04 2811-432 | 27890 | 1.138 | 2.326±0.037 | 6.88±0.11 | 5.21±0.21 | 1.32±0.06 |
| MD04 2811-442 | 28351 | 0.970 | 1.982±0.033 | 6.9±0.12 | 5.50±0.40 | 1.25±0.10 |
| MD04 2811-452 | 28813 | 1.224 | 2.663±0.049 | 7.35±0.14 | 5.56±0.35 | 1.32±0.09 |
| MD04 2811-462 | 29300 | 1.045 | 2.364±0.039 | 7.65±0.13 | 5.56±0.29 | 1.38±0.08 |
| MD04 2811-472 | 29825 | 0.995 | 2.378±0.049 | 8.10±0.17 | 6.42±0.22 | 1.26±0.05 |
| MD04 2811-482 | 30349 | 0.912 | 1.889±0.037 | 7.00±0.14 | 5.52±0.13 | 1.27±0.04 |
| MD04 2811-492 | 30873 | 1.061 | 2.242±0.038 | 7.14±0.12 | 5.18±0.30 | 1.38±0.09 |
| MD04 2811-502 | 31365 | 0.987 | 1.886±0.032 | 6.46±0.11 | 4.72±0.24 | 1.37±0.08 |
| MD04 2811-512 | 31856 | 1.141 | 2.141±0.036 | 6.39±0.11 | 6.25±0.35 | 1.02±0.06 |
| MD04 2811-522 | 32347 | 1.095 | 2.051±0.027 | 6.30±0.09 | 4.73±0.20 | 1.33±0.06 |
| MD04 2811-532 | 32839 | 0.947 | 1.834±0.026 | 6.60±0.10 | 4.36±0.05 | 1.51±0.03 |
| MD04 2811-542 | 33330 | 0.877 | 1.907±0.021 | 7.32±0.08 | 5.16±0.23 | 1.42±0.07 |
| MD04 2811-552 | 33821 | 0.835 | 1.811±0.029 | 7.38±0.12 | 4.90±0.37 | 1.51±0.12 |
| MD04 2811-562 | 34313 | 0.990 | 2.202±0.025 | 7.52±0.09 | 4.90±0.27 | 1.53±0.09 |
| MD04 2811-582 | 35295 | 0.874 | 1.796±0.019 | 5.48±0.08 | 4.71±0.24 | 1.47±0.08 |
| MD04 2811-592 | 35828 | 0.998 | 2.011±0.032 | 6.94±0.11 | 4.69±0.35 | 1.45±0.11 |
| MD04 2811-602 | 36403 | 1.058 | 1.794±0.028 | 6.78±0.12 | 5.65±0.31 | 1.34±0.08 |
| MD04 2811-612 | 36977 | 0.947 | 1.968±0.029 | 7.58±0.11 | 4.86±0.34 | 1.44±0.11 |
| MD04 2811-622 | 37551 | 0.712 | 1.509±0.030 | 7.00±0.14 | 5.73±0.42 | 1.26±0.10 |
| MD04 2811-632 | 37981 | 0.927 | 1.929±0.031 | 7.22±0.12 | 4.54±0.23 | 1.55±0.08 |
| MD04 2811-642 | 38394 | 0.901 | 2.094±0.023 | 7.03±0.09 | 4.97±0.23 | 1.57±0.08 |
| MD04 2811-652 | 38808 | 1.288 | 3.177±0.049 | 7.79±0.13 | 5.16±0.15 | 1.59±0.06 |
| MD04 2811-662 | 39221 | 1.123 | 2.937±0.041 | 8.23±0.13 | 4.77±0.18 | 1.82±0.08 |
| MD04 2811-672 | 39629 | 0.828 | 2.207±0.036 | 8.68±0.15 | 4.91±0.12 | 1.82±0.06 |
| MD04 2811-682 | 40025 | 0.988 | 2.777±0.041 | 8.91±0.14 | 5.06±0.12 | 1.87±0.05 |
| MD04 2811-692 | 40421 | 0.983 | 2.750±0.025 | 9.48±0.09 | 4.99±0.15 | 1.89±0.06 |
| MD04 2811-702 | 40817 | 1.356 | 4.308±0.060 | 9.41±0.15 | 4.81±0.16 | 2.19±0.08 |
| MD04 2811-712 | 41213 | 1.053 | 4.308±0.061 | 10.5±0.19 | 5.06±0.35 | 2.69±0.19 |
| MD04 2811-722 | 41579 | 0.92 | 2.719±0.050 | 13.6±0.19 | 5.33±0.29 | 1.88±0.11 |
| MD04 2811-732 | 41917 | 1.185 | 3.105±0.042 | 9.99±0.12 | 5.38±0.16 | 1.66±0.06 |
| MD04 2811-742 | 42255 | 1.080 | 2.636±0.037 | 8.92±0.12 | 5.09±0.12 | 1.63±0.05 |
| MD04 2811-752 | 42593 | 1.012 | 2.324±0.038 | 8.27±0.13 | 4.83±0.17 | 1.59±0.07 |
| MD04 2811-762 | 42931 | 1.084 | 2.171±0.032 | 7.67±0.11 | 4.35±0.02 | 1.57±0.03 |
| MD04 2811-772 | 43632 | 1.075 | 2.009±0.038 | 6.82±0.13 | 5.00±0.24 | 1.30±0.07 |
| MD04 2811-782 | 44374 | 1.007 | 2.001±0.032 | 6.52±0.11 | 4.85±0.17 | 1.4±0.06 |
| MD04 2811-792 | 45076 | 1.164 | 2.451±0.035 | 6.78±0.10 | 5.03±0.19 | 1.43±0.06 |
| MD04 2811-802 | 45740 | 1.015 | 2.135±0.044 | 7.17±0.15 | 4.93±0.31 | 1.45±0.10 |
| MD04 2811-812 | 46405 | 1.169 | 2.174±0.034 | 7.14±0.10 | 4.94±0.25 | 1.28±0.07 |
| MD04 2811-822 | 47019 | 1.114 | 1.871±0.042 | 6.33±0.13 | 5.12±0.11 | 1.11±0.04 |
| MD04 2811-832 | 47519 | 1.064 | 1.669±0.026 | 5.67±0.09 | 4.63±0.10 | 1.15±0.03 |
| MD04 2811-842 | 48019 | 1.401 | 2.396±0.044 | 5.34±0.11 | 7.22±0.32 | 0.81±0.04 |
| MD04 2811-852 | 48519 | 1.070 | 1.830±0.034 | 5.83±0.11 | 6.45±0.27 | 0.90±0.04 |
| MD04 2811-862 | 49639 | 1.191 | 1.994±0.030 | 5.78±0.09 | 5.74±0.30 | 1.00±0.06 |
| MD04 2811-882 | 50915 | 1.154 | 1.898±0.029 | 5.76±0.09 | 5.05±0.30 | 1.10±0.07 |
| mean ± std. dev. | | | | 7.32±0.14 | 5.14±0.58 | 1.44±0.31 |
| mean ± SDOM | | | | | | 1.44±0.043 |

* errors are 1 sigma, and rounded to the higher value

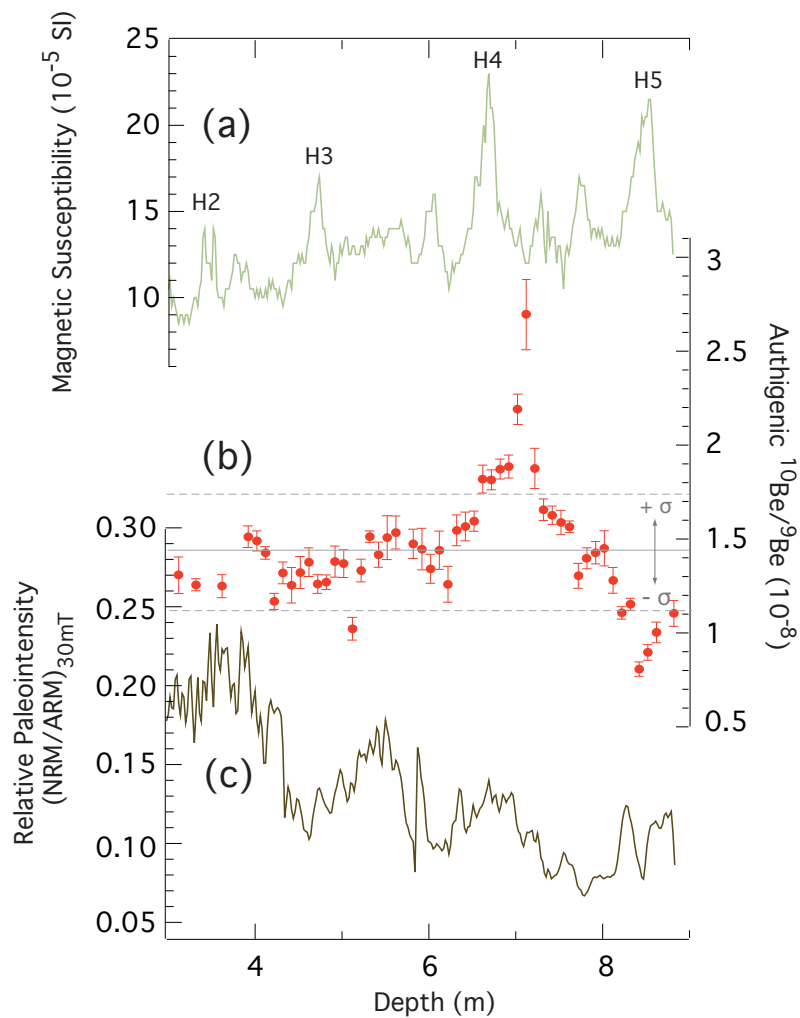


Figure 3.2. Magnetic properties and cosmogenic nuclide ^{10}Be record as a function of depth in core MD04-2811. (a) Magnetic susceptibility; susceptibility peaks identify distal ferrimagnetic IRD layers deposited during Heinrich Events 1 to 5 (labeled H1 to H5). (b) Relative paleointensity (NRM/ARM ratios at 30mT alternating field step). (c) Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios (10^{-8}) with 1σ uncertainty. Solid and dotted lines correspond to the mean value over the 20-50 ka time period and the associated standard deviation (1σ), respectively (see Table 3.1).

3.3.2 Chronostratigraphy

The first step in establishing the chronostratigraphy of core MD04-2811 is to construct a correlation matrix based on the MS records (Fig. 3.3) with the dated neighboring core MD95 2042 (Lat.: $37^{\circ}45'\text{N}$; Long.: $10^{\circ}10'\text{W}$; 3146 m water depth) in order to translate the available chronological data onto the MD04-2811 depth scale (Fig. 3.4).

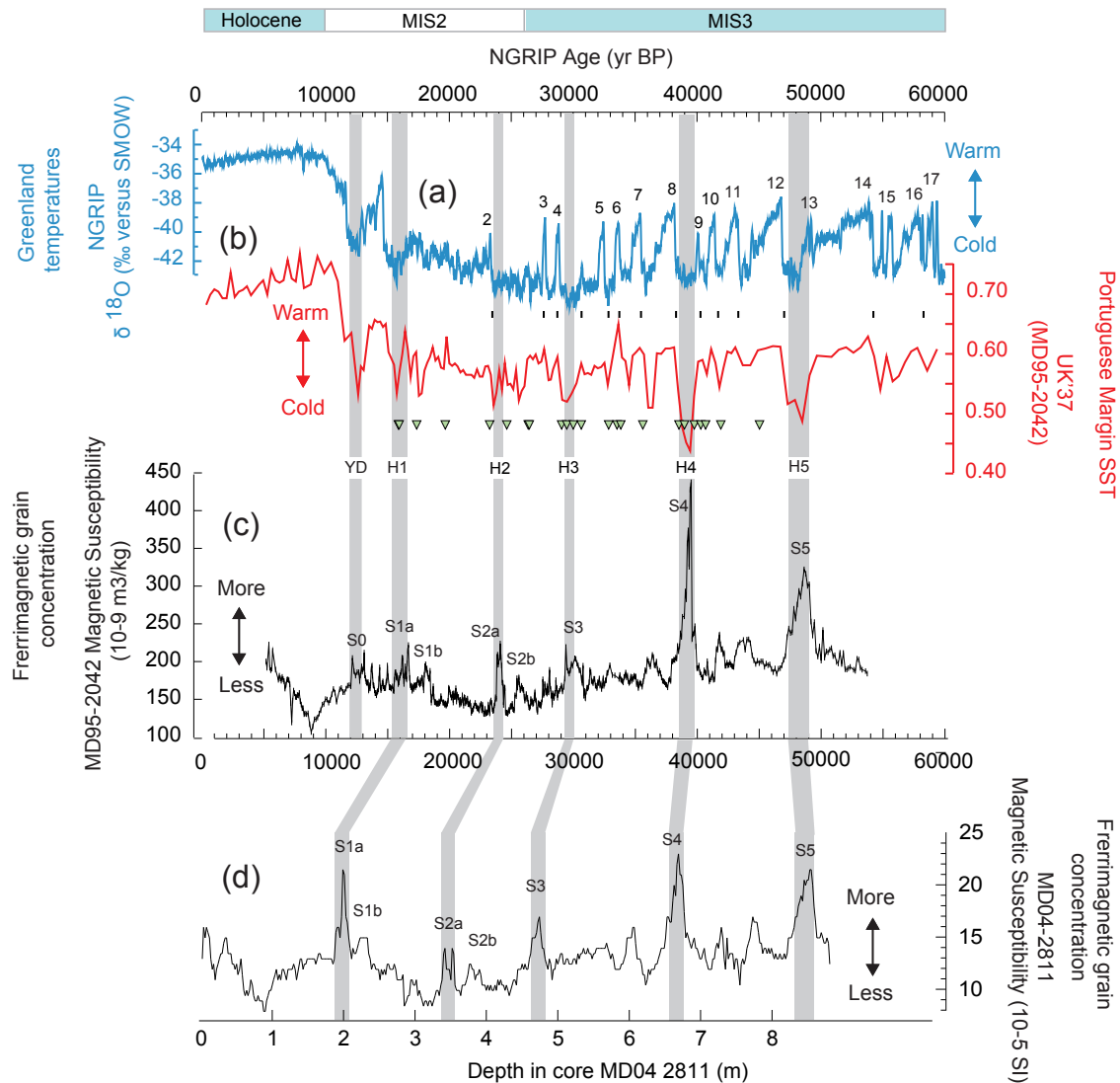


Figure 3.3. (a-b) Paleoclimatic variations over Greenland and the Portuguese margin: (a) variations of the air paleotemperature proxy over Greenland: $\delta^{18}\text{O}$ of the NGRIP ice core (NGRIP-Members, 2004 and references therein) plotted on the GICC05 time-scale (NGRIP dating group, 2006 and references therein); (b) variations of the Portuguese margin sea-surface paleotemperature proxy: UK'37 alkenone index in core MD95-2042 (raw data of Pailler and Bard, 2002) on a time scale tuned to NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ using the Analyserie software (Paillard et al., 1996). Correlation tie-points are marked by vertical dashes. Triangles indicate the position of the 23 samples used for AMS dating: raw data (Appendix B, Table B.1), are from Bard et al., 2004 and Shackleton et al., 2004); (c-d) Magnetic Susceptibility (MS) records of Portuguese margin cores as a function of depth: (c) core MD95-2042 (specific MS in $10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$) (data from Thouveny et al., 2000 transferred on the NGRIP chronology; (d) core MD04-2811 (volume susceptibility 10^{-5} SI). Susceptibility peaks (S0 to S5) mark IRD layers deposited during the Younger Dryas (YD) and Heinrich events (H1 to H5) events.

Two major studies have established radiocarbon dates series on MD95-2042 (Bard *et al.*, 2004; Shackleton *et al.*, 2004, Appendix B, Table B.1) that were compared with ages obtained from correlations with annually laminated Greenland ice cores (GRIP and GISP2). Among the paleoclimatic proxies measured along the MD95-2042 sequence, sea-surface temperature proxies (alkenones and planktonic $\delta^{18}\text{O}$) show marked variations which are in robust mutual stratigraphic agreement, and which correlate to Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich Events. For this study, the age control on the core MD95-2042 was updated by tuning the alkenone-derived sea-surface temperature record with the NGRIP oxygen isotopes record using a minimum number of tie points ($R=0.876$, Fig. 3.3 and 3.4).

Uncertainties affecting the age model are derived from the two-sigma GICC05 time-scale uncertainties associated with multi parameter counting of annual layers (Andersen *et al.*, 2006; Rasmussen *et al.*, 2006): the glacial part of this time scale has an estimated associated error of 2% back to 40 ka and of 5–10% back to 57 ka. Although multiple correlation procedures - limited by precision and resolution of the individual time series - and the accuracy of the cross-correlation procedure represent a source of uncertainty which is difficult to quantify using simple statistical parameters, the computed age model is validated by the fact that the ages assigned to the Heinrich Events (Fig. 3.4) are indistinguishable from the calibrated ^{14}C ages obtained on North Atlantic basin sediment sequences (Thouveny *et al.*, 2000). Moreover, the ^{14}C ages obtained on the studied sequence calibrated using the INTCAL09 dataset (Reimer *et al.*, 2009) relying mainly on $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ absolute dating of Hulu Cave stalagmites (China, Wang *et al.*, 2001) over the 35-45 ka period (Appendix B, Table B.1) are fully compatible with this ice core-derived chronology.

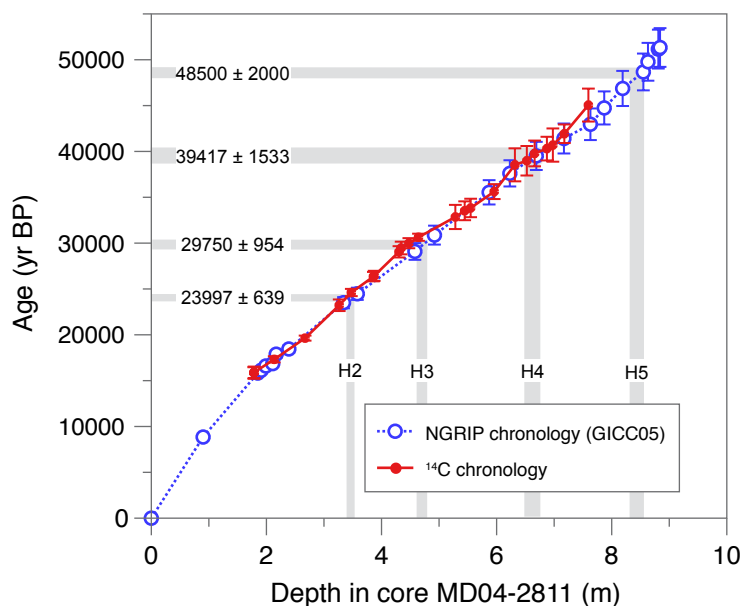


Figure 3.4. Age-depth relationship in core MD04-2811. Open circles stand for the age model derived from the GICC05 chronology: the MD95-2042 age control obtained tuning UK'37 alkenone index and NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ (see Fig. 3.3) was applied to core MD04-2811 by correlation of MS profiles using the *Analyserie* software (Paillard *et al.*, 1996). Ages of the MD04-2811 susceptibility peaks (grey bands, ages reported on the left) are undistinguishable from ages of Heinrich layers computed by Thouveny *et al.* (2000): H2: 24778 ± 297 yr BP; H3: 31163 ± 509 yr BP; H4: 39379 ± 948 yr BP.

3.3.3 ^{10}Be deposition rates (excess ^{230}Th -normalized ^{10}Be fluxes)

Bulk ^{10}Be concentrations obtained after total sample dissolution are comprised between 1.1×10^{-14} g/g and 1.8×10^{-14} g/g (see Table 3.2). Total mass flux ranges between 4.79 and 6.09 g/cm²/ka, and is fully compatible with results obtained further northward on the Portuguese Margin by Thomson *et al.* (1999), who determine a total sediment accumulation flux of ~ 5 g/cm²/ka during glacial times over the last 140 ka. Preserved vertical ^{10}Be deposition rates vary from 3.18×10^9 to 6.59×10^9 atoms/cm²/ka (Fig. 3.5a). The ^{10}Be deposition rate downcore evolution is strictly similar to that of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios measured on the same samples: the characteristic increase with a maximum at 712 cm depth is indeed reflected in the ^{10}Be deposition rates record. The comparison between authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios

Table 3.2: ^{10}Be results. U-Th results used in $^{230}\text{Th}_e$ calculation, preserved vertical particle and ^{10}Be fluxes

| Sample | Age (yr BP) | Measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10^{-12}) | sample ^{10}Be (10^{-14} g/g) | sample $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$ | sample [^{238}U] (dpm/g) | sample [^{232}Th] (dpm/g) | sample [^{230}Th] (dpm/g) | $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Activity (dpm/g) | $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ initial Activity (dpm/g) | Total mass accumulation (g/m 2 /yr) | vertical ^{10}Be fluxes (10^9 at/cm 2 /1000 yrs) |
|---------------|-------------|--|---|---|-------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--|--|--|---|
| MD04 2811-272 | 2028 | 6.674±0.142 | 1.005±0.022 | 1.251±0.011 | 2.183±0.0033 | 2.022±0.010 | 2.736±0.023 | 1.337±0.165 | 1.609±0.199 | 52.48±6.47 | 3.18±0.40 |
| MD04 2811-422 | 27428 | 8.483±0.183 | 1.077±0.024 | 1.331±0.014 | 1.960±0.0029 | 2.076±0.014 | 2.613±0.027 | 1.188±0.158 | 1.527±0.203 | 55.28±7.32 | 3.58±0.49 |
| MD04 2811-452 | 28813 | 9.429±0.204 | 1.396±0.030 | 1.295±0.012 | 2.277±0.0035 | 2.265±0.011 | 2.954±0.028 | 1.353±0.169 | 1.762±0.220 | 47.91±5.98 | 4.03±0.51 |
| MD04 2811-602 | 36403 | 8.802±0.166 | 1.400±0.027 | 1.307±0.021 | 2.089±0.0029 | 2.126±0.019 | 2.736±0.043 | 1.199±0.151 | 1.674±0.210 | 50.44±6.33 | 4.27±0.54 |
| MD04 2811-622 | 37551 | 9.951±0.352 | 1.267±0.045 | 1.174±0.012 | 2.105±0.0030 | 1.911±0.011 | 2.475±0.024 | 1.013±0.130 | 1.429±0.184 | 59.09±7.59 | 4.51±0.60 |
| MD04 2811-642 | 38394 | 7.990±0.178 | 1.320±0.030 | 1.192±0.011 | 2.205±0.0030 | 1.981±0.010 | 2.633±0.023 | 1.103±0.134 | 1.568±0.190 | 53.84±6.50 | 4.28±0.53 |
| MD04 2811-682 | 40025 | 13.67±0.23 | 1.656±0.027 | 1.210±0.014 | 2.293±0.0032 | 2.201±0.014 | 2.780±0.032 | 1.122±0.147 | 1.619±0.212 | 52.14±6.82 | 5.20±0.69 |
| MD04 2811-712 | 41213 | 13.79±0.43 | 1.797±0.056 | 1.066±0.010 | 2.416±0.0034 | 1.996±0.012 | 2.581±0.024 | 0.949±0.131 | 1.385±0.191 | 60.94±8.37 | 6.59±0.93 |
| MD04 2811-772 | 43632 | 9.077±0.143 | 1.206±0.019 | 1.245±0.011 | 2.153±0.0030 | 2.197±0.012 | 2.686±0.024 | 1.057±0.140 | 1.577±0.208 | 53.56±7.07 | 3.89±0.52 |
| MD04 2811-802 | 45740 | 8.575±0.291 | 1.254±0.043 | 1.209±0.011 | 2.281±0.0033 | 1.969±0.013 | 2.730±0.024 | 1.122±0.123 | 1.707±0.187 | 49.47±5.41 | 3.73±0.43 |

 Errors are 2-sigma. ^{230}Th concentrations are calculated from measured $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ratios.

and $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized ^{10}Be fluxes is illustrated in Figure 3.5b. The linear relationship between these two variables is highly significant ($R = 0.912$), albeit mainly carried by the maximum variability recorded during the main enhancement.

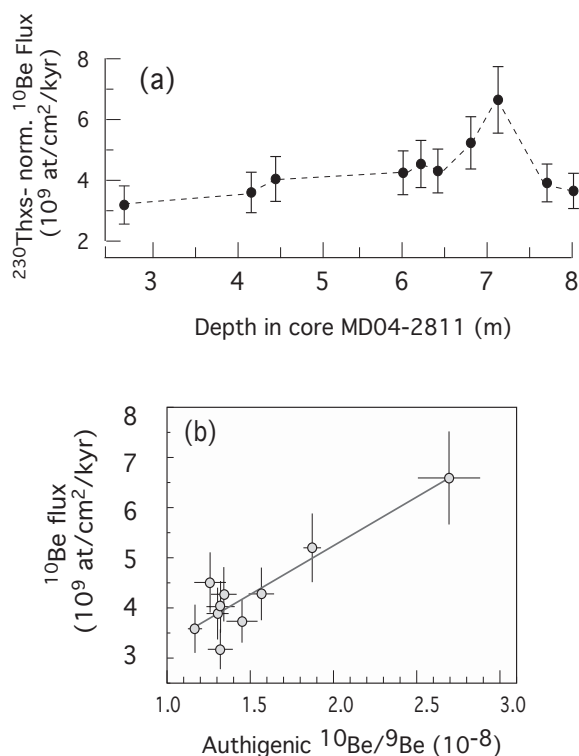


Figure 3.5. (a) Downcore variation of the $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized ^{10}Be fluxes and (b) relation with authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios measured on the same homogenized sediment samples.

3.4. Discussion

3.4.1 Identification of the Laschamp dipole low and chronological implications

During low dipole field intervals, the magnetic torques are insufficient to align magnetic grains and so ensure acquisition of a well-defined magnetization. Nevertheless, after recovery of the field strength, re-alignments of magnetic grains and acquisition of viscous magnetization (VRM) result in a biased record of directions and intensities (e.g. Coe and Liddicoat, 1994). In core MD04-2811, as in other neighboring cores (see Figures 4 and 9 in Thouveny *et al.*, 2004), the structure of paleomagnetic records (directions and RPI) does not

allow an accurate and precise stratigraphic positioning of the dipole field minimum. Comparison of the positions of the respective boundaries of the main RPI low (at ~700 and ~820 cm) with the main $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ enhancement (at ~660 cm and ~725 cm) calls attention to a ~50 cm lag between the two signals (Fig. 3.2). This lag integrates a maximum 10 cm shift due to the residence time with respect to scavenging of Be, given a ~1 cm/50 yrs average sedimentation rate. The remaining 40 cm lag is greater than the 15-30 cm lags revealed from neighboring cores by Carcaillet *et al.* (2004a); however given the sources of distortions cited above, it is not possible to assign this lag to the magnetization lock-in depth only.

In core MD95-2042 core, the declination anomaly and the RPI low related to the Laschamp excursion are recorded 50 cm beneath the MS peak associated with the Heinrich Event 4 (Thouveny *et al.*, 2004). In North Atlantic Ocean cores (Kissel *et al.*, 1999), excursions peaks related to the Laschamp are recorded at the same stratigraphic position as rock-magnetic signatures of the Dansgaard-Oeschger (D-O) Interstadial 10, i.e. prior to H4. Nevertheless, the best stratigraphic indicator of the occurrence of the dipole low related to the Laschamp is the cosmogenic nuclide signature which is not affected by delays and distortions imparted by post-depositional processes.

Along core MD04-2811 the highest $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio peak - recorded ~40 cm beneath the MS peak corresponding to H4 - can thus undoubtedly be interpreted as the ^{10}Be atmospheric overproduction due to the geomagnetic dipole reduction associated with the Laschamp Excursion (LE). This 40 cm depth interval suggests that the LE occurred ~2 ka before Heinrich Event 4, which is dated at ~39 ka in North Atlantic sedimentary sequences (e.g. Thouveny *et al.*, 2000). Indeed, the chronological reconstruction positions the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ Laschamp signature at 41.2 ± 1.6 ka (minimal uncertainty derived from GICC05 chronology). This age is coherent with the most recent independent radiometric age determinations obtained on volcanic material (40.4 ± 2.0 ka, Guillou *et al.*, 2004; 40.7 ± 0.9 ka, Singer *et al.*, 2009). It also coincides tightly with the age of the maximum ^{10}Be flux in Summit ice cores (Muscheler *et al.*, 2005; Svensson *et al.*, 2008). This suggests that the ^{10}Be residence time in the water column in such settings is short enough to preserve the simultaneity of the record in both geological reservoirs, considering age uncertainties and resolution.

The ^{10}Be production and recording processes in sedimentary sequences that are totally independent from: 1) the local geomagnetic vector, and 2) magnetization processes in weak

and highly variable local fields, enable to evaluate the duration of the dipole field anomaly. Both the high resolution and the accurate dating of this record highlight the persistence of a weak dipole field defined by authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ values above “mean+1 σ ” during ~2.5 ka. The minimum field intensity phase defined by authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ values above “mean+2 σ ” lasted about 1 ka. This duration estimate is similar to that provided by the ice core record of Muscheler *et al.* (2005).

3.4.2 Significance of the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record

$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios and $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized ^{10}Be fluxes: a cross evaluation

In this study, ^{10}Be deposition rates reinforce the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ signal validity. Comparison between the amplitude of $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ and authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ variations shows that both records agree within uncertainties (Fig. 3.6a) and document an increase by a factor of ~2 coincidental with the Laschamp geomagnetic dipole low. This is the first time that such a match has been reported, demonstrating that both normalization methods provide equivalent results in this case, and that normalizing authigenic ^{10}Be concentrations by authigenic ^9Be concentrations allows a reliable correction for total particle flux variations. Moreover, quantification of the vertical ^{10}Be fluxes allows to underline the effects of boundary scavenging: the ^{10}Be deposition rates determined in this study (mean value: $4.09 \pm 0.31 \times 10^9$ at./cm²/ka) are (1) both slightly higher than an estimate of the present global production rate of $1.21 \pm 0.26 \times 10^9$ at./cm²/ka (Monaghan *et al.*, 1986) and higher than Greenland ^{10}Be fluxes (0.25 to 0.6×10^9 at./cm²/ka (Muscheler *et al.*, 2004)); and (2) within the range reported for Atlantic drift deposits of the last 75 ka (~1 to 7×10^9 at./cm²/ka, Christl *et al.*, 2007; Knudsen *et al.*, 2008; Christl *et al.*, 2010). Although the resolution of the $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ record must be improved, the observed close agreement suggests that the effects of rapid millennial-scale changes in deep water circulation (advection of dissolved Be and Th) could be either similar in both approaches, or insignificant.

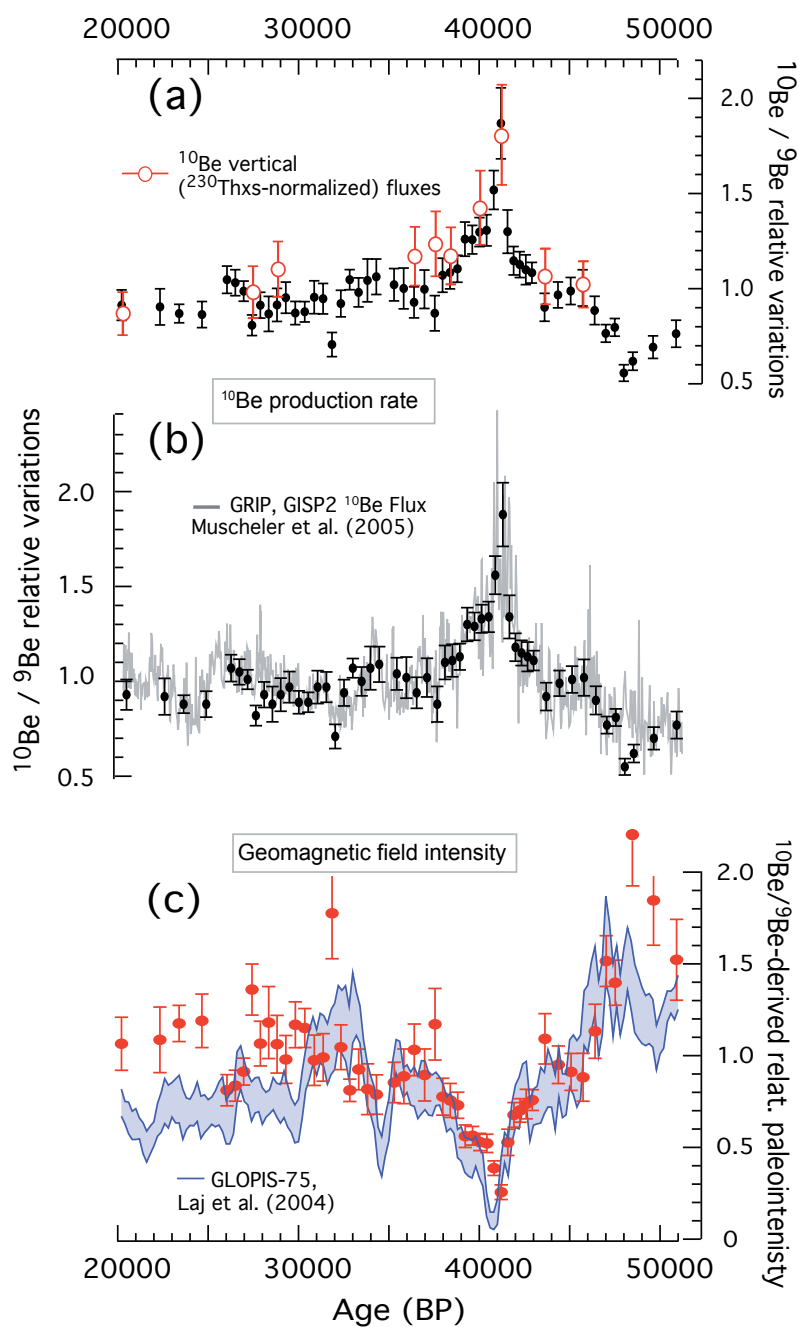


Figure 3.6. (a and b) Relative temporal variations of ^{10}Be atmospheric production rate proxies over the 20-50 ka interval. All records are normalized to their respective mean values over the studied time interval. (a) Black dots represent the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record and the associated 1σ uncertainty. Grey dots represent the $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized ^{10}Be fluxes. (b) Black dots represent the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record and the associated 1σ uncertainty, and grey line represents the Greenland ^{10}Be flux in Summit ice cores on GICC05 time scale (Finkel et al., 1997; Yiou et al., 1997; composite GRIP-GISP2: Muscheler et al., 2005). (c) Relative temporal variations of geomagnetic field intensity over the 20-50

ka interval. Solid lines represents the 1σ uncertainty envelop of the GLOPIS-75 stack: raw data from Laj *et al.*, (2004) are normalized to $8 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ (most recent GLOPIS VADM value) and plotted on the GICC05 time scale using the NGRIP, GRIP and GISP2 synchronization match points dataset (Rasmussen *et al.*, 2006). Dots are the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -derived VDM record (M/M_0) calculated using the Lal's algorithm (1988): $P/P_0 = (M/M_0)^{0.5}$, where P/P_0 is the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio divided by the surface sample value of $(1.36 \pm 0.35) \times 10^{-8}$, undistinguishable within uncertainties from the long-term average $(1.44 \pm 0.043) \times 10^{-8}$.

Comparison with ^{10}Be production rate ice core records and with relative geomagnetic field intensity reconstructed from paleomagnetic records

Over the 20-50 ka interval, there is a remarkable match between the MD04-2811 authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record and the ^{10}Be flux variations recorded along the GRIP and GISP2 ice cores (Fig. 3.6b; Finkel and Nishiizumi, 1997; Yiou *et al.*, 1997; Muscheler *et al.*, 2005). It must be emphasized that even small variations of the two records match which strongly supports the high quality of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record presented. Observed for such different geophysical reservoirs as marine sediments and polar ice, this agreement demonstrates that this ratio most likely mainly reflects the changes in global atmospheric ^{10}Be production rate. This confirms that the normalization of authigenic ^{10}Be concentrations to authigenic ^9Be concentrations minimizes the impact of secondary mechanisms, among which ocean system effects (see section 3.2.4). In addition, the fact that these variations are recorded with the same amplitude in both archives, indicates that the ^{10}Be residence time in the atmosphere-ocean reservoirs should be short enough to minimize the attenuation of the production signal. The Laschamp signature corresponds to the near-doubling of the global atmospheric ^{10}Be production expected from the physically constrained algorithm (Elsasser *et al.*, 1956; Lal, 1988) which expresses the control of global atmospheric ^{10}Be production rate exerted by the magnetospheric shielding as modulated by geomagnetic moment variations. This also suggests that a significant component of the Greenland ^{10}Be flux signal results from an atmospheric transport from lower latitudes. Another important result is that these marine and ice core records of the atmospheric ^{10}Be production rates both fail to display any other significant ^{10}Be deposition enhancement. Wagner *et al.* (2000a) identified in the GRIP ice core an increased ^{36}Cl flux between D-O events 6 and 7, which they attributed to the RPI minimum observed at ~ 34 ka in the NAPIS-75 stack (based on the GISP-2 chronology; Laj *et*

al., 2000), and referred to as the Mono Lake Excursion. After smoothing of the dataset with a $1/2000 \text{ yrs}^{-1}$ low-pass filter, the ^{36}Cl peak amplitude appears equivalent to that of the Laschamp. Surprisingly, in Wagner *et al.* (2000b), smoothing of the dataset with a $1/3000 \text{ yrs}^{-1}$ low-pass filter reduces the ^{36}Cl Mono Lake peak previously noted in Wagner *et al.* (2000a) to the level of an insignificant variation. Together with this observation, the ^{10}Be fluxes in Summit ice cores and the presented high-resolution $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record question the validity of a ^{36}Cl signature linked to the Mono Lake dipole field low.

Lal's algorithm (1988) has been used to convert the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record into a relative Virtual Dipole Moment (VDM) record that is compared to the GLOPIS-75 stacked paleomagnetic record (Fig. 3.6c). This reconstruction and the GLOPIS-75 curve agree relatively well over the 30-48 ka time interval, although the cosmogenic record points out possible higher intensities for the 20-30 ka period and beyond 48 ka than indicated in the paleomagnetic records of the GLOPIS-75 stack.

3.4.3 Reconstruction of the geomagnetic dipole moment variations from the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios

A stack of the Portuguese Margin $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ records

In order to achieve a statistically significant record of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio, the MD04-2811 record was combined with the record previously obtained by Carcaillet *et al.* (2004a) on core MD95-2042, recovered at the same site. These data were relocated on the depth scale of core MD04-2811 using the MS correlation matrix (reciprocal to the one used to transfer chronological data (Fig. 3.7a)). Be ratios measured on both cores vary in a similar range and present the same structure characterized both by a sharp maximum linked to the LE dipole low and by the absence of any other significant peak. Differences between MD95-2042 and MD04-2811 data sets result from local sedimentary processes, differential post-depositional processes (i.e. compaction), sampling and analytical uncertainties. After stacking the two $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios records, a smoothed composite record was produced by computing weighted moving averages over a 1000 years sliding window offset by 500 years (except for the 20-25 ka interval, for which MD04-2811 data are directly reported). Associated uncertainties combine both the sample analytical uncertainty and standard deviation around

each weighted average, and are calculated using the unbiased weighted estimator of the sample variance (see Appendix B, Table B.2). Figure 3.7b shows this composite record and the associated standard error (1σ). The 1000 yrs-smoothed authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ composite record displays a ~ 1.45 time increase during the LE time interval compared to the long-term average (1.32×10^{-8}). Although the studied time interval covers the age range of the Mono Lake Excursion, the slight increase of the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ composite curve at $\sim 33\text{-}34$ ka is not significant regarding the uncertainties associated with the adjacent

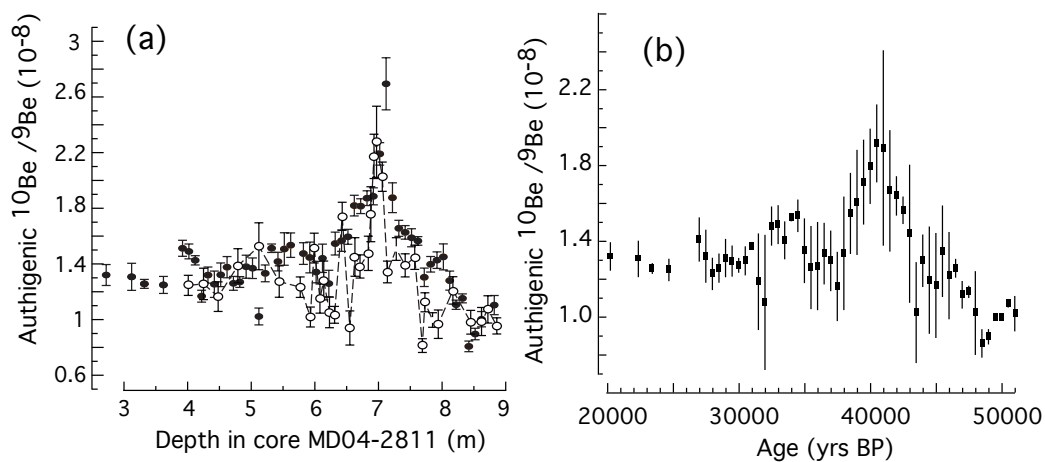


Figure 3.7. (a) Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios measured along MD04-2811 (solid circles) and MD95-2042 cores (open circle, Carcaillet et al., 2004a) on the MD04-2811 depth scale. (b) Calculated authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ composite record over the 20-50 ka interval. This record is low-pass filtered ($1/1000 \text{ yr}^{-1}$). Associated uncertainties are 1σ .

data points. This reveals the absence of any ^{10}Be overproduction linked to a dipole reduction associated with the Mono lake Excursion. This observation -if confirmed at other sites- would have strong implications on the interpretation of the magnitude and duration of the “geomagnetic dipole low” associated with the Mono lake Excursion.

Calibrating to virtual dipole moments

The previously described ^{10}Be -stack was converted into Virtual Dipole Moment (VDM) variations using absolute paleointensities reconstructed from lava flows. In order to reproduce the full range of the ^{10}Be production variation, the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios measured along core MD04-2811 were associated with VDM values selected from the GEOMAGIA-50 (Korhonen *et al.*, 2008) absolute paleointensity database (see Appendix B Fig. B.3 and Table B.3). ^{10}Be production rates are inversely proportional to VDM values, thus (1) the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ maximum value was assigned to the minimum VDM value linked to the LE, (2) the intermediate $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were assigned to the intermediate VDM values, and (3) the minimum $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ values were assigned to the maximum VDM values.

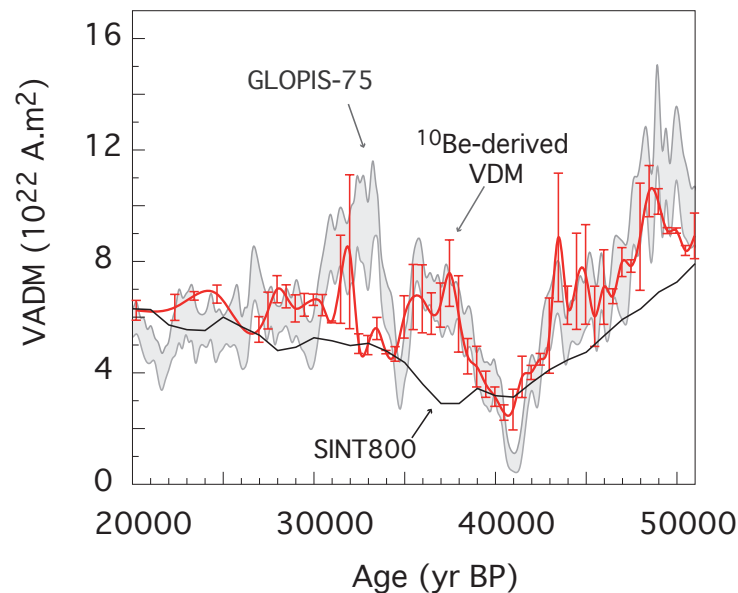


Figure 3.8. Geomagnetic dipole moment variation during the 20-50 ka interval. The black curve is the Virtual Axial Dipole Moment (VADM) variations reconstructed from SINT800 (Guyodo and Valet, 1999). The grey zone is the 1σ envelop of the GLOPIS-75 based VADM reconstruction (Laj *et al.*, 2004). Bold black curve is the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -based VDM (Virtual Dipole Moment) record and 1σ associated uncertainties.

The relationship thus obtained between authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios and VDMs is, at best, fitted by a polynomial of order 2 (Fig. A.3). When applied to the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ stack this

polynomial produces a “ ^{10}Be -derived VDM” record for the 20-50 ka interval, which can be compared to GLOPIS-75 and SINT-800 paleointensity stacks (Fig. 3.8). This ^{10}Be based VDM record provides a reconstruction in better agreement with GLOPIS-75 than does Lal’s algorithm conversion (Fig. 3.6c). It documents a stronger geomagnetic moment before (maximum $\sim 10.5 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$) than after (maximum $\sim 7.0 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$) the LE, and allows to estimate a decreasing rate of $\sim 1 \times 10^{22} \text{ A.m}^2/\text{ka}$ for the dipole collapse which initiates the Laschamp (minimum $\sim 2.6 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ reached at $\sim 41 \text{ ka}$). Although this record exhibits the same main variations as GLOPIS-75, it fails to reproduce a sharp VDM reduction at the age of the Mono Lake Excursion: at 34-32 ka relatively low VDM values ($\sim 4.7 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$) are in opposition with the sharp increase recorded at 32-33 ka in the GLOPIS-75.

3.5 Conclusion

Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios measured along a rapidly accumulating sedimentary sequence from the North-East Atlantic (core MD04-2811) provide a new record of dipole geomagnetic moment variations over the 20-50 ka time interval, independent from paleomagnetic methodological constraints.

This first successful geomagnetic reconstruction using both authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ and $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ normalization techniques of ^{10}Be concentrations in marine sediments evidence an almost doubling of the atmospheric ^{10}Be production which documents the occurrence of the Laschamp geomagnetic dipole low prior to the Heinrich Event 4, at an age of $\sim 41 \text{ ka}$. These ratios are fully compatible with the Summit ice core ^{10}Be record, which further supports their significance in terms of ^{10}Be atmospheric production. Identical ^{10}Be flux responses recorded in a polar ice core and in a mid-latitude marine core strongly suggest that the cosmogenic nuclide overproduction signal in Greenland ice results from the global geomagnetic moment modulation.

The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio records of neighboring cores MD04-2811 and MD95-2042 cores were compiled and averaged over a 1 ka sliding window. The obtained stack was calibrated using absolute virtual dipole moment (VDM) values, determined from lava flow paleointensities, to provide a ^{10}Be derived VDM record. This allows to characterize the Laschamp dipole low by a decrease from $\sim 10.5 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ at $\sim 49 \text{ ka}$ to $\sim 2.6 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ at ~ 41

ka. The latter estimate is concordant with radiometric ages obtained on excursionsal lava flows. This record fails to document a significant VDM reduction at the age of the Mono Lake Excursion (32-34 ka).

By providing a new high-resolution ^{10}Be dataset at mid-latitude, the results presented here are of great interest for better constraining the influence of geomagnetic field intensity variations on cosmogenic nuclide production rates. Among these cosmogenic nuclides, atmospheric ^{14}C is of particular importance considering that the ^{14}C calibration curve lacks accurate data during the time period covered by this study. Such new high-resolution datasets from different latitudes are required to make significant advances in quantifying all processes involved in atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ variations. Similarly, reconstructing past VDM variations is of fundamental importance in quantifying in-situ cosmogenic nuclide production rate variations and thus in accurately measuring Earth's surface processes. Further investigations, notably at low-latitude sites where the shielding effect from the geomagnetic dipole field is maximized, are currently underway.

Acknowledgements:

This study was funded by the MAG-ORB project of the ANR (Agence Nationale de la Recherche) program BLANC #ANR-09-BLAN-0053-01. The ASTER French AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence) is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. We gratefully thank Maurice Arnold, Georges Aumaître and Karim Keddadouche for their invaluable help and support during the AMS measurements, and Wulfran Barthelemy for his assistance during the TIMS measurements. We are also grateful to Eva Moreno, for helping in U-channel sampling and in preliminary paleomagnetic measurements, as well as R. Muscheler who kindly provided the ^{10}Be ice cores data. We acknowledge the scientific and technical crew of R.V. *Marion Dufresne* cruise 140 who collected core MD04-2811. We thank Professor Martin Frank and an anonymous reviewer who helped to improve this manuscript.

Chapitre 4

Amplitude and timing of the Laschamp geomagnetic dipole low from the global atmospheric ^{10}Be overproduction : contribution of authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios in West Equatorial Pacific sediments.

L. Ménabréaz, D.L. Bourlès, N. Thouveny.

Aix-Marseille Univ., CEREGE, BP80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.

CNRS, CEREGE, BP80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.

IRD, CEREGE, BP80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.

Ce chapitre est accepté à Journal of Geophysical Research.

Abstract

Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were measured along marine sediments of the West Equatorial Pacific Ocean in order to reconstruct the cosmogenic ^{10}Be production variation near the equator, where the geomagnetic modulation is maximum. From 60 to 20 ka, the single significant ^{10}Be production impulse recorded at 41 ka results from the geomagnetic dipole low that triggered the Laschamp excursion. No significant ^{10}Be overproduction signature is recorded at the age of the Mono Lake excursion (~34 ka). A compilation of authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ records obtained from sediments was averaged over a 1 ka window and compared with the 1 ka-averaged ^{10}Be flux record of Greenland ice cores. Their remarkable similarity demonstrates that the ^{10}Be production is globally modulated by the geomagnetic dipole variations and redistributed by the atmosphere dynamics. Calibrated with virtual dipole moment values computed from absolute paleointensity data, the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ stack allows reconstructing the geomagnetic dipole moment variations. Between 48 ka and 41 ka, the dipole moment collapsed at a rate of $-1.5 \times 10^{22} \text{ A.m}^2.\text{ka}^{-1}$, which will be an interesting criterion to assess the loss rate of the historical field and compare dipole moment loss prior excursions and reversals. After a 2 ka duration of minimum dipole moment ($\sim 1 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$), a slow increase started at 39 ka, progressively reaching $5 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ at 20 ka. The absence of a significant dipole moment drop at 34 ka, age of the Mono lake excursion suggests that the duration and amplitude of the dipole weakening have no comparison with that of the Laschamp. This study provides a reliable basis to model the production of radiocarbon and in-situ cosmogenic nuclides and improve the calibration of these dating methods.

4.1. Introduction

The understanding of the past and present geomagnetic field behaviour depends on the accuracy and precision of proxy records of the geomagnetic field magnitude and direction. Since the last geomagnetic reversal (780 ka ago), the geomagnetic dipole moment appears to have been affected by repeated drops, which generate large directional variations of the geomagnetic vector field. The interpreted global character of these geomagnetic instabilities however strongly depends on the geographic distribution of available paleomagnetic records and on the recording materials (sediments or volcanic rocks), which influence the reliability of the recorded phenomena (amplitude and duration). This is illustrated by the ongoing debate

about the occurrence, during the 30-45 ka interval, of one or two dipole lows / excursions: Laschamp at ~41 ka and possibly Mono Lake, at ~33 ka.

Quasi-reversed magnetizations recorded in Laschamp and Olby lava flows, (Massif central, France) were the first evidences of a past transient reversed state of the geomagnetic field (Bonhommet and Babkine, 1967). The first dating by Bonhommet and Zähringer (1969) using K/Ar methods performed on whole rock led to an age between 8 and 20 ka. After almost four decades of geochronologic investigations using K–Ar, thermoluminescence, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and ^{230}Th – ^{238}U methods (e.g. Bonhommet and Zähringer, 1969; Condomines, 1980; Hall and York, 1978; Gillot *et al.*, 1979; Chauvin *et al.*, 1989; Plenier *et al.*, 2007), the most reliable radiometric age datasets finally led to concordant ages of 40.4 ± 2.0 ka (Guillou *et al.*, 2004) and 40.7 ± 1.0 ka BP (Singer *et al.*, 2009). Meanwhile, the Laschamp excursion has been identified worldwide as a large amplitude swing of the magnetization vectors, and/or as a dramatic paleointensity low in lava flows (e.g. Kristjansson and Gudmundsson, 1980; Roperch *et al.*, 1988; Levi *et al.*, 1990; Mochizuki *et al.*, 2006; Cassata *et al.*, 2008) and sediments (e.g. Thouveny and Creer, 1992; Vlag *et al.*, 1996; Lund *et al.*, 2005; Channell, 2006). These studies thus established the global extension of the geomagnetic anomaly and denounced it as the major geomagnetic crisis over the last 50 ka.

In contrast with the Laschamp case, the occurrence and/or the age of the Mono Lake (ML) excursion/dipole moment low remain controversial. Denham and Cox (1971), seeking for a record of the Laschamp excursion at Mono Lake (California), detected excursions paleomagnetic directions in sedimentary layers of the Wilson Creek formation. These layers were initially radiocarbon dated at ~24 ka, i.e. an age older than the age available at that time for the Laschamp excursion (Bonhommet and Zähringer, 1969). The ML excursion was thus considered as distinct from the Laschamp excursion. It was later described in other North-Western American lacustrine sections (e.g. Negrini *et al.*, 1984; Liddicoat *et al.*, 1992; Coe and Liddicoat, 1994; Hanna and Verosub, 1989) as well as North Atlantic sediments (e.g. Novaczyk and Knies, 2000; Channell, 2006). The radiometric age of the excursion in the eponym sequence has been revised from ~24 ka (Denham and Cox, 1971) to ~32 – 34 ka (Negrini *et al.*, 2000; Benson *et al.*, 2003; Zic *et al.* 2002). It is however still subject to debate considering that ^{14}C ages obtained on lacustrine carbonates and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine crystals from the Wilson Creek Formation ranging from 38 to 41 ka suggest on the contrary that the ML excursion should be assigned to the Laschamp excursion (Kent *et al.*, 2002). The

correlation of the Mono Lake RPI stack (Zimmerman *et al.*, 2006) with the GLOPIS record of Laj *et al.* (2004) supported this assignment.

Marine sediment relative paleointensity (RPI) records however, often display two successive significant RPI lows attributed to the Laschamp and Mono Lake excursions (Nowaczyk and Knies, 2000; Laj *et al.*, 2000, 2004; Channel *et al.*, 2006; Lund *et al.*, 2006), the latter being dated at ~ 34.7 ka by correlation of sedimentary paleoclimatic proxies with oxygen isotope Greenland records (GICC05 age model; NGRIP dating group 2006, and references therein). Volcanic records of the Mono Lake excursion were also retrieved from New-Zealand (Shibuya *et al.*, 1992; Mochizuki *et al.*, 2004, 2006, 2007; Cassata *et al.*, 2008 ; Cassidy and Hill, 2009), Hawaiï (Laj *et al.*, 2002; Teanby *et al.*, 2002) and Canary Island (Kissel *et al.*, 2011). The case of the Mono Lake excursion therefore remains highly controversial, noticeably about its age and the amplitude of its dipole moment reduction in comparison to the Laschamp.

Deciphering the amplitude and timing of dipole moment lows thus requires the use of methods independent from rock- and paleomagnetism, such as those based on cosmogenic nuclide production recorded in sediments and ice cores. Meteoric Beryllium-10 (^{10}Be , half-life: 1.387 ± 0.012 Ma [Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010]) is produced through nucleonic cascades in the atmosphere that result from nuclear interactions between the Galactic Cosmic Rays (GCR) and the Oxygen and Nitrogen atmospheric targets. Proportional to the flux of the highly energetic charged particles constituting the GCR, the ^{10}Be production rate is mainly modulated over multi-millennial time scales by the variability of the magnetospheric shielding dominated by the geomagnetic dipole. In appropriate archives, records of the ^{10}Be production rates provide proxies of the geomagnetic dipole moment variations. Independent from paleomagnetic methods, this global approach is particularly well suited to confirm or invalidate the worldwide character of reported paleomagnetic features. Early works by Elsasser *et al.* (1956) and Lal (1988) allowed establishing an inverse relationship between the globally integrated ^{10}Be atmospheric production and the dipole moment magnitude. During the last decades, this relationship was roughly confirmed using numerical simulations based on purely physical models (Masarik and Beer, 1999, 2009; Wagner *et al.*, 2000b), and experimentally supported by changes of ^{10}Be depositional fluxes in ice sheets (e.g. Muscheler *et al.*, 2005) and in marine sediment (e.g. Robinson *et al.*, 1995; Frank, 2000; Carcaillet *et al.*, 2003, 2004a; Christl *et al.*, 2003) records.

Cosmogenic nuclide production records over the time interval spanning the Laschamp and Mono Lake excursions are provided by ^{10}Be deposition flux in polar ice (e.g. Raisbeck *et al.*, 1992; Finkel and Nishiizumi, 1997; Yiou *et al.*, 1997; Muscheler *et al.*, 2005) and by marine sediments using $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized ^{10}Be fluxes (e.g. Frank *et al.*, 1997; Christl *et al.*, 2010). Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ records recently obtained from marine sediments (e.g. Carcaillet *et al.*, 2004a ; Carcaillet *et al.*, 2004b; Leduc *et al.*, 2006; Ménabréaz *et al.*, 2011) encourage further studies in other regions, especially at low latitude, where the modulation of the ^{10}Be production rates by the geomagnetic dipole is maximum.

4.2. Environmental setting and sediment description of core MD05-2920

The studied core MD05-2920 (36.67 m long; 2.51°S, 144.32°E; 1848 m water depth) was retrieved with a giant piston corer during the MD148-PECTEN Cruise on board of the RV/Marion Dufresne in 2005 (Beaufort *et al.*, 2005). The coring site is located on the north coast of Papua New Guinea Island, in the Bismarck Sea, at ~100 km off the Sepik and Ramu Rivers estuaries, (Fig. 4.1A). These large rivers and their tributaries drain through erodible volcanic and igneous rock formations distributed along a steep topographic profile (the altitude of “central mountains” is > 4000 m).

The regional climate is dominated by the Asian-Australian monsoon system (Webster *et al.*, 1998; Wang *et al.*, 2003). The sediment discharges from rivers draining the north slope of New Guinea Island (Milliman *et al.*, 1999) is thus very large. This area is characterized by a very narrow continental shelf (< 5 km), mainly incised by the Sepik submarine canyon extending from the river mouth to water-depths greater than 1000m (Cresswell, 2000). After the vertical divergence of the surface plume at the head of the canyon, the Sepik sediments dispersal follows two distinct routes (Kineke *et al.*, 2000): much of the sediment is transported down the canyon via near-bottom hyperpycnal flows, while a surface plume, driven by the New Guinean Coastal Current, transports fine sediments eastward (during the NW monsoon) and westward (during the SE monsoon) on the shelf and slope.

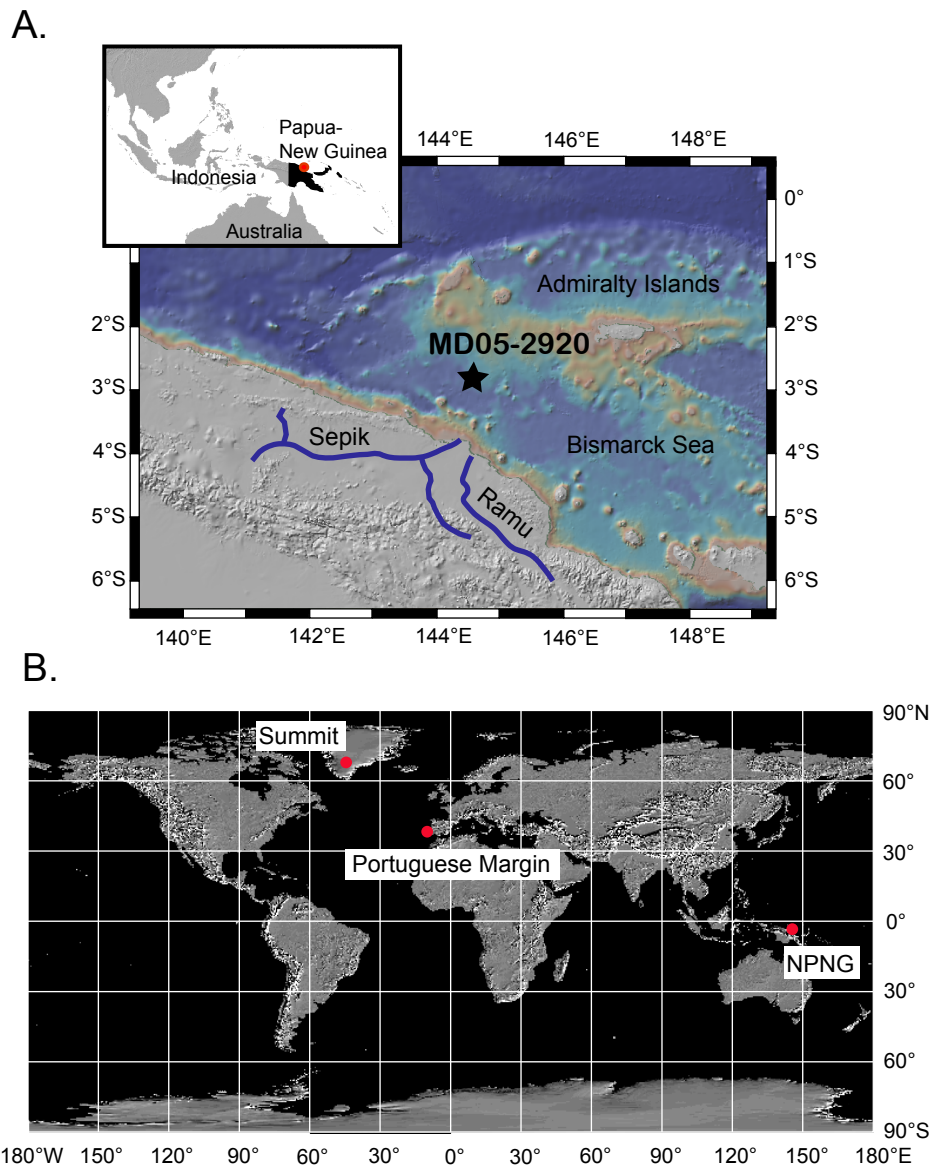


Figure 4.1. A. Location map of the MD05-2920 coring site in the Bismarck Sea, on the Papua-New-Guinea northern margin. B. Location of the marine sediment cores used in this study: MD05-2020 core located North of Papua-New-Guinea (NPNG), MD04-2811 and MD95-2042 cores located on the Portuguese Margin. Location of the GRIP and GISP2 ice cores at Summit (Greenland).

Evidence of intermediate turbid layers also suggests distal transport along isopycnal surfaces (Kineke *et al.*, 2000). On the contrary to contributions by the river inputs, the aeolian particle transport in this area is reduced (Kawahata *et al.*, 2000). This depositional setting leads to high terrigenous sedimentation rates.

The MD05-2920 sequence presents good stratigraphic preservation and is mainly composed of homogeneous greyish olive clay, with dispersed foraminifers and occasional black lenses of organic matter (Beaufort *et al.*, 2005). The proportion of the terrigenous fraction in MD05-2920 core top sediments is $\sim 70\%$, and that of the carbonate fraction is $\sim 25\%$ (Tachikawa *et al.*, 2011).

The sedimentary elemental composition as determined by X-ray fluorescence analyses (Tachikawa *et al.*, 2011) does not present a clear glacial-interglacial variability, which suggests a restricted influence of the glacial conditions on the low-latitude hydrological cycle rather linked to the Intertropical convergence zone.

4.3. Methodology

4.3.1 Transport correction

^{10}Be concentration in marine sediments is the result of superimposed contributions. First, it depends on the atmospheric ^{10}Be flux entering the ocean and reflecting its production rate in the atmosphere. ^{10}Be is mostly produced in the stratosphere: this proportion was estimated at 67% by Lal and Peters (1967), and at 56% by Masarik and Beer (1999). Once produced, the particle-reactive ^{10}Be set onto aerosols is integrated to the geochemical cycle of water and removed from the atmospheric reservoir on a yearly time-scale. Baroni *et al.* (2011) calculated a ^{10}Be atmospheric residence time of ~ 3 years that is a combination of a tropospheric residence time of approximately one week and a stratospheric residence time that could be as long as 6 years. This estimation is slightly higher than previous (Beer *et al.*, 1990; Raisbeck *et al.*, 1981a), and suggests a possible better atmospheric mixing. Nevertheless, it seems reasonable to consider that the atmospheric transport have a negligible effect on ^{10}Be concentration in deep-sea sediments because the ^{10}Be residence time in the ocean is 500 to 1000 times higher.

^{10}Be content in marine sediments is also affected by oceanic reservoir effects (transport, adsorption and deposition processes) that depend on Be scavenging efficiency, residence time and particle composition affinities. Meaningless ^{10}Be concentrations have thus to be normalized and two proxies are currently used to retrieve the cosmogenic production signal: the $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ (e.g. Frank *et al.*, 1997; Christl *et al.*, 2003, 2007, 2010; Knudsen *et*

al., 2008) and the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (Bourlès *et al.*, 1989; Henken-Mellies *et al.*, 1990; Robinson *et al.*, 1995; Carcaillet *et al.*, 2003, 2004a, 2004b; Leduc *et al.*, 2006) ratios. Principles, as well as possible biases resulting from their use, were further summarized in Ménabréaz *et al.* (2011) and references therein. In this study, the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ methodology, confirmed for the first time by a $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ cross evaluation conducted on the same homogenized samples, has proved to reliably correct for ocean secondary contributions.

4.3.2 Paleomagnetic study and determination of the Be isotope sampling strategy

The paleomagnetic subsampling was done using 1.5 m long and 4 cm² section U-channels pushed into half core sections. The magnetic susceptibility was measured on a Bartington MS2C susceptibility bridge. Along the upper 10 m, the susceptibility profile (Figure 4.2) exhibits medium to long wave oscillations in the range $40\text{-}80 \times 10^{-5}$ SI, with few spikes reaching 150×10^{-5} SI, probably linked to thin layers enriched in ferromagnetic material (tephra or turbidites). Natural and artificial remanent magnetizations were measured using a 2G cryogenic magnetometer 760 SRM model coupled with a in line Alternating Field (AF) demagnetizer. The Natural Remanent Magnetization (NRM) was measured after each AF step (from 5 to 60 mT), in order to test the NRM stability. Artificially induced magnetizations (Anhysteretic and Isothermal R.M.) were imparted and demagnetized at several steps from 5 to 40 mT in order to normalize the NRM intensity and attempt to reconstruct relative paleointensities RPI variations. NRM intensities range from 1 to 4×10^{-2} A.m⁻¹ (Fig. 4.2). The ARM intensity varies from 80 to 160 mA.m⁻¹ with few spikes up to 280 mA.m⁻¹. The ARM and susceptibility values present a linear positive correlation, confirming that susceptibility and magnetization are modulated by ferrimagnetic mineral concentration.

After removal of a viscous secondary component at the 10 mT AF step, the remanent magnetization direction remains stable up to 60 mT AF, above this step the directions are biased by spurious anhysteretic components. NRM inclination variations are plotted in Figure 4.2 besides NRM intensity variations. The inclination oscillates around a mean of -10° , near the geocentric axial dipole (GAD), with a peak to peak amplitude of 60° . The declination variation is somewhat delicate to reconstruct because of intersection shifts and corer rotation. The Relative Paleointensities (RPIs) were evaluated by normalizing of the Characteristic

NRM (ChRM) intensity to the Anhyseretic Remanent Magnetization (ARM) intensity, both obtained for the 30mT step.

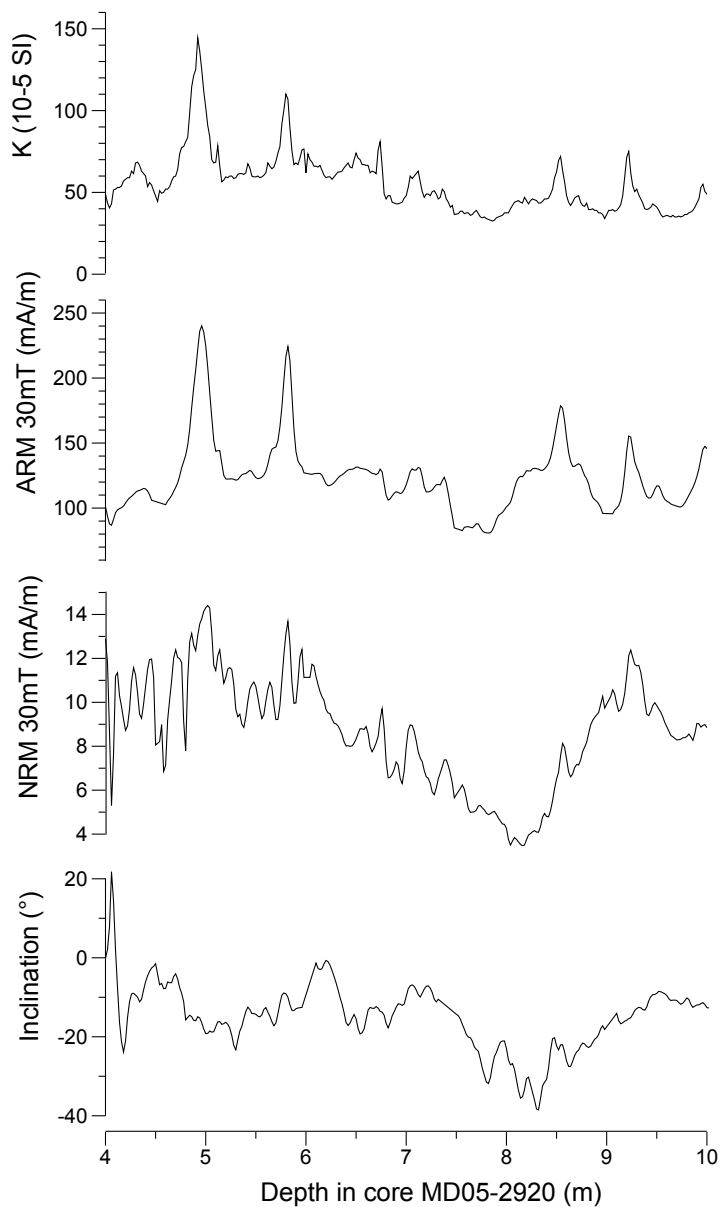


Figure 4.2. Magnetic parameters measured along the MD05-2920 sequence. Downward on the figure: Magnetic susceptibility, Anhyseretic remanent magnetization, Natural remanent magnetization, and inclination of the Characteristic remanent magnetization.

Between 7 and 9 m, the inclination signal presents a large amplitude oscillation from -10° to -40° , coupled with a large amplitude RPI signal. The extreme inclination values and the RPI minimum located at 7.8 m can be related to the signature of a large vector swing and geomagnetic dipole low (GDL) linked with an excursion.

The ^{10}Be sampling strategy was driven by the position of this GDL. The MD05-2920 sequence was sampled every 30 cm from 4.67 to 9.67 m, and every 10 cm between 6.27 and 8.67 m.

4.3.3 Sample preparation and Be isotopes extraction

The selected 34 samples were dried and crushed in an agate mortar. ~ 1 g of the resulting homogenized powder was leached using a 0.04M hydroxylamine ($\text{NH}_2\text{OH-HCl}$) in 25% acetic acid leaching solution (Bourlès, 1989 ; Bourlès *et al.*, 1989). This procedure avoid the leaching of detrital Be that would strongly bias the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio because of detrital ^9Be contamination.

The resulting leaching solution was then split into two aliquots: one 2ml aliquot was discarded for natural ^9Be measurements using Flameless Atomic Adsorption Spectrophotometry, and the remaining was spiked using 300 μl of a 10^{-3} g/g ^9Be -carrier solution (Sharlau®) before undergoing the chemical extraction procedure summarized below.

Beryllium in the leachates was first chelated at pH 7 by acetylacetone. The obtained Be-acetylacetonates are then separated using an organic solvent extraction and decomposed in acid. Beryllium oxy-hydroxydes are finally precipitated at pH 8 before being oxidized to BeO at 800°C to perform AMS (Accelerator Mass Spectrometry) measurements.

4.3.4 Measurements

^{10}Be concentrations were measured using the new French AMS national facility “ASTER”, operating at 5MV (CEREGE). ^{10}Be concentrations were calculated from the measured spiked $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios (see equation given by Ménabréaz *et al.* 2011) normalized to the NIST 4325 international standard ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = 2.79 \times 10^{-11}$; Nishiizumi *et al.*, 2007). Final ^{10}Be concentrations were all corrected for ^{10}Be radioactive decay using the half-life

determined by Chmeleff *et al.* (2010) and Korschinek *et al.* (2010). Uncertainties in the measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios and in the calculated ^{10}Be concentrations result from counting statistics and instrumental error propagation (Arnold *et al.*, 2010) according to the standard propagation of uncertainties equation (e.g. Taylor, 1997). Chemistry blank ratios range from $7.66 \cdot 10^{-15}$ to $1.39 \cdot 10^{-14}$ and are at least 1000 times lower than the sample ratios. Measured ratios and their uncertainties are presented in Table 4.1.

Natural ^9Be concentrations were measured using a graphite-furnace atomic absorption spectrophotometer equipped with a Zeeman effect background correction (Thermo Scientific ICE 3400 installed at CEREGE). Each sample absorbance was repeatedly measured at incremental steps of standard addition. The analytical precision of final ^9Be concentrations was determined from the reproducibility of standard addition absorptions and the fit of standard addition lines. It ranges from 0.2% to 4.6% (see Table 4.1).

Table 4.1: AMS measurements, Be isotopes concentrations and the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of core MD05-2920 samples.

| Sample: Core name- sample depth in core (cm) | Age (BP) | Measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10^{-11}) * | Decay-corrected authigenic [^{10}Be] (10^{-14} g/g) * | Authigenic [^9Be] (10^{-7} g/g) * | Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10^{-8}) * |
|--|-----------|---|---|--|--|
| MD05 2920-467 | 19405 | 2.134±0.021 | 0.956±0.009 | 1.793±0.083 | 5.33±0.26 |
| MD05 2920-797 | 20937 | 3.307±0.034 | 1.535±0.016 | 2.442±0.026 | 6.29±0.10 |
| MD05 2920-527 | 22777 | 3.148±0.029 | 1.475±0.014 | 2.325±0.006 | 6.34±0.06 |
| MD05 2920-557 | 24616 | 3.246±0.031 | 1.558±0.015 | 2.536±0.033 | 6.15±0.10 |
| MD05 2920-587 | 26798 | 2.508±0.024 | 1.701±0.016 | 2.355±0.037 | 7.22±0.14 |
| MD05 2920-627 | 29925 | 4.097±0.035 | 1.723±0.015 | 2.540±0.017 | 6.78±0.08 |
| MD05 2920-637 | 30714 | 4.094±0.035 | 1.724±0.015 | 2.486±0.028 | 6.94±0.10 |
| MD05 2920-647 | 31121 | 3.636±0.033 | 1.541±0.014 | 2.423±0.036 | 6.36±0.11 |
| MD05 2920-657 | 31529 | 3.546±0.033 | 1.457±0.014 | 2.233±0.010 | 6.52±0.07 |
| MD05 2920-667 | 31936 | 3.604±0.032 | 1.538±0.014 | 2.252±0.016 | 6.83±0.08 |
| MD05 2920-677 | 32343 | 3.693±0.034 | 1.477±0.014 | 2.098±0.023 | 7.04±0.10 |
| MD05 2920-687 | 33436 | 4.419±0.040 | 1.717±0.016 | 2.542±0.028 | 6.75±0.10 |
| MD05 2920-697 | 34529 | 4.386±0.038 | 1.609±0.014 | 2.076±0.052 | 7.75±0.21 |
| MD05 2920-707 | 35622 | 3.330±0.030 | 1.546±0.014 | 2.445±0.007 | 6.32±0.06 |
| MD05 2920-717 | 36715 | 4.787±0.043 | 1.763±0.016 | 2.604±0.030 | 6.77±0.10 |
| MD05 2920-727 | 37557 | 2.910±0.060 | 1.830±0.038 | 2.387±0.048 | 7.67±0.22 |
| MD05 2920-737 | 38372 | 3.426±0.030 | 1.865±0.017 | 2.458±0.031 | 7.59±0.12 |
| MD05 2920-747 | 39187 | 4.987±0.042 | 2.104±0.018 | 2.347±0.026 | 8.96±0.13 |
| MD05 2920-757 | 40002 | 5.540±0.047 | 2.311±0.020 | 2.514±0.019 | 9.19±0.11 |
| MD05 2920-767 | 40816 | 4.358±0.028 | 2.439±0.016 | 2.029±0.032 | 12.01±0.21 |
| MD05 2920-777 | 41631 | 3.994±0.023 | 2.274±0.013 | 2.115±0.033 | 10.75±0.18 |
| MD05 2920-787 | 42446 | 3.662±0.025 | 2.068±0.014 | 2.242±0.011 | 9.22±0.08 |
| MD05 2920-797 | 43261 | 4.262±0.028 | 1.892±0.013 | 2.016±0.021 | 9.38±0.12 |
| MD05 2920-807 | 44075 | 3.829±0.027 | 1.627±0.012 | 2.097±0.048 | 7.76±0.19 |
| MD05 2920-817 | 44890 | 3.077±0.023 | 1.307±0.010 | 2.333±0.055 | 5.60±0.14 |
| MD05 2920-827 | 45705 | 2.672±0.019 | 1.294±0.010 | 2.127±0.020 | 6.09±0.08 |
| MD05 2920-837 | 46520 | 2.850±0.019 | 1.335±0.009 | 2.138±0.068 | 6.24±0.21 |
| MD05 2920-847 | 47334 | 3.419±0.022 | 1.276±0.009 | 2.107±0.048 | 6.06±0.15 |
| MD05 2920-857 | 48149 | 2.590±0.019 | 1.227±0.009 | 2.257±0.015 | 5.44±0.06 |
| MD05 2920-867 | 48964 | 2.531±0.020 | 1.222±0.010 | 2.509±0.008 | 4.87±0.05 |
| MD05 2920-897 | 51408 | 1.645±0.015 | 1.123±0.010 | 2.459±0.100 | 4.57±0.19 |
| MD05 2920-927 | 53852 | 2.051±0.016 | 1.400±0.011 | 2.572±0.103 | 5.45±0.23 |
| MD05 2920-957 | 56297 | 2.834±0.021 | 1.549±0.012 | 2.053±0.054 | 7.55±0.21 |
| MD05 2920-967 | 57111 | 3.181±0.023 | 1.543±0.011 | 2.398±0.074 | 6.43±0.21 |
| mean ± std. dev. | | | 1.618±0.397 | 2.303±0.202 | 7.07±1.62 |
| mean ± SDOM | | | | | 7.07±0.28 |

* errors are 1 sigma, and rounded to the higher value. Sample depths are corrected from the 30 cm surface sediment void.

4.4 The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record

Authigenic ^{10}Be concentrations vary from 9.56×10^{-15} g/g to 2.44×10^{-14} g/g and authigenic ^9Be concentrations vary from 1.79×10^{-7} g/g to 2.60×10^{-7} g/g, resulting in $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios that range from 4.57×10^{-8} to 1.20×10^{-7} . Sample concentration and ratio values are listed in Table 4.1. The ^{10}Be concentration profile shows a unique large enhancement reaching a peak at 767 cm that persists along the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio profile (Fig. 4.3A) in the form of ~ 1.7 increase of the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio when compared to the average value calculated over the time interval spanned by this record (7.07×10^{-8}). This main enhancement is recorded between ~ 737 cm and ~ 817 cm. The rest of the profile exhibits reduced variability, with slightly lower values before than after this major increase.

The RPI record, proxy of the geomagnetic dipole moment variation, and the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio, proxy of the cosmogenic nuclide production, are inversely correlated (Fig. 4.3A). The main RPI low, located between ~ 850 cm and ~ 750 cm, and the main authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio enhancement, located between ~ 737 and ~ 817 cm are largely overlapping. The RPI minimum leads the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio maximum by ~ 15 cm

Despite this slight delay, coherent with the principle of the post-depositional magnetization lock-in depth, the two paleomagnetic and geochemical signatures must be interpreted as the expressions of the same geomagnetic dipole low (GDL).

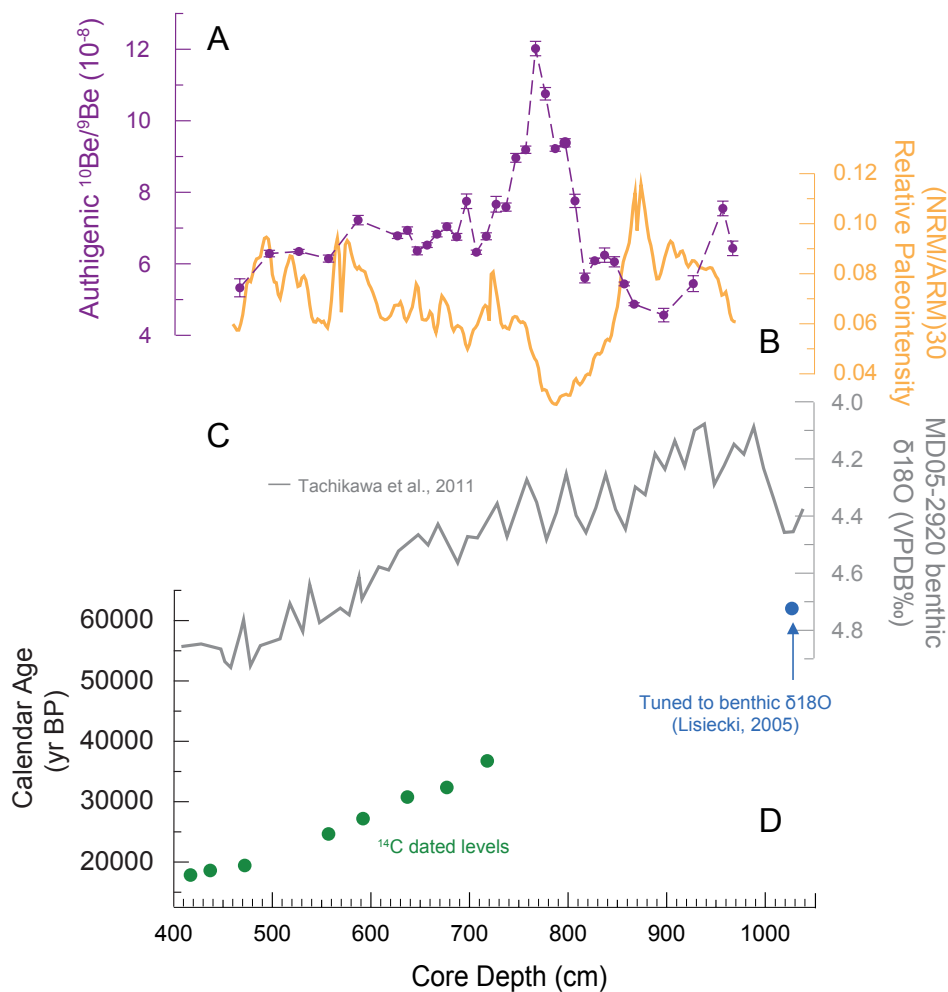


Figure 4.3. A. The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record along core MD05-2920. B. NRM/ARM ratio at the 30mT AF step along core MD05-2920 interpreted as the Relative Paleointensity variation. C. $\delta^{18}\text{O}$ measured on benthic foraminifer *Uvigerina peregrina* (Tachikawa et al., 2011). D. Chronostratigraphic markers in MD05-2920 sediments, and the depth-age relationship. Green dots are radiocarbon dated levels, and

the blue dot is the MIS-3 MIS-4 transition tie point. Between these points, the age model is based on linear interpolation.

4.5. Age Model

The age model of core MD05-2920 is based on ten ^{14}C dating performed on the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* (*white*), and on the correlation between the benthic $\delta^{18}\text{O}$ record and the reference benthic stack published by Lisiecki and Raymo (2005) (Tachikawa *et al.*, 2011), using the AnalySeries software (Paillard *et al.*, 1996). After correction of the local reservoir age of 420 ± 60 yrs (Mc Gregor *et al.*, 2008), conventional ^{14}C ages were calibrated using the IntCal09 calibration set (Reimer *et al.*, 2009) and the Calib 6.1.0 software (<http://intcal.qub.ac.uk/calib/>). The chronological reconstruction is presented in Figure 4.3C. Corresponding data can be found in Table 4.2. The apparent mean sedimentation rate of the MD05-2920 sequence is about 10 cm/ka (Tachikawa *et al.*, 2011).

Table 4.2: Chronological data for MD05-2920 age model construction.

| Sample depth in core MD05- 2920 (cm) ^a | ^{14}C Age ^b (^{14}C yrs BP) | Calibrated Age (yrs BP) | Method |
|---|--|----------------------------|---|
| 40 | 2610 ± 35 | 2151 ± 206 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 80 | 4445 ± 35 | 4553 ± 271 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 119 | 6040 ± 40 | 6463 ± 191 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 198 | 8965 ± 45 | 9544 ± 251 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 253 | 10120 ± 35 | 11000 ± 252 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 302 | 11835 ± 45 | 13289 ± 196 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 322 | 12525 ± 40 | 13973 ± 267 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 352 | 12575 ± 45 | 14146 ± 396 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 417 | 15130 ± 60 | 18375 ± 130 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 437 | 15710 ± 60 | 19405 ± 197 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 472 | 16710 ± 60 | 19405 ± 197 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 557 | 21030 ± 90 | 24616 ± 409 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 592 | 22840 ± 90 | 27162 ± 609 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 637 | 26430 ± 130 | 30714 ± 557 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 677 | 28560 ± 160 | 32343 ± 715 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 718 | 32520 ± 240 | 36824 ± 623 | ^{14}C AMS ages, INTCAL09 * |
| 1027 | | 62000 | Tuned to benthic $\delta^{18}\text{O}$ ** |

^a All depths in core MD05-2920 are corrected for a top-core 30 cm void.

^b All ^{14}C ages were determined by Tachikawa *et al.* [2011], and corrected for a regional reservoir age of 420 ± 60 years given by McGregor *et al.* [2008]. Errors are 2-sigma.

* Reimer *et al.* [2009]

** Lisiecki and Raymo [2005], Tachikawa *et al.* [2011].

4.6. Discussion

The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record is plotted on its time scale in Figure 4.4a. The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio peak appears recorded at ~ 40.8 ka, which allows assigning it to the cosmogenic nuclide production enhancement in the atmosphere linked to the Laschamp event (see details on the chronology of the Laschamp event discussed by Ménabréaz *et al.*, 2011).

4.6.1 Comparison with the Laschamp ^{10}Be atmospheric overproduction records at mid and high latitudes

The age of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ maximum value at ~ 40.8 ka remarkably coincides (within uncertainties) with the age of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak documenting the GDL linked to the Laschamp excursion recorded at ~ 41 ka in Portuguese Margin sediment cores (Ménabréaz *et al.*, 2011; Fig. 4.4b). Despite very different depositional settings, these authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ records are in good overall correspondence over the whole studied time period. During the Laschamp GDL, the presented data indicate that the ^{10}Be production was enhanced by a factor of ~ 1.7 in the equatorial band (enhancement factors are determined from the average value over the time interval spanned by the records). This agrees, within respective uncertainties, with the ~ 1.9 increase measured in the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio record of the Portuguese Margin (Ménabréaz *et al.*, 2011), and also with the ~ 1.7 increase previously reported by Carcaillet *et al.* (2004a) from a neighbouring core (Fig. 4.4b). Such enhancement factors are also compatible with the almost doubling of the global (i.e. latitude integrated) ^{10}Be production expected during GDL from the physically constrained algorithm (Elsasser *et al.*, 1956; Lal, 1988) and from numerical simulations (Masarik and Beer, 2009) describing the relation between the geomagnetic moment and the cosmogenic nuclides global production.

Furthermore, these sedimentary records of the ^{10}Be atmospheric overproduction linked to the Laschamp GDL are remarkably concomitant with the ^{10}Be -flux peak recorded in the Greenland ice cap at Summit (Fig. 4.4) (Finkel and Nishiizumi, 1997; Yiou *et al.*, 1997; Muscheler *et al.*, 2005), dated at ~ 41 ka based on ice laminae counting (GICC05 timescale of the NGRIP dating group (2006) and references therein). This emphasises the simultaneity of the Laschamp ^{10}Be overproduction records in paleoclimatic archives at very different

locations. Along the entire studied time interval, the presented authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ records are remarkably similar both in time and amplitude with the Greenland ^{10}Be -flux. In addition of validating the pertinence of the authigenic ^9Be normalization to account for secondary effects, this observation more importantly demonstrates that the ^{10}Be production signal in marine sediments is a global signal because of the lack of any significant latitude effects. Another important implication of this remarkable correspondence is that the Greenland ^{10}Be -flux signal over long time-scales appears dominantly modulated by the geomagnetic dipole moment, implying that a significant part of the ^{10}Be deposited in the Greenland ice has been homogenized in the atmosphere. This supports a ^{10}Be residence time of several years in the atmosphere (Baroni *et al.*, 2011).

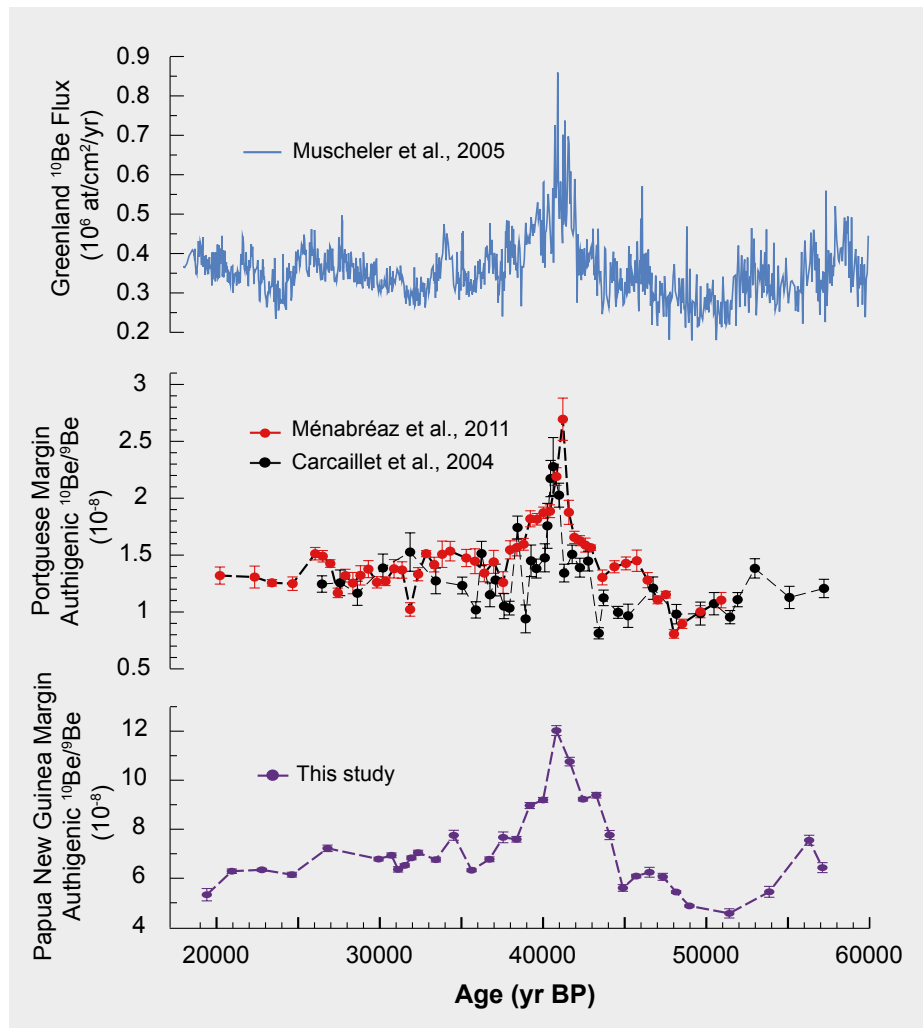


Figure 4.4 (Ci-contre). (a) ^{10}Be deposition flux record at Summit (Greenland) in GIPS2 and GRIP ice cores (Finkel et al., 1997; Yiou et al., 1997; Muscheler et al., 2005). Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ records in Portuguese margin (b) and Papua New Guinea (c) sediments.

4.6.2 A marine stacked record of the ^{10}Be production rates

The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ records obtained from sedimentary sequences (MD05-2920 core from the Papua New-Guinea margin; MD95-2042 and MD04-2811 cores from the Portuguese Margin) and the Greenland ^{10}Be flux (GRIP and GISP2 ice cores) are normalized to their own average value and plotted on their own chronologies in Figure 4.5. The correspondence is remarkable despite noise and distortion introduced by 1) analytical uncertainties, 2) chronological uncertainties (e.g. linear interpolation between ~37 ka and 62 ka in the MD05-2920 core), and 3) recording processes (e.g. changes in sediment accumulation rate and/or sediment properties). A composite authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio record is thus constructed and arithmetically averaged using a 1000 years sliding window offset by 500 years. Associated uncertainties (1σ) are standard deviations around computed average values.

The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ stack (Fig. 4.6 and Appendix C, Table C.1) indicates that the global 1000-years averaged ^{10}Be production rate increased by a factor ~1.5 compared to the long-term average at ~41 ka (age of the Laschamp GDL). No other significant enhancement of the ^{10}Be production is evidenced over the studied time interval. The comparison of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ stack with the Greenland ice sheet ^{10}Be -record (smoothed over a 1000-years window and plotted on its own timescale) evidences a remarkable similarity (Fig. 4.6). This is especially noticeable considering that both records are obtained from very different techniques and recording archives. For the first time, the Greenland ^{10}Be deposition millennial-scale flux variations can be confronted to an authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ reference record composed by low and mid latitudes records. Their outstanding similarity confirms that the modulation mechanism is common and that they constitute proxies of the global atmospheric ^{10}Be production. The fact that at high latitudes there is no geomagnetic modulation of the cosmogenic nuclides production implies the major part of the ^{10}Be deposited in Greenland ice comes from lower latitudes due to the atmospheric homogenisation. This remarkable agreement with the Greenland ice record, only affected by atmospheric ^{10}Be reservoir effects,

also suggests that, in high particle flux oceanic areas where ^{10}Be residence time with respect to scavenging is ~ 500 yrs, (Anderson *et al.*, 1990; Ku *et al.*, 1990), the potential signal attenuation and the time lags that may results from an oceanic ^{10}Be reservoir effect, are both minimized. Such settings indeed reduce the ^{10}Be residence time in the water column and the effects of surface sediment mixing by the burrowing fauna.

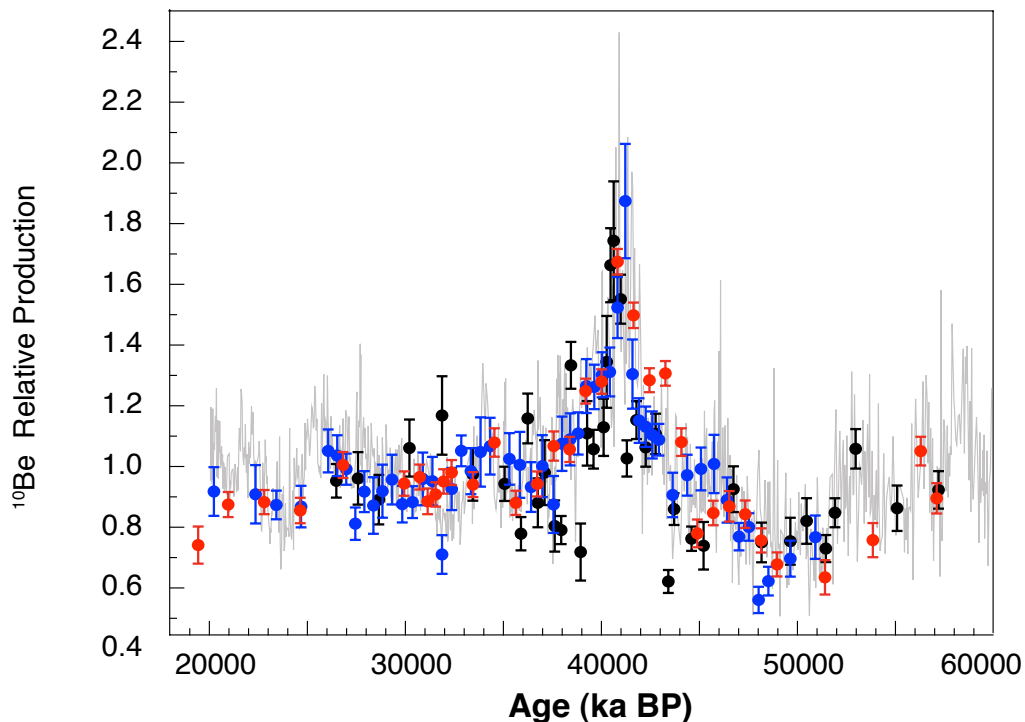


Figure 4.5. Records of the ^{10}Be atmospheric production variations between 20 and 60 ka. Dots correspond to the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios from MD04-2811 (blue dots), MD05-2920 (red dots) and MD95-2042 (black dots). In grey, the Greenland ^{10}Be deposition flux variations. All data series are normalized to their own mean values, and plotted on their own chronological scales.

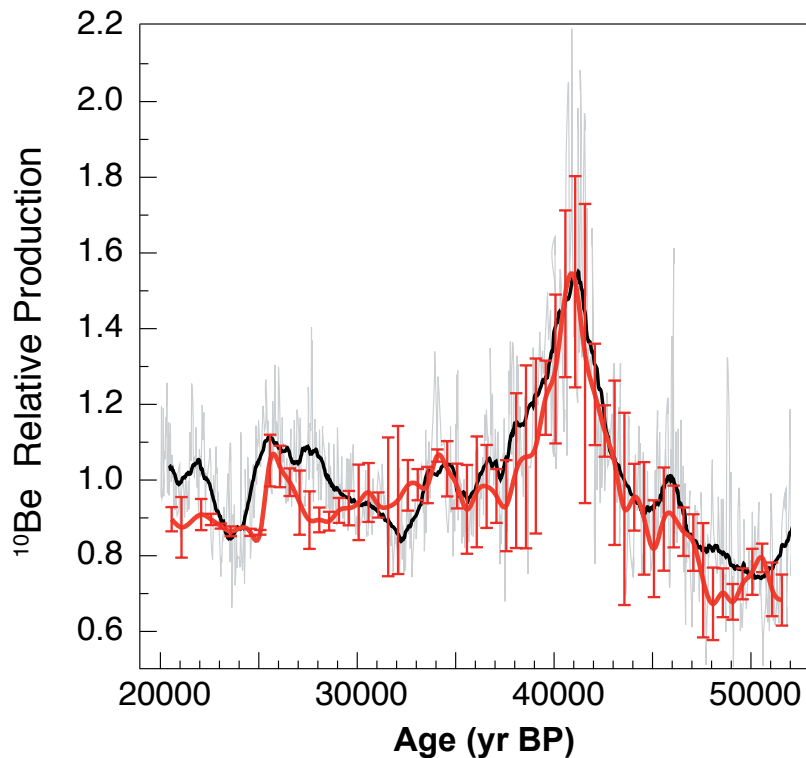


Figure 4.6. Variations of the ^{10}Be production in the atmosphere during the 20-50 ka period. In red, the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ composite record, and the associated 1σ uncertainties. It is compared with the Greenland ^{10}Be -Flux record (In grey), and its 1000-yr smoothed version (black curve). The Greenland record is normalized to its own mean value, and plotted on its own chronological scale (see text).

4.6.3 Construction of a ^{10}Be -derived dipole moment record

The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ stack is then used to reconstruct the modulating dipole moment variation. Normalized $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ values are calibrated with VDM values determined from absolute paleointensities measured on lava flows, following the Ménabréaz *et al.* (2011) procedure. For coherency, the same VDM values are taken from the GEOMAGIA-50 database, assumed to be representative of the VDM values over the 20-50 ka time period. Since ^{10}Be production rates are inversely proportional to VDM values (Elsasser *et al.*, 1956 ; Lal, 1988) : (1) the normalized $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ maximum value (i.e. $[1.52 \pm 0.26] \times 10^{-8}$) was assigned to the minimum VDM value linked to the LE (i.e. $[1.06 \pm 0.05] \times 10^{22} \text{ A.m}^2$, Levi *et al.*, 1990), (2) the average intermediate normalized $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ value was assigned to the average

intermediate VDM value, and (3) the average minimum normalized $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ value was assigned to the average maximum VDM value. The obtained polynomial fit is compared to the curve derived from the Elsasser's algorithm (as noted by Lal, 1992) applied to the normalized ^{10}Be production values derived from this study: their similarity reinforces the validity of the proposed calibration procedure (Fig. 4.7). The polynomial fit between ^{10}Be and VDM data is then applied to the whole ^{10}Be dataset, and the obtained ^{10}Be -derived VDM reconstruction is shown in Figure 4.8. Data are listed in table C.1 (Appendix C).

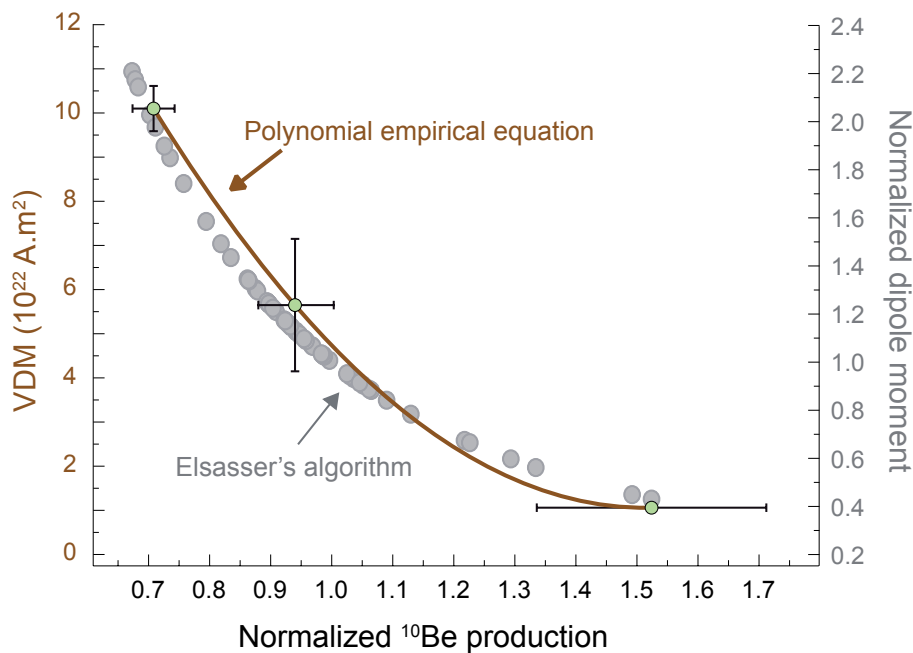


Figure 4.7. Calibration of the normalized $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (proxy of the normalized ^{10}Be production) values using Virtual Dipole Moments (VDM) values provided by the GEOMAGIA-50 database (Korhonen et al., 2008), and the polynomial fit used to derive Virtual Dipole Moments (VDM): $y = 32.973 - 42.156x + 13.921x^2$. The normalized $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ intermediate and minimum clusters are calculated using values comprised within the « mean $\pm 1\sigma$ » range, and using values less than « mean - 1σ », respectively. Associated error bars correspond to the standard deviation of the values used for averaging. Grey dots are normalized dipole moments obtained after application of the Elsasser's algorithm (see Lal, 1992) on the normalized $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ data.

The ^{10}Be -derived VDM reconstruction is compared to the reference relative paleointensity stacks, evidencing an overall good agreement with the GLOPIS-75 curve (Laj *et al.*, 2004), particularly between 36 and 51 ka (Figure 4.8). A major difference appears at 30-33 ka, where high RPI values in GLOPIS follow the reduction generally attributed to the Mono Lake excursion. The ^{10}Be -derived VDM record only shows a small amplitude reduction at ~ 34 ka followed by a progressive increase until ~ 22 ka, interrupted by another transient reduction at ~ 26 ka. The ^{10}Be -derived VDM record present similar averaged values than the SINT 800 stack but points out a larger amplitude and narrower VDM reduction at the Laschamp age.

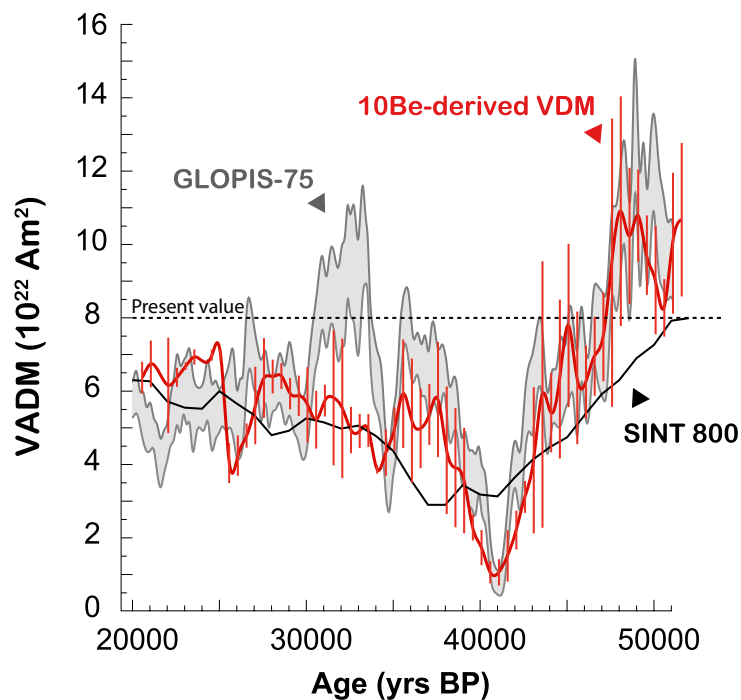


Figure 4.8. ^{10}Be -based VDM reconstruction (in 10^{22} Am^2) and associated 1-sigma uncertainties, compared to paleomagnetic VADM reconstructions (GLOPIS-75 and SINT 800 reference records) over the 20- 50 ka interval. The grey band represents the GLOPIS-75 1 sigma envelop (Laj *et al.*, 2004) plotted on the GICC05 time-scale, and the black curve is the SINT 800 reconstruction (Guyodo and Valet, 1999). Each data series is plotted on its own time scale. The dotted line shows the present-day VADM value of $\sim 8 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$.

4.6.4 Geomagnetic implications

These cosmogenic nuclide production records and their translation as VDM records contribute to the understanding of the relation between the ^{10}Be production rates and the dipole moment values, and to the timing and quantification of the VDM reduction accompanying the geomagnetic excursions documented in the studied time interval.

While paleomagnetic sedimentary records hardly provide precise estimations of the duration of excursions due to 1) imperfect remanent magnetization acquisition in low field, 2) remagnetization after recovery of higher field (e.g. Coe and Liddicoat, 1994; Roberts and Winklhofer, 2004), 3) latitudinal and longitudinal dependency of the geomagnetic vector variation, the ^{10}Be production records provide a global perspective on the timing and amplitude of the VDM variation.

The Laschamp Excursion

The global cosmogenic ^{10}Be enhancement at the time of the Laschamp excursion (~41 ka) recorded in the marine reference $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record is fully concordant with that reported from ^{10}Be deposition rates in the Greenland ice cores: when the dipole field vanishes (VDM $\sim 1 \times 10^{22}$ A.m²), the 1 ka average global ^{10}Be production rate is multiplied by ~1.5, while individual unsmoothed records report at most a doubling of the ^{10}Be production.

The duration of the enhancement phase can be estimated using, either the ^{10}Be value above “mean+1 σ ” - which provides a maximum duration of 2500 years -, or above “mean + 2 σ ”, which provides a maximum duration of 1500 years. This provides the same estimated duration of the VDM loss than that deduced from ice core records (Wagner *et al.*, 2000b; Muscheler *et al.*, 2005) and from the GLOPIS-75 stack (Laj *et al.*, 2004).

The VDM collapse from $\sim 11 \times 10^{22}$ A.m² to $\sim 1 \times 10^{22}$ A.m² occurred between 48 and 41 ka, (average pre-excursion VDM loss rate of $\sim -1.4 \times 10^{22}$ A.m².ka⁻¹). The main VDM loss occurred after 44 ka, with a loss rate of -1.5×10^{22} A.m².ka⁻¹. The VDM losses reported for the last 200 years (-0.8×10^{22} A.m²) and for the last 1000 years from archeomagnetic reconstruction (Gallet *et al.*, 2009) (-2.7×10^{22} A.m²) appear significantly stronger than the

pre-excursionnal rates computed here. It can be noted however that prior to the Laschamp at ~ 45 ka, the VDM fall rate decreased when the VDM value was at $6-8 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$.

The Mono Lake Excursion

The ^{10}Be production reference records do not evidence any global significant increase in the atmospheric production of cosmogenic nuclides at the age of the Mono Lake excursion. The corresponding VDM value ($4 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$) obtained from our reconstruction (Fig. 4.8) is consistent with those determined from absolute paleointensities measured on lava flows (though it must be stressed that VDM values computed from low paleointensity data are, by definition, biased by non-dipole field contributions). In Hawaii, 9 of 11 lavas recording the excursion yield VADM estimates of $\sim 4 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ (Laj *et al.*, 2002; Teanby *et al.*, 2002). In Canary Islands, the 3 studied lava flows yield VADM values of (4.3 ± 1.3) , (1.6 ± 0.3) , and $(2.5 \pm 0.8) \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (Kissel *et al.*, 2011). Compilation of New Zealand PI data (Mochizuki *et al.*, 2006; Cassidy and Hill 2009) provides a VADM value of $\sim 2.5 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ (Kissel *et al.*, 2011).

The absence of significant cosmogenic nuclide ^{10}Be signature at 34 ka, when the Mono Lake excursion occurred suggests that the cosmogenic nuclide production, which responds to an inverse power function of the VDM, may only reacts to VDM reduction beneath $\sim 4 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$.

The duration of the GDL associated to the Mono Lake excursion may also contribute to the lack of recording of a cosmogenic nuclide overproduction in marine archives. However, ^{10}Be records in ice sheets also suffer from this lack, despite their sufficient resolution. The absence of a significant ^{10}Be signal in ice cores seems contradictory to the record of a ^{36}Cl signal peak in such archives (Wagner *et al.*, 2000a). The different response of these two cosmogenic nuclides, similarly produced through nuclear reactions induced in the atmosphere by cosmic ray particles has led to question the reliability of the ^{36}Cl peak (see Delmas *et al.*, 2004). The influence of parameters such as the signal sources and the transport processes that might have led to a smoothing of high frequency signals have however to be more precisely investigated before reaching a definitive conclusion.

4.8 Conclusion

The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of the MD05-2920 sediment core is the first reliable evidence of cosmogenic nuclide ^{10}Be overproduction at low latitude at the age of the Laschamp excursion (41 ka). Together with other records of marine and terrestrial archives it confirms the global synchronicity of the ^{10}Be overproduction in the atmosphere generated by the loss of the geomagnetic dipole. The compilation of authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ marine records indicates that the global ^{10}Be production rates at 41 ka was enhanced by a ~ 1.5 factor compared to the average over the 20-60 ka interval. The comparison of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ marine stack with the Greenland ^{10}Be flux record (smoothed by 1000 yrs averaging) evidences a remarkable coherency of the timing and amplitude of the ^{10}Be production at high, mid and low latitude. The lack of significant latitudinal effect confirms that the ^{10}Be production signal has a global significance.

The calibration of the sedimentary $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ values using virtual dipole moment values derived from paleointensities measured on lava flows provides an independent reconstruction of the geomagnetic dipole moment allowing to compute the loss rate leading to the Laschamp dipole minimum ($-1.5 \times 10^{22} \text{ A.m}^2.\text{ka}^{-1}$), which is an interesting criterion to assess the loss rate of the historical field.

The absence of significant response at 34 ka, considering the relevant signatures in the GLOPIS relative paleointensity stack and in absolute paleointensity data sets, suggests that the Mono Lake dipole low was hardly sufficient to trigger a significant cosmogenic overproduction. This demonstrates that if the Mono lake excursion really occurred at that time, the duration and amplitude of the dipole weakening were very limited compared to that of the Laschamp.

The ^{10}Be overproduction quantified in this study constitutes a reliable basis to calibrate radiocarbon production and in situ cosmogenic nuclides production. For example, it can help understanding atmospheric ^{14}C concentration variations recorded near 41 ka and near 34 ka in delta ^{14}C series (e.g. Huguen *et al.*, 2004; Reimer *et al.*, 2009): these are likely to be produced by the Laschamp and Mono geomagnetic dipole lows.

The ^{10}Be production peak linked to the Laschamp dipole low can be used as a global tie point for correlation of paleoclimatic series obtained from various archives.

Acknowledgements

This work is a contribution to the MAG-ORB (ANR- 09-BLAN-0053-01) project, which is funded by the french Agence Nationale de la Recherche (ANR). We acknowledge V. Guillou for technical assistance during chemical procedures, and F. Demory for his help in U-channel sampling and during paleomagnetic data acquisition. R. Muscheler kindly provided the ^{10}Be ice cores data used in this study. We also thank here M. Arnold, G. Aumaître, and K. Keddadouche for their valuable assistance during ^{10}Be measurements at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence), which is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. We acknowledge the scientific and technical crew of R.V. Marion Dufresne who collected core MD05-2920 during the MD148-PECTEN Cruise.

Chapitre 5

Les taux de production de ^{10}Be à l'équateur au début de l'époque Brunhes (300-800 ka) : apports de la signature $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique de sédiments marins (Golfe de Papouasie) à la reconstruction de la succession des baisses du moment dipolaire.

5.1 Introduction

Après avoir étudié la réponse de la production de ^{10}Be cosmogénique à la modulation géomagnétique entre 50 ka et 20 ka, le dernier chapitre de cette thèse s'intéresse à une période de temps très peu étudiée jusqu'ici (pour laquelle l'acquisition de données est donc une priorité) : le début de l'époque de polarité normale appelée Brunhes, initiée il y a ~ 780 ka et qui perdure jusqu'à aujourd'hui. La plupart des études ayant porté sur l'extraction d'un signal géomagnétique à partir des flux de ^{10}Be enregistrés dans les archives naturelles (telles que les glaces polaires ou les sédiments marins) à haute résolution se focalisent sur les derniers 300 ka. En effet, l'utilisation du ^{230}Th comme traceur de flux constant est limitée à environ 350 ka par la durée de vie du ^{230}Th (temps de demi-vie : 75 690 ans). En revanche, l'utilisation du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique permet la correction de la plupart des biais environnementaux liés au transport océanique (cf. section 2.1) sans limitation temporelle. Peu d'études utilisant le $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique ayant été à ce jour réalisées, il n'existe aucune donnée documentant à une résolution suffisante la production cosmogénique pendant la période 300-500ka, seuls quelques points de mesures ayant été obtenus sur la période 500-800 ka (Carcaillet *et al.*, 2003).

Pour reconstituer les variations de la production de ^{10}Be dans l'atmosphère entre ~ 800 ka et ~ 300 ka, répondant à l'évolution du moment dipolaire de la Terre, les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ont été mesurés sur la phase authigénique de sédiments d'une séquence prélevée dans la zone de modulation géomagnétique maximale (Golfe de Papouaise). La calibration des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques mesurés avec des enregistrements absolus permet la reconstitution des moments dipolaires virtuels pendant cette période.

Les résultats de l'analyse des données présentées dans ce chapitre feront l'objet de plusieurs publications, et contribuent significativement à la compréhension des variations passées de l'intensité du champ magnétique terrestre, notamment des baisses successives qui caractérisent son évolution depuis 780 ka et accompagnent les excursions et inversion.

5.2 Le site de la carotte MD05-2930

Le Golfe de Papouasie (Gulf Of Papua, GOP) s'étend sur $\sim 150\,000\text{ km}^2$ au sud de la Papouasie-Nouvelle Guinée, à l'est du détroit de Torres (Fig. 5.1). La plateforme continentale (0 à 125 m de profondeur) est large à l'ouest et au nord-ouest ($\sim 200\text{ km}$), et plus étroite au nord-est ($\sim 10\text{-}30\text{ km}$). Plusieurs cours d'eau drainant le sud de la Papouasie-Nouvelle Guinée (notamment les fleuves Fly, Kikori et Purari) délivrent actuellement 200 à 400 mégatonnes (Mt) par an de matériel terrigène silico-clastique dans le Golfe de Papouasie (Harris *et al.*, 1993 ; Milliman, 1995) et notamment au sein d'un large système deltaïque progradant. A ce large volume de sédiment silico-clastique, sont juxtaposées d'importantes sources de carbonates néritiques (Francis *et al.*, 2006; Francis, 2007; Carson *et al.*, 2008; Jorry *et al.*, 2008 ; Fig. 1), pouvant produire 10 à 20 Mt par an de particules carbonatées. La première est l'extension nord-est de la Grande Barrière de Corail qui couvre la partie ouest de la marge continentale et qui date probablement du Brunhes moyen (Webster et Davis, 2003). La seconde consiste en plusieurs grandes plateformes carbonatées isolées d'âge Miocène, et ayant évolué en atolls au Pléistocène (récifs d'Ashmore, de Boot, de Porltock et d'Eastern Fields). Etant donné la profondeur de la plateforme continentale, les fluctuations du niveau marin pléistocènes influencent la nature et le rythme de la sédimentation du GOP (voir Jorry *et al.*, 2008). Pendant les périodes de bas niveau marin (stades glaciaires), la plateforme continentale est exposée et les principales rivières se déversent au niveau du rebord de la plateforme ; les systèmes récifaux exposés subissent une karstification. Cela se traduit par une dilution accrue du flux carbonaté par le flux silico-clastique.

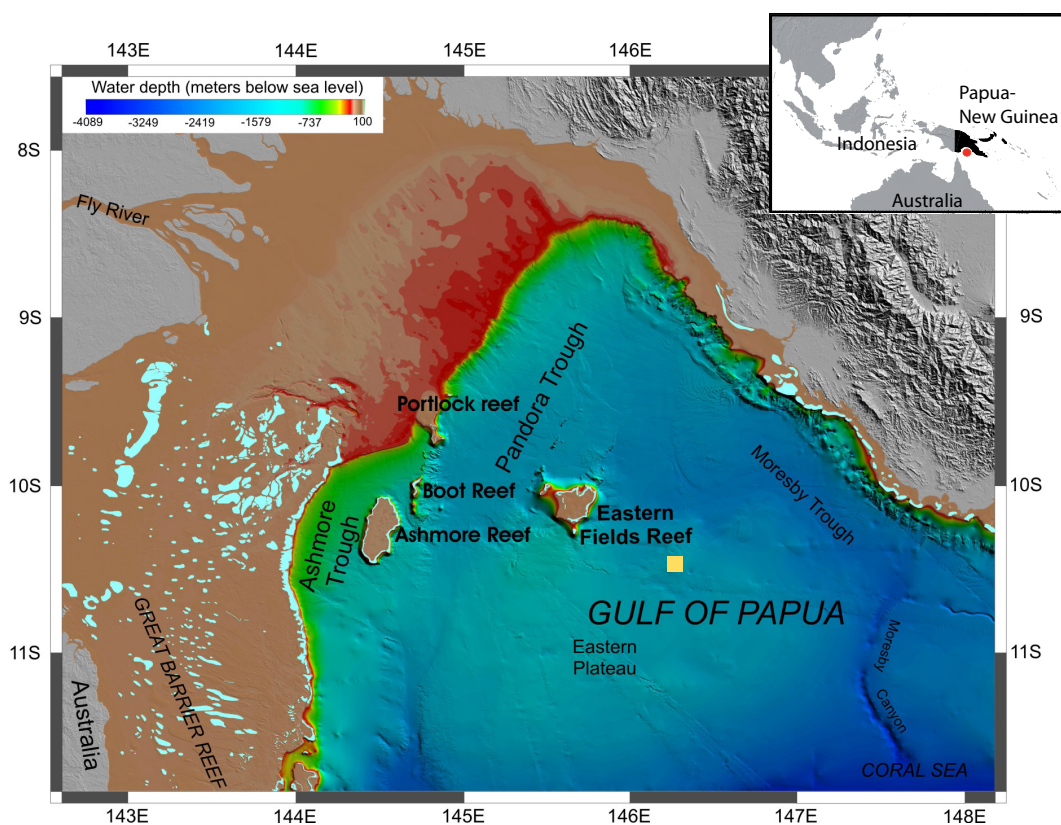


Figure 5.1. Localisation et bathymétrie régionale du Golfe de Papouasie, et localisation de la carotte MD05-2930 (carré jaune). Les caractéristiques physiographiques majeures sont reportées sur la carte. Les édifices récifaux sont indiqués par les zones bleu clair, et les terres émergées sont représentées en gris.

Location and regional bathymetry of the Gulf of Papua, and location of the studied core MD05-2930 (yellow square). The major physiographic features are shown on the map. Reef edifices are indicated by light blue areas, and land surfaces are depicted in gray.

La carotte MD05-2930 (lat. : $10^{\circ}25\text{ S}$; long. : $146^{\circ}15\text{ E}$) a été récupérée à 1490 m de profondeur sur un plateau bathymétrique intra-pente étendu (Eastern Plateau, $\sim 25\ 000\ \text{km}^2$, voir Francis *et al.*, 2008), dominé par une sédimentation silico-clastique, avec moins de 40% de carbonates durant les derniers cycles glaciaires-interglaciaires (e.g. McFadden *et al.*, 2006). Cette carotte de 36,88 m de long a été prélevée à l'aide du carottier géant CALYPSO à bord du navire océanographique Marion Dufresne (mission PECTEN, 2005). Elle est composée de faciès homogènes allant d'argiles gris vert à des argiles limoneuses avec des foraminifères et des lentilles de couleur noire de matière organique (Beaufort *et al.*, 2005).

5.3 Echantillonnage pour la procédure d'extraction chimique des isotopes du Béryllium

L'étude préalable des paramètres magnétiques et paléomagnétiques a été effectuée par N. Thouveny et F. Demory. Elle a permis l'établissement du profil de paléointensité relative, par la normalisation de l'intensité de l'ARN par l'ARA désaimantées à 30 mT (voir chapitre 1, partie I.2.c.). Le profil obtenu (Fig. 2) est caractérisé par une succession d'oscillations dont les minima ont servi de base au repérage des intervalles ayant enregistré les phases de diminution du champ dipolaire lors des transitions de polarité et excursions. Parmi ces minima, le plus marqué, enregistrée à 3600 cm, coïncide avec un changement abrupt de la déclinaison de l'ARN (la variation maximale est enregistrée entre 3600 cm et 3610 cm) qui marque une inversion de polarité identifiée, par sa position stratigraphique, à la transition Brunhes/Matuyama. La base de la carotte MD05-2930 date donc de ~ 780 ka, âge retenu pour cette inversion sur la base des travaux de datations absolues sur des coulées de lave (e.g. Spell et McDougall, 1992 ; Quidelleur *et al.*, 2003) et de calibration astronomique de séries sédimentaires (Bassinot *et al.*, 1994 ; Tauxe *et al.*, 1996). La limite Brunhes-Matuyama coïncide avec le stade isotopique 19 (e.g. Bassinot *et al.*, 1994).

Pour ce travail, la partie inférieure de la carotte MD05-2930 a été échantillonnée, de 1400 cm à 3688 cm, afin de couvrir la transition de polarité et le début de l'époque Brunhes. Les échantillons sont des tranches de 1cm d'épaisseur prélevées tous les 10 cm dans les tubes « U-Channels » (voir la figure 1 du chapitre 2) étudiés pour le paléomagnétisme. Ainsi, 225 échantillons ont été traités chimiquement pour extraire puis analyser les isotopes du Be de la phase authigénique. La méthodologie employée est expliquée en détail dans le chapitre 2.

5.4 Variabilité du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique et relations avec la RPI sur la même séquence

Les résultats obtenus sont listés dans le Tableau D.1 de l'Annexe D. Les valeurs de ^{10}Be authigénique mesurées varient de 2,61 à $12,31 \times 10^{-8}$ at/g et les valeurs de ^9Be authigénique varient entre 2,09 et $4,48 \times 10^{-8}$ at/g. Les incertitudes associées aux concentrations calculées en ^{10}Be et ^9Be sont en moyenne de 1,6% et 2,1% respectivement. La

variabilité du ^9Be est faible, et l'essentiel de la variabilité du signal de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique est porté par la variabilité du ^{10}Be authigénique.

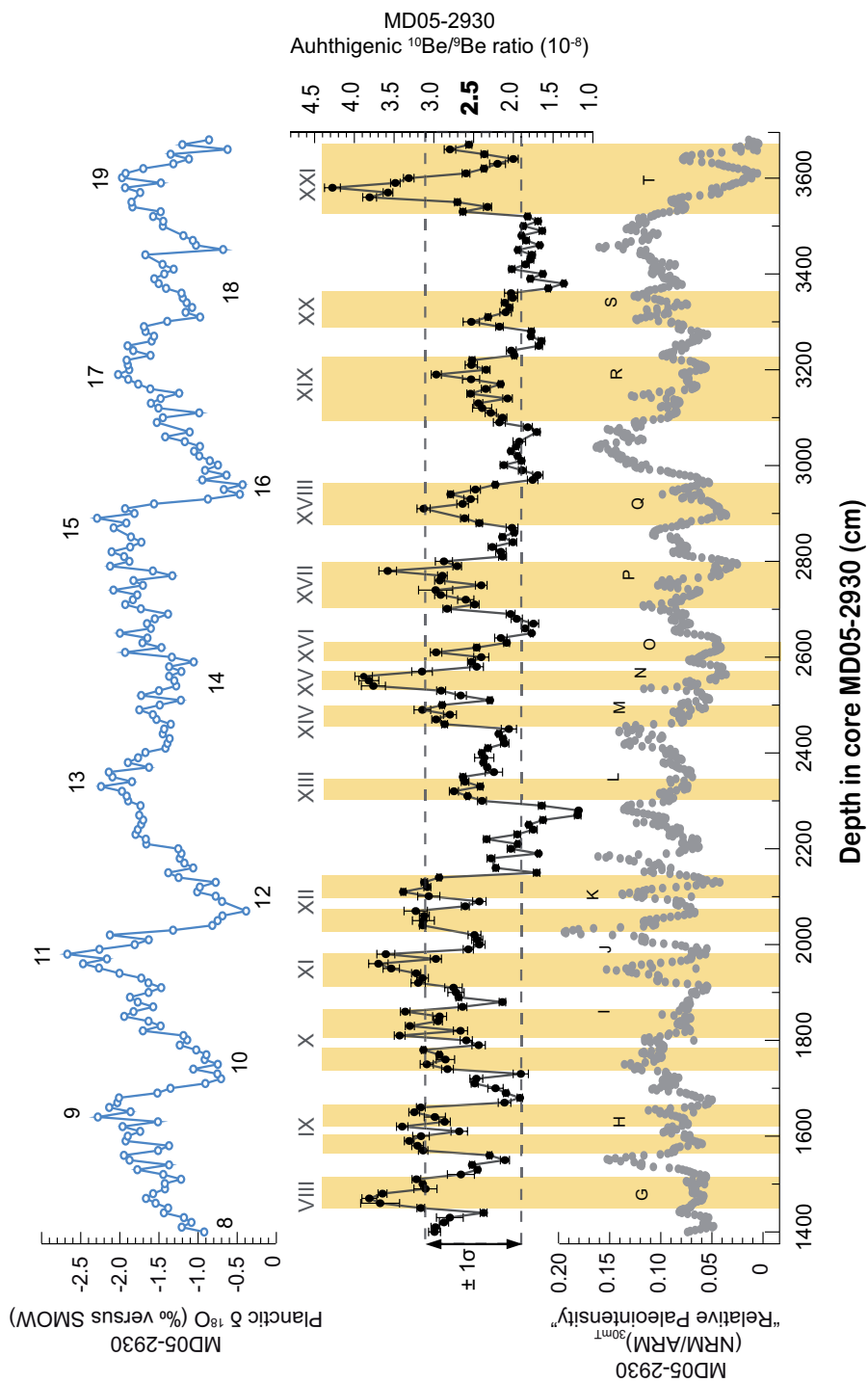
Les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques résultants sont présentés dans la figure 5.2, et comparés aux profils de RPI et de $\delta^{18}\text{O}$ (composition isotopique de l'oxygène mesurée par F. Régoli, données non publiées) sur la même séquence. Les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ varient entre $1,18 \times 10^{-8}$ et $4,28 \times 10^{-8}$. Le profil de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est caractérisé par des enrichissements successifs, surlignés en jaune sur la figure 5.2 et répertoriés de VIII à XVIII. Cette nomenclature est tirée des travaux précédents de J. Carcaillet, utilisée pour numéroter les hausses successives du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique mesuré le long de la séquence de la marge du Portugal (Carcaillet *et al.*, 2004a) au cours des derniers 300 ka. Les enrichissements décrits dans la suite du texte (en utilisant cette nomenclature) montrent des valeurs maximales qui sont supérieures à la valeur définie par « moyenne + 1σ », à l'exception des intervalles XVI et XVII. La moyenne des valeurs maximales de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (définies comme supérieures à « moyenne + 1σ ») est de $3,37 \times 10^{-8}$ et correspond à une augmentation d'un facteur 2 par rapport à la moyenne des valeurs de base (définies comme inférieures à « moyenne - 1σ ») qui est de $1,68 \times 10^{-8}$.

La comparaison du profil de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ avec le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur la même séquence ne permet pas de mettre en évidence une persistance d'une influence climatique significative sur notre signal (coefficient de corrélation de 0,10), influence qui pourrait être attribuée à une certaine dépendance des flux de Be aux alternances de cycles glaciaires/interglaciaires.

Figure 5.2 (Ci-contre). Evolution avec la profondeur d'indicateurs climatique et géomagnétiques mesurés sur la carotte MD05-2930 : (a) Variations du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur l'espèce planctonique *Globigerinoides ruber* (F. Régoli, données non publiées). (b) Variations du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique. La valeur moyenne ($2,50 \times 10^{-8}$) est indiquée en gras, et les lignes en pointillés délimitent l'enveloppe ± 1 sigma. (c) Variations de la paleointensité relative. Les phases d'augmentation de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ sont surlignées en jaune et numérotées de VIII à XVIII. Les baisses de la RPI sont labellisées de G à T.

*Depth evolution of climatic and geomagnetic proxies measured along core MD05-2930 : (a) variations of the $\delta^{18}\text{O}$ measured on planctic *Globigerinoides ruber* (F. Régoli, unpublished data). (b) Variations of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio. The mean value (2.50×10^{-8}) is indicated in bold, and*

dotted lines mark out the ± 1 sigma interval. (c) Variations of the relative paleointensity. Phases of $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ enhancement are highlighted in yellow and numbered from VIII to XIX. RPI lows are labelled from G to T.



Tout au long de la séquence étudiée, les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (indicateurs de la production de ^{10}Be atmosphérique) et la RPI (indicateur du moment dipolaire) varient inversement. Les enrichissements de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ correspondent systématiquement à des phases de faible RPI, qu'ils recoupent stratigraphiquement. Le paragraphe ci-après « analyse des intervalles successifs » reprend en détail la description de l'évolution de ces deux paramètres avec la profondeur dans la carotte. Toutes les profondeurs sont listées en table 5.1. Les baisses de la RPI le long de la séquence MD05-2930 sont labellisées de G à T par soucis de cohérence avec la nomenclature utilisée par Carcaillet *et al.* (2004a) et Thouveny *et al.* (2008). La lettre G est associée à l'intervalle VIII au lieu de VII en raison du fait que les deux surproductions liées à l'événement Blake sont notées II et III alors que les baisses de RPI correspondantes sont notées B1 et B2.

L'étude détaillée de la position stratigraphique relative des signaux de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et RPI (Fig. 5.3 à 5.10) révèle soit que les enrichissements de nucléides cosmogéniques sont parfaitement en phase avec les minima de RPI, soit qu'ils sont enregistrés avec un léger décalage atteignant parfois 30 cm (Table 5.1). Les décalages les plus importants sont observés pour les intervalles XVII et XIII. De tels décalages sont en cohérence avec les principes bien connus d'acquisition d'aimantation post-détritique due au réalignement de grains, avant blocage définitif, mécanisme d'autant plus influent que les épisodes étudiés sont caractérisés par un dépôt en champ ambiant de très faible intensité : les grains qui ne se sont pas alignés lors de leur dépôt en raison de la faiblesse ou même de l'absence de champ alignant, peuvent être réalignés tant que la porosité du milieu et donc la teneur en eau sont suffisantes, notamment lorsque le champ se rétablit après l'épisode de faiblesse. Plus qu'un simple effet de lissage du à la profondeur de blocage, ceci constitue à proprement parler une aimantation post-détritique du sédiment acquise en champ croissant post-événement.

Les signatures paleomagnétiques et géochimiques enregistrées doivent être interprétées comme les expressions des baisses de moment dipolaire du champ géomagnétique, de 800 à 265 ka BP. Cependant, alors que le mécanisme de blocage de la signature paléomagnétique comprend des processus justifiant d'un décalage stratigraphique centimétrique à décimétrique (retard du à la profondeur de de blocage de l'aimantation), la signature chimique sédimentaire des nucléides cosmogéniques est caractérisée par une précision et une fiabilité qui permet de mieux caler les positions chronostratigraphique des événements géomagnétiques étudiés.

Analyse des intervalles successifs

Figures 5.3 à 5.10. Evolution des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés sur la phase authigénique (points bleus), et de la paléointensité relative (courbe marron) en fonction de la profondeur dans la carotte MD05-2930. Les incertitudes associées aux valeurs de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ sont à 1σ . La moyenne à long terme ($2,50 \times 10^{-8}$) est indiquée en gras. Les intervalles enrichis en $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (notés de VIII à XXI) ainsi que les baisses de RPI (notées de G à T) sont surlignés en jaune. Les lignes verticales connectant la position des maxima de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ avec la RPI révèlent des décalages vers le bas du signal de RPI, qui sont attribuables aux processus d'acquisition d'aimantation rémanente post-détritique en champ faible.

Downcore evolution of the measured authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios (blue dots), and of the relative paleointensity (brown curve) between 1400 and 1750 cm. $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ associated uncertainties are 1σ . The long-term mean value (2.5×10^{-8}) is indicated in bold. Enhanced $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ intervals (noted from VIII to XVIII) as well as RPI lows (noted from G to Q) are highlighted in yellow. Vertical lines connecting $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peaks to the RPI features reveal downwards shifts of the RPI signal, that are assignable to acquisition process of the post-depositional magnetization in a low aligning field.

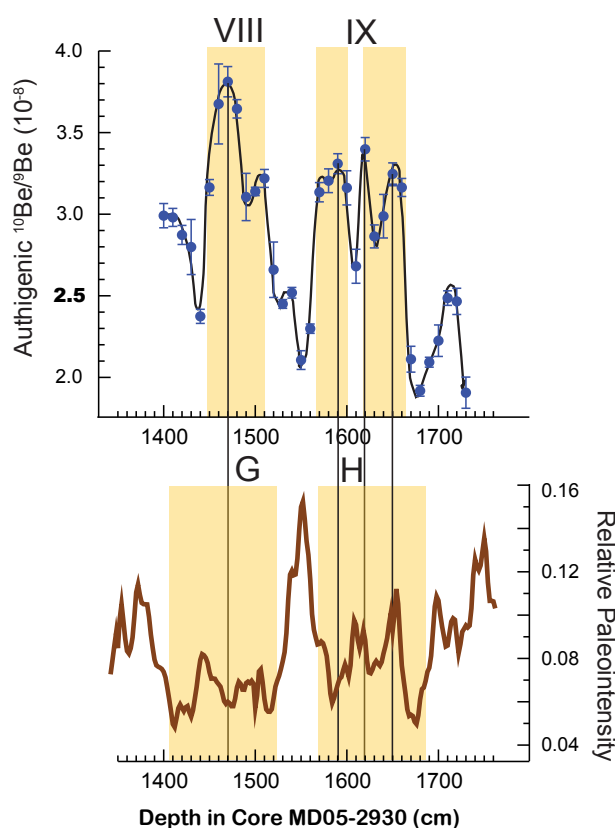


Figure 5.3. De 1400 cm à 1750 cm de profondeur dans la carotte MD05-2930. *From 1400 cm to 1750 cm depth in core MD05-2930.*

L'intervalle VIII (Fig. 5.3), enregistré pendant la baisse de RPI G, est caractérisé à 1470 cm par une valeur maximale de $3,81 \times 10^{-8}$ du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique qui correspond à un enrichissement d'un facteur $\sim 1,5$ par rapport à la moyenne à long terme calculée sur toute la série. Si l'on considère les valeurs encadrant cet intervalle enrichi, le pic de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ correspond à un facteur d'enrichissement d'environ 1,7.

L'intervalle IX (Fig. 5.3) correspond à un enrichissement d'un facteur 1,3 par rapport à la moyenne de la série complète, et de 1,6 par rapport aux valeurs encadrantes. Il montre trois maxima d'amplitudes similaires, dont le plus prononcé ($3,39 \times 10^{-8}$ à 1620 cm) est enregistré à la profondeur moyenne de la baisse de RPI H. Le minimum le plus marqué de l'intervalle H est décalé de 20 cm en-dessous du pic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$.

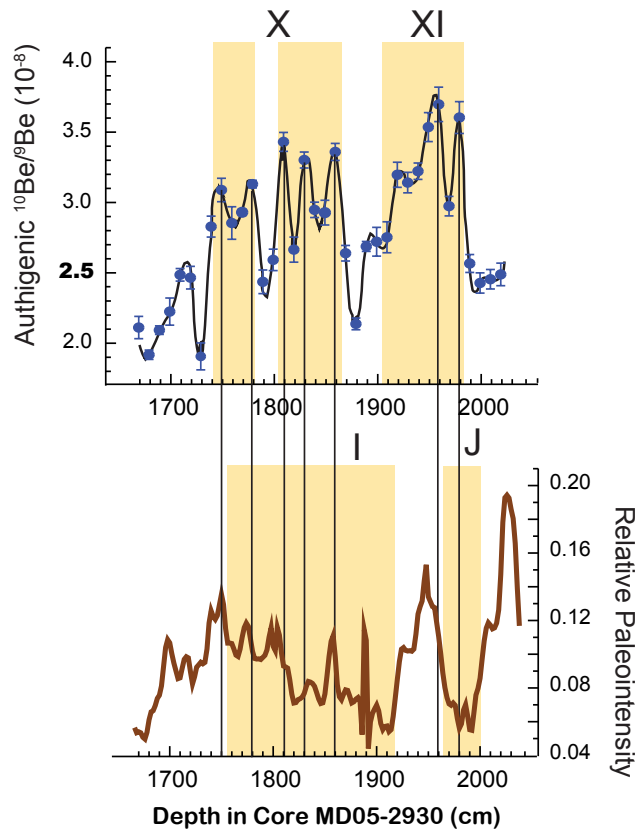


Figure 5.4. De 1700 cm à 2020 cm de profondeur dans la carotte MD05-2930. *From 1700 cm to 2050 cm depth in core MD05-2930.*

L'intervalle X (Fig. 5.4) est enrichi de $\sim 1,2$ à $1,3$ fois par rapport à la moyenne à long terme et $1,55$ fois par rapport aux valeurs encadrantes. Il présente trois maxima enregistrés de 1800 cm à 1860 cm, au milieu de l'intervalle I.

L'intervalle XI (Fig. 5.4) culmine à $3,40 \times 10^{-8}$ à ~ 1960 cm, témoignant ainsi d'un enrichissement des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés d'un facteur $1,5$ par rapport à la moyenne à long terme. Le minimum de RPI correspondant J est enregistré autour de 1980 cm, soit 20 cm au-dessous du pic de Beryllium.

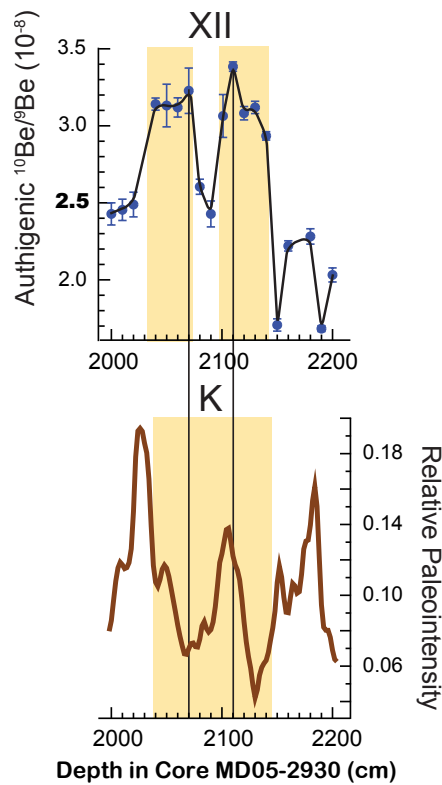


Figure 5.5. De 2000 cm à 2200 cm de profondeur dans la carotte MD05-2930. *From 2000 cm to 2200 cm depth in core MD05-2930.*

L'intervalle XII (Fig. 5.5) témoigne de deux phases d'enrichissement à 2070 cm ($3,23 \times 10^{-8}$) et 2110 cm ($3,38 \times 10^{-8}$), qui représentent une hausse d'un facteur $\sim 1,3$ par rapport à la moyenne à long terme (et $\sim 1,6$ par rapport aux valeurs qui précèdent). Ce double pic est reflété dans l'intervalle K par deux minima de RPI dont le plus prononcé est décalé de 20 cm avec le pic de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$.

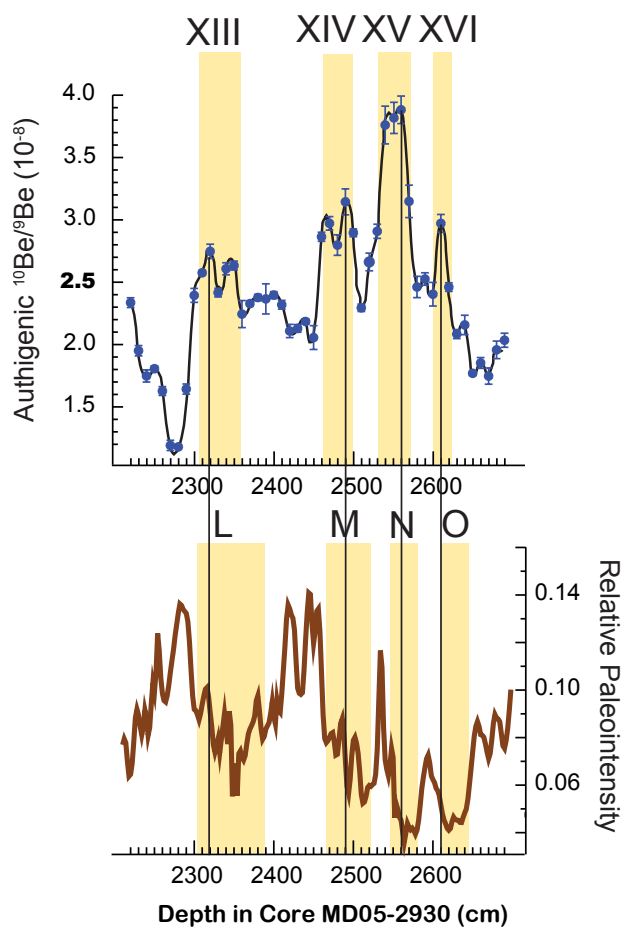


Figure 5.6. De 2200 cm à 2700 cm de profondeur dans la carotte MD05-2930. *From 2200 cm to 2700 cm depth in core MD05-2930.*

La baisse de RPI L (Fig. 5.6) n'est pas reflétée par une hausse significative des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique, bien que l'on puisse noter une légère augmentation (intervalle XIII). Par contraste, les trois baisses de la RPI M, N et O (Fig. 5.6) correspondent à trois pics de Béryllium qui culminent à $3,14 \times 10^{-8}$ (intervalle XIV), $3,88 \times 10^{-8}$ (intervalle XV) et $2,97 \times 10^{-8}$ (intervalle XVI). L'enrichissement XV est le plus important, et représente une hausse d'un facteur 1,55 en comparaison de la moyenne à long terme et ~ 2 par rapport aux valeurs qui encadrent ces enrichissements. L'intervalle XIV (XVI) est enrichi d' $\sim 1,25$ ($\sim 1,2$) par rapport à la moyenne à long terme et d' $\sim 1,5$ par rapport aux valeurs des niveaux stratigraphiques encadrant.

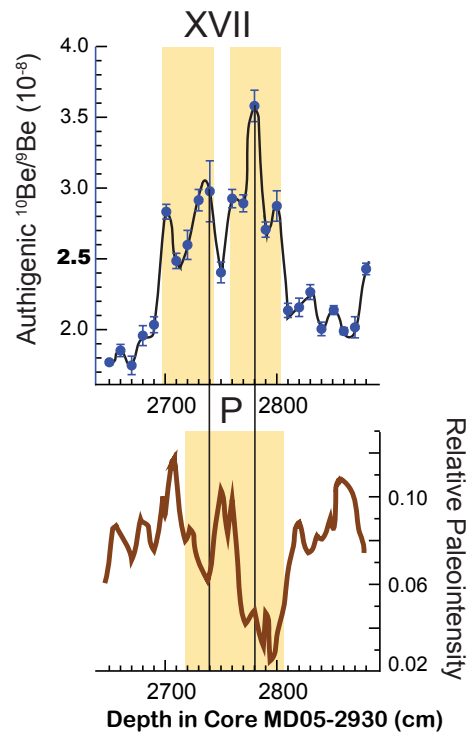


Figure 5.7. De 2650 cm à 2880 cm de profondeur dans la carotte MD05-2930. *From 2650 cm to 2880 cm depth in core MD05-2930.*

L'intervalle XVII (Fig. 5.7) est caractérisé par deux phases d'enrichissement en $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dont la plus importante atteint un maximum de $3,60 \times 10^{-8}$ à 2780 cm, soit une valeur 1,4 fois au dessus de la valeur moyenne à long terme (et 1,8 fois plus haute en comparaison des niveaux qui encadrent l'enrichissement XVII). On retrouve cette structure dans le profil de RPI, la valeur minimale de la baisse P étant enregistrée 10 cm environ sous du pic de Be.

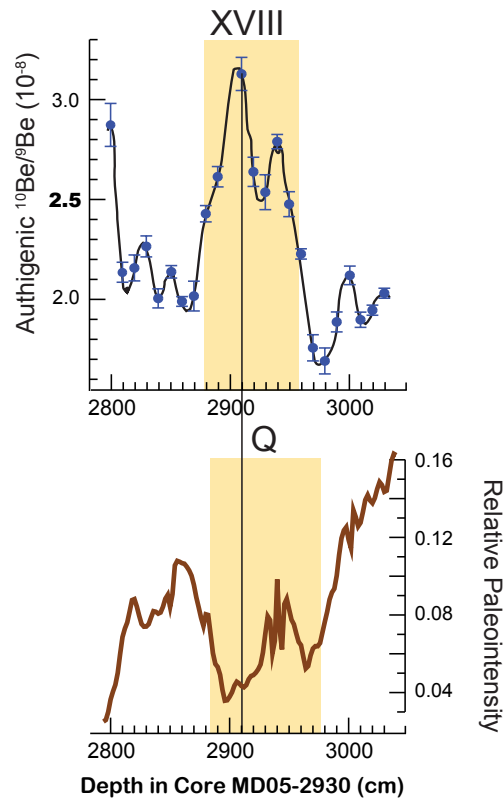


Figure 5.8. De 2800 cm à 3030 cm de profondeur dans la carotte MD05-2930. *From 2800 cm to 3030 cm depth in core MD05-2930.*

Dans l'intervalle XVIII (Fig. 5.8), les valeurs de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ sont enrichies d'un facteur 1,25 par rapport à la moyenne à long terme (et sont 1,6 fois plus élevées que dans les niveaux encadrant). Le pic de béryllium ($3,13 \times 10^{-8}$) ainsi que le minimum de l'intervalle G correspondant sont enregistrés à 2910 cm.

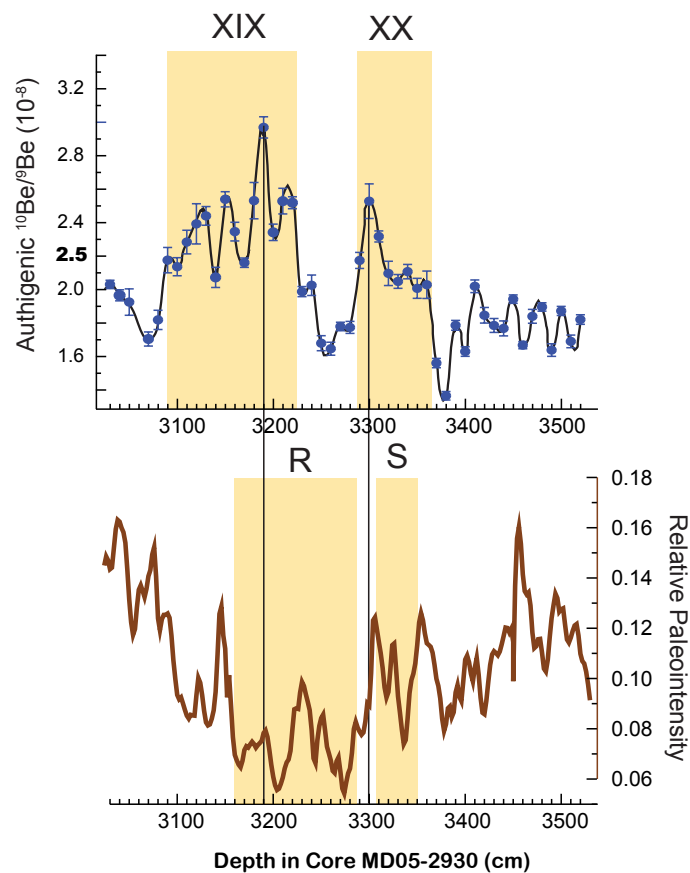


Figure 5.9. De 3000 cm à 3520 cm de profondeur dans la carotte MD05-2930. *From 3000 cm to 3520 cm depth in core MD05-2930.*

Le pic de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de l'intervalle XIX ($2,97 \times 10^{-8}$) lié à la baisse de RPI R (Fig. 5.9) représente un facteur d'enrichissement modéré ($\sim 1,2$) par rapport à la moyenne à long terme, mais de 1,6 par rapport aux valeurs mesurées dans les niveaux encadrant. L'enrichissement XX est le moins prononcé de la séquence MD05-2930. Son maximum est de même ordre que la moyenne à long terme, mais il est 1,4 fois supérieur aux valeurs enregistrées dans les niveaux stratigraphiques encadrants. Le minimum de RPI le plus proche se situe 30 cm en dessous.

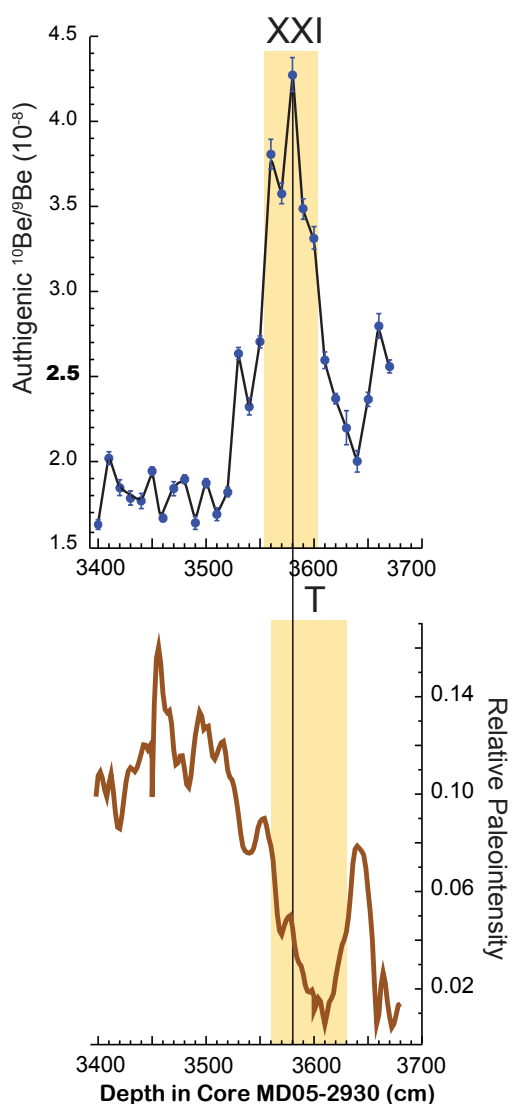


Figure 5.10. De 3400 cm à 3680 cm de profondeur dans la carotte MD05-2930. *From 3400 cm to 3680 cm depth in core MD05-2930.*

L'intervalle XXI (Fig. 5.10) correspond à un enrichissement majeur, avec un pic atteignant $4,27 \times 10^{-8}$, et qui représente une hausse d'un facteur $\sim 1,7$ de la moyenne à long terme. Le pic est $\sim 2,5$ fois supérieur aux valeurs mesurées au sein des niveaux qui encadrent l'intervalle XXI. Le minimum de la baisse T est quant à lui décalé de près de 30 cm par rapport au pic de Béryllium.

Table 5.1. Depth of RPI lows and corresponding $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ enhancements in core MD05-2930.

| RPI low Label | Depth in core MD05-2930 (cm) | Depth of the RPI minimum (cm) | Corresponding $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ enhancement | Depth in core MD05-2930 (cm) | Depth of the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ maximum (cm) | Depth shifts between $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ max/ RPI min (cm) |
|---------------|------------------------------|-------------------------------|--|------------------------------|--|---|
| G | 1410-1530 | 1470 | VIII | 1440-1520 | 1470 | 0 |
| H | 1570-1700 | 1590; 1620; 1670 | IX | 1570-1660 | 1590; 1620; 1650 | 0 à 20 |
| I | 1815-1920 | 1820; 1850; 1880 | X | 1740-1860 | 1810; 1830; 1860 | 20 |
| J | 1960-2000 | 1980 | XI | 1900-1980 | 1960 | 20 |
| K | 2040-2140 | 2070; 2130 | XII | 2030-2140 | 2070; 2110 | 0 à 20 |
| L | 2305-2390 | 2330 | XIII | 2310-2360 | 2320 | 10 |
| M | 2470-2520 | 2490 | XIV | 2460-2500 | 2490 | 0 |
| N | 2550-2580 | 2560 | XV | 2530-2570 | 2560 | 0 |
| O | 2610-1640 | 2620 | XVI | 2600-2620 | 2610 | 10 |
| P | 2720-2810 | 2790 | XVII | 2700-2810 | 2780 | 0 à 10 |
| Q | 2885-2980 | 2900 | XVIII | 2880-2960 | 2910 | 0 |
| R | 3160-3290 | 3215 | XIX | 3090-3220 | 3190 | 15 |
| S | 3310-3350 | 3330 | XX | 3290-3380 | 3300 | 30 |
| T | 3560-3630 | 3600 | XXI | 3550-3600 | 3580 | 30 |

Table 5.1. Profondeur des baisses de RPI et des augmentations de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ correspondantes dans la carotte MD05-2930.

A ce degré d'avancement de l'étude, les décalages observés entre les valeurs maximales de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et les valeurs minimales de RPI (Table 5.1) ne peuvent être reliés de manière évidente à la variation du taux de sédimentation. En effet, la relation âge-profondeur à long terme apparaît linéaire (paragraphe suivant) et ne met aucune variation significative en évidence, et l'espacement des points d'ancrage ne permet pas d'en analyser les variations fines. Cependant, il est intéressant de noter que les décalages les plus faibles (0 à 10 cm) sont observés sur une partie de la séquence présentant des taux de sédimentation légèrement supérieurs à ceux qui enregistrent des décalages de 20 à 30 cm. Une comparaison avec la composition en argiles sera également nécessaire pour l'interprétation approfondie de ces données.

5.5 Chronostratigraphie de la séquence MD05-2930

L'établissement du cadre chronologique de cette séquence sédimentaire (Fig. 5.11) est basée sur la corrélation du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (mesurée par F. Régoli au CEREGE dans le cadre de sa thèse de doctorat, Fig. 5.2) à la courbe de référence de Liesicki et Raymo (2005). Le modèle d'âge a été obtenu par interpolation linéaire entre les points de corrélation stratigraphiques à l'aide du logiciel Analyseries (Paillard *et al.*, 1996). Le taux

d'accumulation moyen apparent sur les derniers 800 ka est d'environ 200 ans/cm (soit 5cm/1000 ans). Un modèle d'âge plus affiné et basé sur le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur les foraminifères benthiques est en cours de préparation (L. Vidal, communication personnelle) et sera utilisé pour la publication de ces données.

Selon ce modèle d'âge, les 30 cm de décalage observés entre les signatures cosmogénique et paléomagnétiques de la transition de polarité Brunhes-Matuyama (Fig. 5.10 ; Table 5.1) impliquent une erreur d'environ 7000 ans sur l'estimation d'âge basée sur l'enregistrement paléomagnétique.

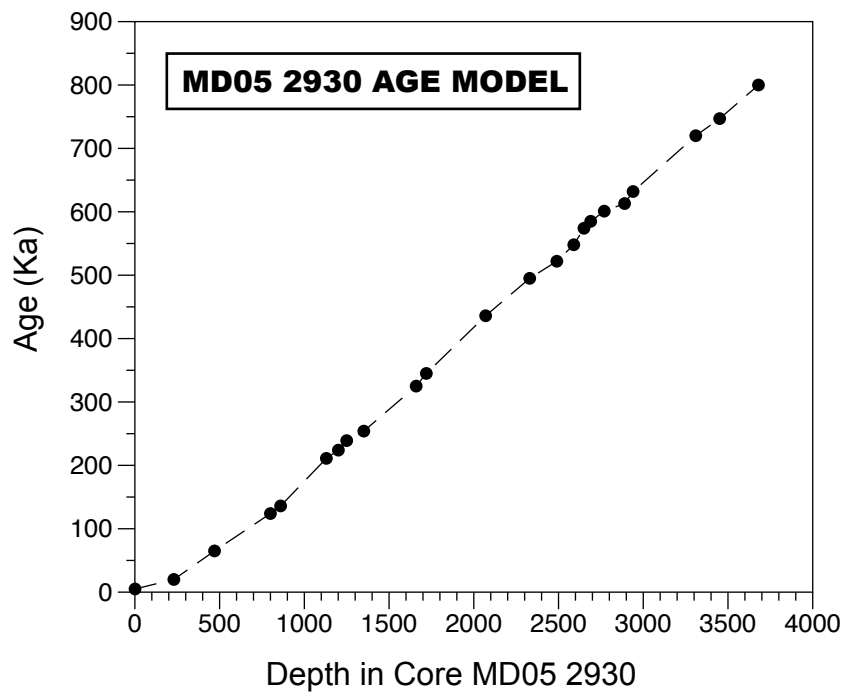


Figure 5.11. Relation Age (ka) – Profondeur (cm) dans la carotte MD05-2930. *Depth (cm) - Age (ka) Relationship in the MD05-2930 core.*

5.6 Discussion

Caractère global de l'enregistrement

Les valeurs absolues de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peuvent être comparées à celles des séquences sédimentaires précédemment étudiées dans ce travail de thèse (voir chapitre 3 et 4). Les différences observées peuvent être reliées aux conditions environnementales prévalant aux sites d'étude (Measures et Edmond, 1983). Les rapports mesurés le long des séquences de la zone équatoriale (MD05-2920 et MD05-2930) sont plus faibles que les rapports mesurés le long de la séquence de la marge du Portugal (MD04-2811). Cela est en accord avec une concentration en ^9Be dissous dans le bassin Atlantique plus importante que dans le bassin Pacifique, comme en témoignent les budgets de ^9Be ainsi que l'étude la variabilité spatiale du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dans ces deux bassins océaniques (Peng *et al.*, 1989 ; Kusakabe *et al.*, 1991 ; Boulès *et al.*, 1989). En effet, le bassin Atlantique est plus riche en ^9Be dissous (apports continentaux éoliens plus importants). De façon plus détaillée, les rapports mesurés le long de la séquence MD05-2920 prélevée sur la marge nord de la Papouasie-Nouvelle Guinée ($7,07 \times 10^{-8}$) sont comparables à ceux mesurés sur une séquence de la ride Eauripik dans le Pacifique ouest équatorial ($4,94$ à $11,38 \times 10^{-8}$, Carcaillet *et al.*, 2003) et supérieurs à ceux mesurés dans le Golfe de Papouasie (MD05-2930, $2,50 \times 10^{-8}$). Cette différence pourrait être essentiellement attribuée à leur situation en contexte océanique ouvert tandis que la concentration des masses d'eaux en ^9Be pourrait être favorisée dans le Golfe de Papouasie. Un flux de dépôt de ^{10}Be moins important dans le Golfe de Papouasie pourrait également participer à cette différence (cf Fig 1.1).

La comparaison de l'enregistrement de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ avec différents enregistrements des variations du moment dipolaire (Fig. 5.12) montre que les pics de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique correspondent à des baisses de la paléointensité mesurée sur la même séquence d'une part, et aux baisses de paléointensité documentées dans les courbes de référence globale (Guyodo et valet, 1999, Channel *et al.*, 2009) ainsi que dans l'aimantation du plancher océanique du Pacifique Sud-Est d'autre part (Gee *et al.*, 2000). Ceci confirme que les variations du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré sur cette séquence reflètent au premier ordre les changements de production atmosphérique globale de ^{10}Be sous l'influence de la modulation de la magnétosphère engendrée par le champ géomagnétique dipolaire. Ainsi, cet enregistrement $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ met en évidence une série d'événements d'augmentation de la production de ^{10}Be , engendrés par les

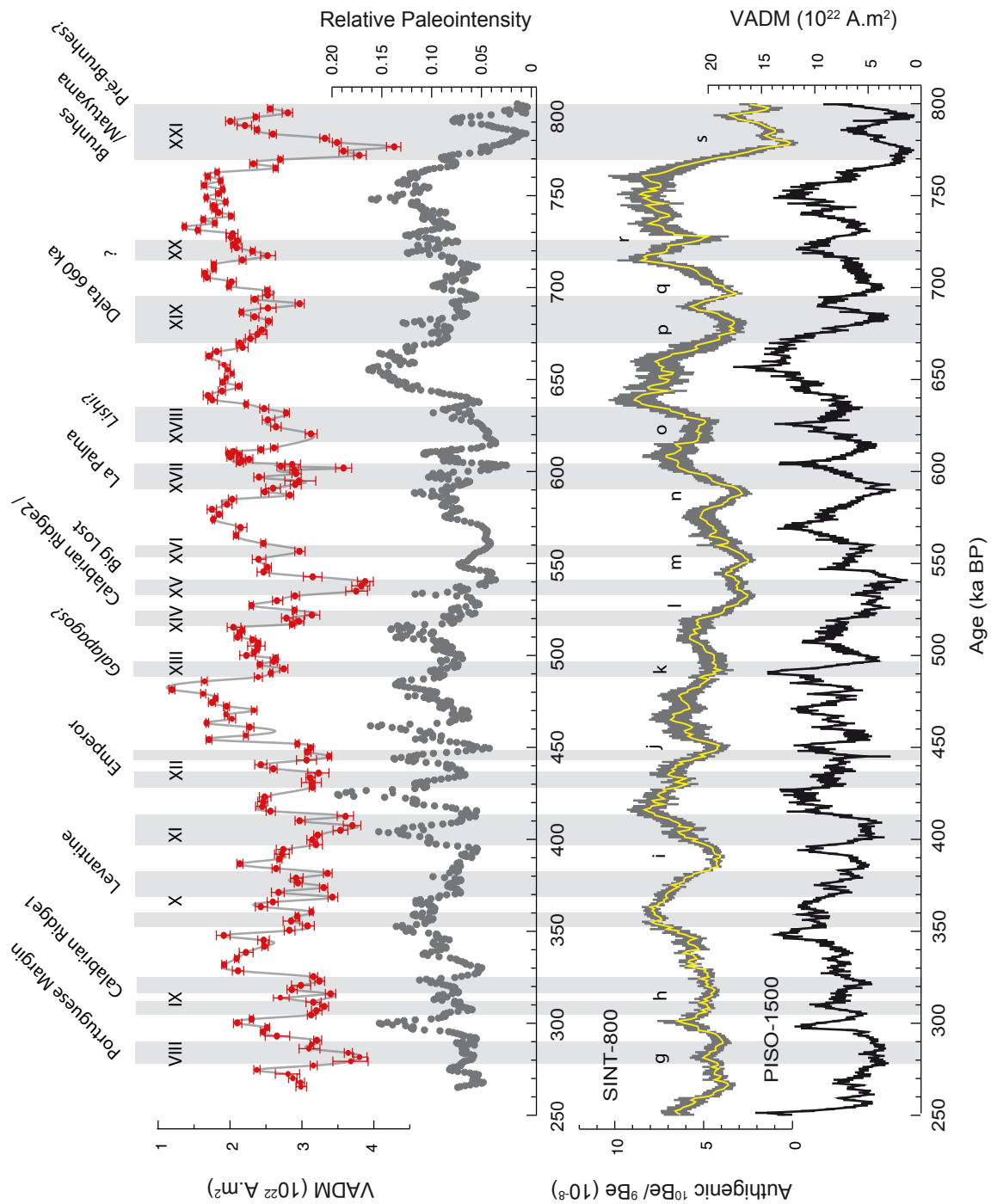
diminutions successives du champ dipolaire associées aux événements paléomagnétiques qui ont accompagné les excursions et l'inversion lors de l'intervalle de temps 260-800 ka.

A **275-290 ka BP**, l'intervalle VIII confirme une augmentation de la production de ^{10}Be liée à la baisse de moment dipolaire identifiée dans SINT 800 et PISO 1500 autour de 280-290 ka (GDL g). Cette surproduction peut être corrélée à l'excursion **Portuguese Margin** découverte autour de ~290 ka dans les sédiments de la Marge du Portugal sous-forme d'un signal excursionnel des directions d'aimantation ainsi que d'un signal de large minimum de paléointensité (Thouveny *et al.* 2004) confirmé sur la même carotte par un pic de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique (facteur 1,6 d'enrichissement par rapport à la moyenne calculée sur l'intervalle 265-304 ka) (Carcaillet *et al.*, 2004a). L'âge de ~290 ka était estimé dans ces études sur la base de l'identification des stades isotopiques dans les enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ benthique de la carotte MD95-2040 et de SPECMAP (Martinson *et al.*, 1987). Ces nouveaux résultats de la carotte MD05-2930 située à l'équateur confirment donc l'occurrence, autour de 280 ka, d'une chute du moment dipolaire initiatrice de l'excursion Portuguese Margin.

L'intervalle IX (**305-325 ka**) confirme l'occurrence d'une période de faible moment dipolaire entre 305 et 325 ka (et correspondant au GDL h). Les deux minima séparés par une légère remontée documentés dans PISO-1500 sont présents à ~315 et ~325 ka dans l'enregistrement de la MD05-2930. Cette signature peut être interprétée comme la signature cosmogénique de la baisse du moment dipolaire associée l'excursion **Calabrian Ridge 1** identifiée dans les sédiments de Méditerranée et datée à 315-325 ka sur la base de la calibration astronomique des séries de sapropels (Langereis *et al.*, 1997). Elle est également compatible avec l'identification des excursions 9a (~310 ka) et 9b (~330 ka) aux sites ODP 1060-1063 du leg 172 en Atlantique nord ouest (Lund *et al.*, 2001). La mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique sur la carotte MD95-2040 (marge du Portugal) par Jouve, Bourlès et Thouveny, (G. Jouve, Mémoire de Master, 2007, résultats non publiés) ont également révélé un double pic de production contemporain de l'événement Calabrian Ridge 1, et associé à une baisse de paléointensité (intervalle H) documentée par Thouveny *et al.* (2004) dans cette même carotte.

Figure 5.12 (Page suivante). Rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques (a) et Paléointensité Relative (b) mesurés le long de la carotte MD05-2930. Courbes composites de paléointensité relative SINT-800 (c, Guyodo *et al.*, 1999) et PISO-1500 (d, Channell *et al.*, 2009) calibrées par les paléointensités absolues déterminées sur du matériel archéologique et volcanique. Tous les enregistrements sont tracés sur leurs échelles de temps respectives. Les bandes grises verticales surlignent les intervalles de hausse de la production de ^{10}Be (numérotés de VIII à XXI) tels qu'indiqués par l'enregistrement $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique de la séquence MD05-2930. La nomenclature de « g » à « t » des GDL identifiés dans la courbe SINT-800 est celle utilisée par Thouveny *et al.* (2008). Celle-ci est décalée d'un rang par rapport à celle utilisée pour la courbe de RPI de la séquence MD05-2930 (Fig. 5.2) car le GDL i associé à Levantine dans SINT-800 correspond dans la séquence MD05-2930 à deux baisses distinctes de la RPI (notées I et J). Les excursions (ou témoignages d'un départ de la configuration dipolaire) documentées sont listées en haut de la figure.

*Records of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio (a) and relative paleointensity (b) measured along the core MD05-2930. Relative paleointensity composite reference curves SINT-800 (c, Guyodo *et al.*, 1999) and PISO-1500 (d, Channell *et al.*, 2009) calibrated by absolute paleointensity determined on archaeological material and volcanic. All records are plotted on their respective time scales. The vertical gray bands show intervals of increased ^{10}Be production (numbered from VIII to XXI), as indicated by the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of the MD05-2930 sequence. The nomenclature from "g" to "t" of the GDL identified in the SINT-800 curve is that used by Thouveny *et al.* (2008). It is shifted by one position with respect to that used for the MD05-2930 RPI record (Fig. 5.2), because the GDL i associated to Levantine in the SINT-800 curve corresponds to two distinct decreases of the RPI in the MD05-2930 sequence (denoted I and J). Documented excursions (or evidences for dipole field configuration departures) are listed at the top of the figure.*



L'intervalle X (350-380 ka) indique des taux de production variables et assez élevés, suggérant que plusieurs augmentations rapides et significatives de la production de ^{10}Be ont pu avoir lieu pendant cet intervalle de temps, notamment de ~ 368 à ~ 381 ka. L'intervalle XI (390-415 ka) documente une surproduction de ^{10}Be qui culmine à 407 ka (facteur 1,5 par

rapport à la valeur moyenne à long terme). Ces deux intervalles de surproduction sont en accord avec la structure et la chronologie des baisses de moment dipolaire documentées dans l'enregistrement PISO-1500 : de 350 à 415 ka, une longue période de faible moment dipolaire avec un minimum marqué à ~ 410 ka, puis une remontée progressive pendant laquelle le moment dipolaire apparaît instable, avec une série de baisses plus brèves et moins prononcées autour de 370 ka. Ces résultats sont compatibles avec les minima de paleointensité relative obtenue sur des sédiments du Pacifique équatorial (Valet et Meynadier, 1993) à 368, 402 et 413 ka. L'unique baisse centrée à ~ 390 ka visible dans SINT-800 (GDL i) ainsi que dans la courbe d'anomalie magnétique du plancher Pacifique (Gee *et al.* 2000), en accord avec des taux de production qui restent élevées pendant cet intervalle de temps, pourrait être expliquée par un lissage plus important dans SINT800 que dans PISO-1500. La lecture donnée par la signature cosmogénique présentée ici est compatible avec l'identification de l'excursion **Levantine** à 360-370 ka (Ryan, 1972 ; Langereis *et al.*, 1997), précédée d'un événement à 400-420 ka (Langereis *et al.*, 1997; Lund *et al.*, 2001).

L'intervalle XII (**425-450 ka**) documente deux augmentations des taux de production de ^{10}Be centrées à ~ 435 et ~ 445 ka, suggérant que la baisse du moment dipolaire qui leur est associée est caractérisée par deux phases de minima interrompues par une remontée en intensité. Cet intervalle correspond au GDL j identifié à ~ 450 ka dans SINT-800, et comme une double anomalie à 440-470 ka dans l'enregistrement du plancher océanique. Cette signature pourrait être liée à l'identification de l'événement **Emperor** défini initialement dans des sédiments de la Mer des Caraïbes et daté autour de 470 ka (Ryan, 1972). L'ambiguïté quant à l'occurrence d'une excursion géomagnétique à cet âge est liée au fait que (1) cette excursion n'est définie que par un seul point d'inclinaison inverse et (2) la reconnaissance d'une coulée inverse à un âge de 490 ± 50 ka dans l'Idaho, qui semblait supporter cette identification (Champion *et al.*, 1981). L'âge a ensuite été ré-évalué à 565 ± 14 ka (Champion *et al.*, 1988), ce qui a amené les auteurs à la réattribuer à une excursion plus ancienne qu'ils ont nommée Big Lost (voir paragraphe suivant).

La signature de surproduction de Be cosmogénique mesurée sur les sédiments de la carotte MD05-2930 confirme cependant l'occurrence d'une baisse significative du moment dipolaire autour de 425-450 ka.

L'intervalle XIII (**~493 ka**) est défini comme une augmentation de production de ^{10}Be par rapport à ses bornes, correspondant au GDL k, mais cette augmentation n'est pas significative par rapport à la moyenne à long terme.

Les intervalles XIV (**515-525 ka**), XV (**535-545 ka**) et XVI (**557 ka**) documentent trois pics distincts de production de ^{10}Be , qui correspondent à seulement deux minima successifs (l et m) dans SINT-800, et à trois minima dans PISO-1500, respectivement datés à ~520, ~540 et ~560 ka. Nos résultats suggèrent l'occurrence de trois baisses du moment dipolaire ayant entraîné une surproduction globale de ^{10}Be , les plus prononcées étant enregistrées à ~520 ka et ~540 ka, en accord avec les minima documentés dans PISO-1500. Ceux-ci peuvent être reliés à deux excursions connues par ailleurs: Calabrian ridge 2 et Big lost.

(1) **Calabrian Ridge 2** a été signalée à 515-525 ka dans des sédiments de mer Méditerranée (Langereis *et al.*, 1997) et à 480-510 ka dans les sédiments de l'océan Arctique (Lund *et al.*, 2001). De plus, des coulées excursionnelles du massif de l'Eifel en Allemagne ont été datées vers 510 ± 30 ka par Schnepf et Hradetzky (1994) et re-datées plus récemment par Ar-Ar et K-Ar à 528 ± 16 ka sur les mêmes échantillons (Singer *et al.*, 2008). L'excursion décrite par Channel *et al.* (2004) dans les sédiments de l'océan Atlantique nord (sites ODP 983 et 984) et datée à ~540 ka pourrait être corrélée à la surproduction de ^{10}Be de l'intervalle XV.

(2) **Big Lost** a été signalée dans des coulées inverses de l'Idaho datées à 565 ± 14 ka (Champion *et al.*, 1988), puis à 550 ± 10 ka (Champion *et al.*, 1996) et à 558 ± 20 ka (Lanphere, 2000). D'autre part, dans les laves de l'Eifel, Singer *et al.* (2008) ont reporté de faibles paléointensités absolues et des directions anormales datées, elles, à 555 ± 4 ka. Enfin, Lund *et al.* (2001) ont relié cette excursion à celle enregistrée à ~575 ka dans les sédiments du leg ODP 172 (sites ODP 1060 à 1063 situés sur trois dérives sédimentaires de l'Atlantique nord ouest) et à la Calabrian Ridge 3 signalée dans les sédiments de la mer Méditerranée (Langereis *et al.*, 1997).

L'intervalle XV documente la plus importante surproduction de l'intervalle 800-265 ka, limite Brunhe-Matuyama mise à part. Le GDL correspondant, noté I, serait donc le plus marqué de cette période de temps, comme reflété dans SINT 800 et PISO-1500 à ~540 ka.

L'intervalle XVII (**580-605 ka**) documente une surproduction de ^{10}Be qui culmine à ~600 ka, confirmant le GDL n documenté à 590-600 dans SINT-800 et PISO-1500. Cet âge correspond à celui de l'excursion enregistrée dans les laves de l'île **La Palma** (Canaries) et datée à 602 ± 24 ka (Quideleur *et al.*, 1999) puis à 580 ± 8 ka (Singer *et al.*, 2002). L'occurrence d'une excursion autour de 590 ka est également supportée par des coulées excursionnelles de l'Eifel et de Tahiti d'âge 578 ± 8 ka et 579 ± 6 ka respectivement (Singer *et al.*, 2008), ainsi que par des directions excursionnelles associées à une baisse de la RPI dans les sédiments des sites ODP 983 et 984 (Channel *et al.*, 2004) et du leg ODP 172 (Lund *et al.*, 2001).

L'intervalle XVIII (**615-635 ka**), indique une hausse de la production de ^{10}Be traduisant le GDL o centré à ~625 ka dans SINT 800. Seule une étude paléomagnétique d'une séquence de lœss documente une anomalie directionnelle pour cet âge (Liu *et al.*, 1988).

L'intervalle XIX (**665-705 ka**) documente une surproduction cosmogénique qui peut être liée au GDL entre 670 ka et 710 ka. La structure en double anomalie de paléointensité visible dans SINT-800 et PISO-1500 n'est pas reflétée dans la signature cosmogénique de notre enregistrement. Celui-ci indique une hausse avec un maximum de production de ^{10}Be 1,2 fois plus élevé que la moyenne à long terme, suggérant une baisse du moment dipolaire qui ne descende pas très bas en valeur absolue. Le pic de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est enregistré à 692 ka, ce qui correspond à l'âge de l'excursion **Delta** initialement décrite dans une séquence sédimentaire marine (Italie) à ~620 ka puis redatée à ~680 ka lors de la réévaluation de l'âge de la limite Brunhes-Matuyama (Creer *et al.*, 1980). D'autres signatures paléomagnétiques de cette excursion ont été documentées à ~690 ka dans les archives sédimentaires marines (Biswas *et al.*, 1999 ; Channell *et al.*, 2004).

L'intervalle XX (**715-730 ka**) documente une augmentation du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, qui n'est cependant pas significative par rapport à la moyenne de la série, et pouvant reliée au GDL r enregistré à ~730 ka dans SINT-800 et ~745 ka dans PISO-1500. Ces données concordent et semblent montrer que la baisse du moment dipolaire correspondante soit restée assez haute en valeur absolue, et n'ait pas engendré de surproduction globale significative au regard de la variabilité observée sur toute la série.

L'intervalle XXI documente la réponse cosmogénique à l'effondrement du moment dipolaire lié à la **transition Brunhes-Matuyama**. Il indique un doublement environ de la

production de ^{10}Be dans l'atmosphère par rapport à la moyenne à long terme, avec un maximum enregistré à 776,8 ka. En considérant les enregistrements sur leurs échelles de temps respectives, le pic de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ correspond approximativement au minimum de paléointensité enregistré à ~ 779 ka dans SINT-800 et à ~ 775 ka dans PISO-1500. La baisse de paléointensité associée à cette inversion est la plus forte du dernier million d'années (Kent et Schneider, 1995). Ceci est reflété dans les compilations SINT-800 et PISO-1500, ainsi que dans l'enregistrement $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ présenté dans cette étude, car il montre la surproduction de ^{10}Be la plus importante de l'intervalle de temps étudié. L'âge apparent d' ~ 777 ka pour le minimum de moment dipolaire estimé à partir des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ présentés dans cette étude est en accord avec les estimations astrochronologiques généralement acceptées, de ~ 780 ka (Shackleton *et al.*, 1990), 775 ± 2 ka (Bassinot *et al.*, 1994), ~ 775 ka (Channell *et al.*, 2000) et avec celle de Tauxe *et al.*, (1996), qui est de $778,0 \pm 1,7$ ka, sur la base de 19 enregistrements marins paléomagnétiques et isotopiques combinés avec l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 779 ± 2 ka proposé par Singer et Pringle (1996). Dans la carotte MD05-2930, le maximum de production lié au minimum de moment dipolaire est enregistré au milieu du stade isotopique 19 du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur foraminifères benthiques (Fig. 5.2). Récemment, le développement de la technique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a permis de distinguer l'âge de la transition enregistrée dans les laves transitionnelles de Maui (Hawaï) à $775,6 \pm 1,9$ (incertitude analytique à 2σ) (e.g. Coe *et al.*, 2004) et de La Palma (Canaries) à 780 ± 10 ka (Singer *et al.*, 2002), d'un événement précurseur enregistré à $791,7 \pm 3,0$ ka au Chili (Brown *et al.*, 2004), à $798,4 \pm 6,2$ ka aux îles Canaries (Singer *et al.*, 2002) et à 795 ± 7 ka à Tahiti (Singer *et al.*, 2005). L'analyse statistique de la distribution de ces âges supporte l'existence de deux périodes de champ transitionnel (Singer *et al.*, 2005), contemporaines des deux minima de paléointensité relative visible dans de nombreux enregistrements sédimentaires (e.g. Kent et Schneider, 1995 ; Channell *et al.*, 2000) et dans les courbes de référence (Fig. 5.12). L'enregistrement de la séquence MD05-2930 se termine à 797 ka, et ne décrit malheureusement pas le début de la baisse du moment dipolaire précédant la transition de polarité Brunhes-Matuyama, malgré une hausse du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ à ~ 795 ka. Le pic proéminent et large de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ semble associé au plus récent des deux minima de RPI qui caractérisent cet intervalle. Les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés le long d'une carotte de la ride Eauripik par Carcaillet *al.* (2003, 2004b) montrent un maximum centré à ~ 772 ka, et un second pic moins prononcé à ~ 795 ka. La structure de cet enregistrement, qui couvre toute la transition de polarité et jusqu'à 1,3 Ma, est très similaire à celle retrouvée dans la séquence MD05-2930, permettant d'identifier le pic à

795 ka comme pouvant correspondre à la baisse de moment dipolaire de l'événement précurseur de Brunhes-Matuyama.

Table 5.2 (Page suivante). Baisses du dipôle géomagnétique enregistrées dans la séquence MD05-2930 et excursions documentées par ailleurs.

Table 5.2: Geomagnetic dipole lows in the MD05-2930 record and documented excursions.

| MD05-2930 record: | | | | | | | Main references |
|-------------------|--|------------------|----------------|----------------------|---|--|-----------------|
| RPI Low Label | $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ enhancement Label | Age (ka) | Isotopic Stage | GDL Label (SINT-800) | Documented excursion or paleomagnetic event | | |
| G | VIII | ~280 | 8 | g | Portuguese Margin | Thouveny et al., 2004; Carcaillet et al. (2004b) | |
| H | IX | ~315 | 9 | h | CR 1/9a/9b | Langeris et al. (1997); Lund et al. (2001) | |
| I | X | ~368; ~374; ~381 | 10 | i | Levantine | Langeris et al. (1997) | |
| J | XI | ~407; ~412 | 11 | i | Unnamed /11a | Lund et al. (2001) | |
| K | XII | ~435; ~445 | 12 | j | Emperor | Worm (1997) | |
| L | XIII | ~493 | 13 | k | Unnamed (Galapagos) | Wilson et Hey (1980) | |
| M | XIV | ~520 | 14 | l | 13 a | Lund et al. (2001) | |
| N | XV | ~540 | 14 | l | CR 2 /14a | Langeris et al. (1997); Lund et al. (2001) | |
| O | XVI | ~560 | 14 | m | Big Lost/CR3/ 15a | Worm (1997); Langeris et al. (1997); Lund et al. (2001); Singer et al. (2008) | |
| P | XVII | ~600 | 15 | n | La Palma /15b | Lund et al. (2001); Quidelleur et al. (1999); Singer et al. (2008); Channell et al. (2004) | |
| Q | XVIII | ~620 | 15 | o | (Lishi) | Liu et al. (1988) | |
| R | XIX | ~690 | 17 | p, q | Delta/stade 17/17a | Worm (1997); Lund et al. (2001); Biswas et al. (1999); Channell et al. (2004) | |
| S | XX | ~718 | 18 | r | ? | | |
| T | XXI | 777 | 19 | s | Brunhes/matuyama | Love and Mazaud (1997); Singer et al. (2005) | |

Reconstruction du VDM entre 800 et 265 ka à partir des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques de la séquence MD05-2930.

L'enregistrement de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, retraçant les variations relatives de la production de ^{10}Be atmosphérique, peut être calibré au moyen des données de paléointensités absolues mesurées par la méthode de Thellier et ses dérivées sur les coulées volcaniques. Les données de moment dipolaire (373 valeurs de VDM) utilisées ici pour cette calibration sont issues des déterminations de paléointensité sélectionnées dans la base de données PINT-08 mise à jour en décembre 2010 (Biggin *et al.*, 2010 ; <http://earth.liv.ac.uk/pint/>), sur des coulées volcaniques et des terres cuites par contact, dont les âges sont compris entre 250 et 810 ka. Cette procédure comporte des incertitudes inhérentes aux enregistrements volcaniques (mesure instantanée du champ total, larges incertitudes de datation), et de leur faible couverture temporelle et géographique. Cette source d'erreur a été réduite en associant les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et les VDM en trois clusters: 1) le maximum de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ correspondant à la transition Brunhes-Matuyama est associé à la moyenne des VDM inférieurs à la « moyenne - 2σ » obtenus sur des coulées contemporaines de cette transition de polarité; 2) la moyenne des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ compris dans l'intervalle $(2,51 \pm 2\sigma) \times 10^{-8}$ est associée à la moyenne des VDM compris dans l'intervalle $(7,82 \pm 2\sigma) \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ qui définit l'état moyen du champ géomagnétique; 3) la moyenne des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ inférieurs à « $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ moyen - 2σ », est associée à la moyenne des VDM supérieurs à « VDM moyen + 2σ ».

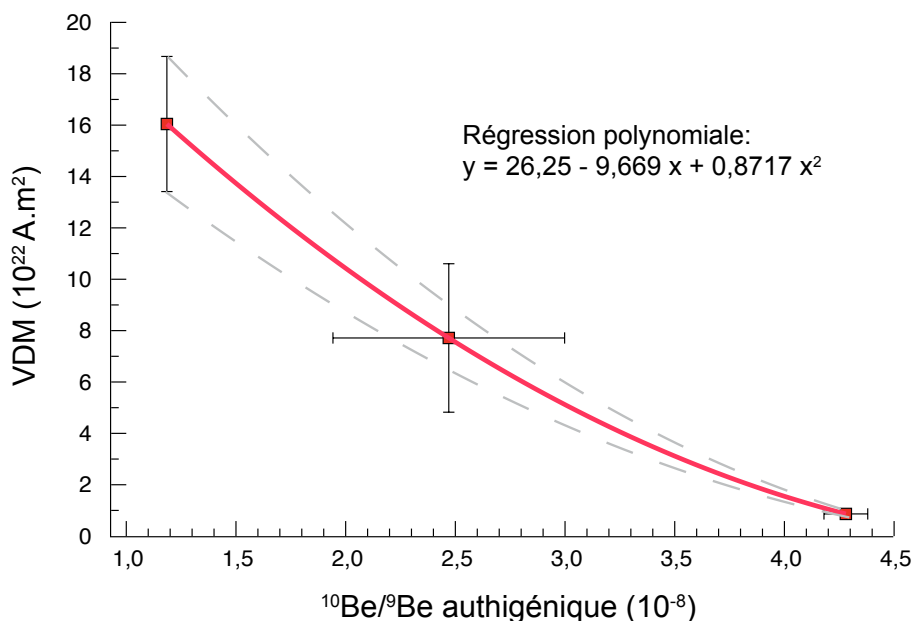


Figure 5.13. Courbe de calibration entre les valeurs des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques de la séquence MD05-2930 et les valeurs de VDM issues de paléointensités absolues déterminées sur du matériel volcanique daté entre 250 et 810 ka (base de données PINT-08).

Calibration between authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios measured along the MD05-2930 core and the VDM values obtained from paleointensity determinations on volcanic material dated in the 250-810 ka time interval (from the PINT-08 database).

La régression polynomiale obtenue est présentée en figure 5.13. Les VDM calculés par l'application de cette équation à toute la séquence MD05-2930 sont représentés en figure 5.14, les incertitudes associées correspondant aux incertitudes analytiques à 1-sigma. Malgré les différences de méthodologie et d'archive, l'indépendance des modèles d'âge et des stratégies de calibration (voir les calibrations de SINT-800 et de PISO-1500 respectivement présentées par Guyodo et Valet [1999] et Channell *et al.* [2009]), les variations de moment dipolaire reconstruites à partir des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ présentent de fortes similarités avec les enregistrements sédimentaires SINT-800 et PISO-1500 ainsi qu'avec la série des anomalies magnétiques mesurées au-dessus du plancher Est Pacifique (Gee *et al.*, 2000). La calibration indique que le moment dipolaire moyen a oscillé autour de $(7,79 \pm 2,98) \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ depuis la dernière inversion de polarité et jusqu'à 250 ka, donc statistiquement indistincte de la valeur actuelle et de la valeur moyenne de $(6,0 \pm 1,5) \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ calculée pour la période Brunhes

par Guyodo et Valet (1999) révisée en $(7,5 \pm 1,7) \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ (Valet *et al.*, 2005), lors de la mise à l'échelle de SINT-2000 à partir de la base de données PINT-03 de Perrin et Schnepf (2004).

La reconstruction de la séquence MD05-2930 décrit une succession de baisses de moment dipolaire qui atteignent des valeurs de plus en plus faibles jusqu'à la baisse enregistrée à 540 ka avec des valeurs de l'ordre de $2 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$. Par exemple, le GDL enregistré vers 690 ka et relié à l'excursion Delta, n'apparaît pas être descendu plus bas que $5 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$. On peut aussi remarquer que les variations du champ apparaissent ensuite plus rapides, notamment entre 450 et 300 ka.

Dans certains enregistrements de paléointensité des derniers 4 Ma la structure en « dents de scies » suggère une diminution lente du moment dipolaire amenant aux inversions, et un rétablissement rapide juste après les inversions (Valet et Meynadier, 1993 ; Meynadier *et al.*, 1994 ; Valet *et al.*, 1994 ; Meynadier et Valet, 1996). Ces interprétations ont été débattues par d'autres auteurs qui évoquent les artefacts liés à l'acquisition de l'aimantation détritique (Kok et Tauxe, 1996a ; Kok et Tauxe, 1996b ; Mazaud, 1996). La reconstruction des variations du moment dipolaire par l'étude de la production de nucléides cosmogéniques étant indépendante des méthodes paléomagnétiques, peut contribuer à la résolution de cette question : l'enregistrement MD05-2930 montre en effet qu'après la transition Brunhes-Matuyama, le moment géomagnétique dipolaire s'est rétabli autour de $12 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$ et ce vers 763 ka, soit seulement 14 ka après le minimum d'intensité. De ~ 760 ka à ~ 265 ka, on observe une tendance à long terme à la diminution du moment dipolaire. Cette observation intéressante doit être testée dans d'autres enregistrements de nucléides cosmogéniques des archives sédimentaires ou des glaces de l'antarctique.

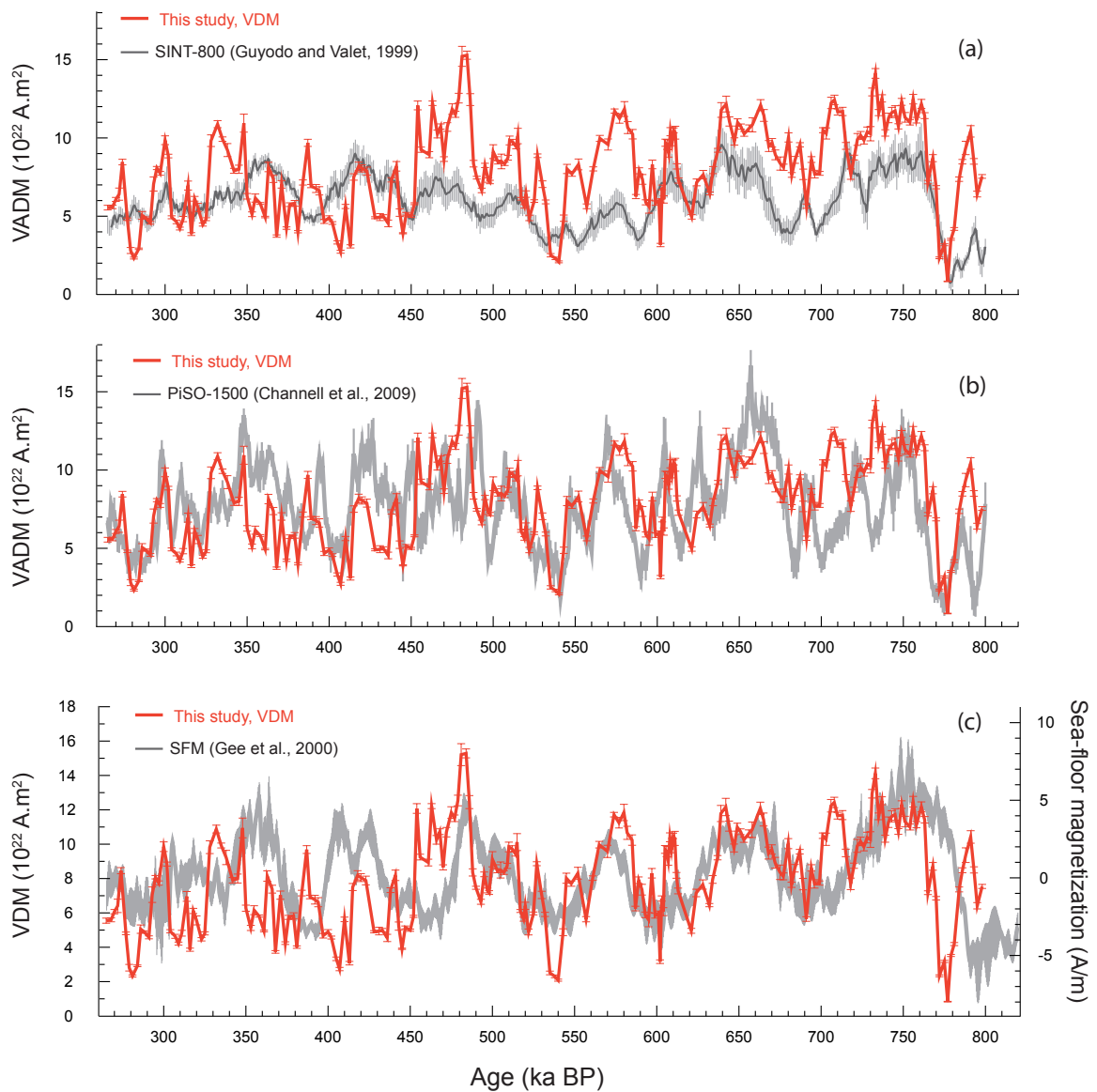


Figure 5.14. Reconstructions paléomagnétiques (courbes en gris) et cosmogénique (courbe en rouge, les incertitudes (1σ) sont analytiques) des variations du moment dipolaire de 800 à 265 ka. Le VDM reconstruit à partir de l'enregistrement $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique de la séquence MD05-2930 est comparé (a) au signal du VADM obtenu sur les dernier 800 ka (SINT-800) en compilant 33 enregistrements marins de paléointensité relative, et ajustant la courbe sur les premiers 45 ka avec les VADM issus de déterminations de paléointensité absolue sur du matériel volcanique (Guyodo et Valet, 1999) (enveloppe à 1σ) ; (b) au signal de VADM de la reconstruction PISO-1500 couvrant le dernier 1,5 Ma (Channell *et al.*, 2009) obtenue par compilation simultanée de 13 enregistrements marins conjoints de paléointensité relative et des isotopes de l'oxygène, calibrée suivant la procédure de Constable et Tauxe (2006) (enveloppe à 2σ) ; (c) à l'enregistrement haute résolution de l'anomalie d'aimantation

du plancher océanique sur un profil allant de la dorsale sud-est Pacifique jusqu'à la limite Brunhes-Matuyama (Gee *et al.*, 2000) (enveloppe à 1σ).

*Paleomagnetic (gray curves) and cosmogenic (red curve) reconstructions of the dipole moment variations from 800 to 265 ka. The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -based VDM reconstruction of the MD05-2930 sequence is compared to (a) the VADM signal obtained for the last 800 ka (SINT-800) by stacking of 33 marine records of relative paleointensity, and adjusting the first 45 ka part in the curve with VADM from absolute paleointensity determinations performed on volcanic material (Guyodo and Valet, 1999) ; (b) the VADM signal reconstruction PISO-1500 covering the last 1.5 Ma (Channell *et al.*, 2009) obtained by the simultaneous compilation of 13 relative paleointensity and oxygen isotopes marine records, calibrated following the procedure of Constable and Tauxe (2006) ; (c) the high resolution magnetization anomaly of the deep seafloor from the south-east Pacific ridge to the Brunhes-Matuyama boundary (Gee *et al.*, 2000).*

5.7. Conclusion

L'enregistrement de la séquence MD05-2930 représente la première reconstruction des variations à haute résolution du moment dipolaire entre 800 et 265 ka, basée sur les variations des taux de production atmosphérique de ^{10}Be enregistrées à l'équateur, dans des sédiments marins.

L'étude de cette séquence a d'abord permis de caractériser pour la première fois la succession des augmentations qui ponctuent l'évolution de la production de ^{10}Be dans l'atmosphère depuis 800ka jusqu'à 265 ka. Des maxima de production sont enregistrés à ~680 ka, ~620 ka, 600 ka, ~560 ka, ~540 ka, ~520ka, ~445-435 ka, ~410 ka, ~370ka, ~315 ka, et ~280 ka. Toutes ces augmentations peuvent être associées à des baisses de moment dipolaires documentées dans les enregistrements paléomagnétiques de référence, confirmant leur caractère global. Une autre caractéristique importante est que ces maxima de production, indiquant des minima de moment dipolaire, sont contemporains d'anomalies directionnelles du champ documentées dans des archives sédimentaires et/ou volcaniques. Ceci renforce le concept que la présence de directions excursionnelles résulte de la disparition du champ dipolaire et de la seule persistance de composantes non dipolaires.

L'enregistrement de la séquence MD05-2930 suggère que la production de ^{10}Be atmosphérique a été multipliée par 1,7 à 2,5 lors de la transition Brunhes-Matuyama. La

surproduction enregistrée à ~540 ka apparaît comme la seconde plus importante de l'intervalle étudié, avec une hausse d'un facteur 1,6 à 2, ce qui suggère à cet âge l'occurrence d'un événement majeur qui aurait pu donner lieu à une inversion complète.

L'amplitude enregistrée pour chaque hausse de la production atmosphérique de ^{10}Be peut être comparée à celle enregistrée dans la même séquence pour la limite Brunhes-Matuyama. Ainsi, les surproductions liées aux événements Calabrian Ridge 2/ Big Lost et Portuguese Margin représentent 91 % de la production enregistrée pendant la transition de polarité, l'événement à ~410 ka en représente 88%, La Palma 82 %, Emperor, Levantine et Calabrian Ridge 1 75 %. La baisse de moment dipolaire associée à l'excursion Delta semble avoir déclenché une surproduction légèrement moins importante (70 % de la production enregistrée pendant la transition de polarité), bien qu'aisément identifiable. A ~710 ka, une petite augmentation de la production est identifiée (avec un pic à 58 % de la production enregistrée pendant la transition de polarité) mais n'est pas significative par rapport à la variabilité observée sur la série complète.

Bien que sur le long terme la production atmosphérique de ^{10}Be présente une augmentation tendancielle, les amplitudes des hausses documentées dans cet enregistrement, liées à des événements excursionnels, sont toutes comprises entre 1,4 et 2 fois les valeurs moyennes qui les encadrent ; les surproductions les plus modestes étant celles enregistrées à ~710 ka et à 680 ka.

La traduction de cet enregistrement en termes de VDM absolus est tout à fait comparable avec les reconstructions globales basées sur les méthodes paléomagnétiques. Ces résultats confirment l'efficacité de la reconstruction des variations du moment magnétique dipolaire qui engendre 90% du champ géomagnétique global, à partir de compilations d'enregistrements marins de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique.

Conclusion et perspectives

Ce travail de thèse a permis d'établir de nouveaux enregistrements des variations temporelles du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique, « proxy » de la production de ^{10}Be dans l'atmosphère modulée par les variations du champ géomagnétique dipolaire sur deux intervalles de temps.

- 1) **Intervalle 20-50 ka.** La surproduction globale de ^{10}Be liée à la baisse du moment dipolaire associée à l'excursion Laschamp est quantifiée à deux bandes de latitude différentes. Ces résultats fournissent la première base de donnée à validité globale pour calculer l'influence de la production des nucléides cosmogénique sur les variations de concentrations en ^{14}C atmosphérique. Ils fournissent aussi la première quantification indépendante des méthodes paléomagnétiques de la variation du moment géomagnétique, proxy utile pour la calibration des taux de production des nucléides cosmogéniques in-situ.
- 2) **Intervalle 300-800 ka (début époque Brunhes).** La production atmosphérique de ^{10}Be à l'échelle millénaire pendant la succession des baisses de moment dipolaire entre ~ 300 ka et l'inversion de polarité Brunhes-Matuyama est documentée pour la première fois.

Ces enregistrements ont été calibrés en valeur absolue du moment dipolaire virtuel (VDM ou VDM en anglais) en utilisant les valeurs de moment fournies par les données de paléointensité absolue déterminées sur les coulées volcaniques, disponibles dans la littérature et les banques de données. La méthode de calibration est basée sur les relations entre les « clusters » de rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et les « clusters » de VDM afin de proposer des marges d'erreur qui incluent les incertitudes techniques et méthodologiques (transformation de paléointensité en VDM), ce qui permet de s'affranchir de résidus de l'influence du champ non-dipolaire.

Test de validité des signatures de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique au moyen de la méthode $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$

Avant cette étude, la signature cosmogénique $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique n'avait jamais pu être objectivement confrontée à la signature fournie pour le même événement géomagnétique par la normalisation du ^{10}Be par le $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$. En effet, la tentative de comparaison des profils de $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ et de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique le long d'une séquence marine couvrant l'événement Island Basin (~190 ka) (Knudsen *et al.*, 2008) n'avait pas permis d'interprétation géomagnétique car le $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ semblait affecté par un signal environnemental.

Les résultats obtenus sur la séquence de la marge du Portugal (MD04-2811) montrent que les augmentations de flux de ^{10}Be lors de l'événement Laschamp restituées par les deux méthodes ne sont pas significativement différentes ($\times 1,8$ par rapport à la moyenne sur la période 20-50 ka) ; elles sont de plus équivalentes à celle enregistrée dans les glaces du Groenland. Cela confirme que la normalisation par le ^9Be authigénique permet de reconstruire avec fiabilité les variations de flux de ^{10}Be au sédiment.

La remarquable cohérence de ces enregistrements avec les variations de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique le long de la séquence du Pacifique ouest équatorial MD05-2920 confirme le potentiel de cette méthode pour extraire un signal géomagnétique global. Cela montre également que les changements climatiques et hydrologiques abrupts à l'échelle millénaire au cours de la dernière période glaciaire, particulièrement importants sur la marge du Portugal (e.g. Zahn *et al.*, 1997; Bard *et al.*, 2000; Shackleton *et al.*, 2000; Thouveny *et al.*, 2000; Pailler *et al.*, 2002 ; de Abreu *et al.*, 2003; Skinner and Elderfield, 2007 ; Lebreiro *et al.*, 2009) n'ont pas introduit de biais significatif sur le signal de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique— lié par exemple à l'advection de masses d'eau de signature $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ différente ou à une redistribution

synsédimentaire de Be. L'étude détaillée de l'influence de ces facteurs sur le signal de $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ tel qu'enregistré au site de la MD04-2811 impliquerait une approche à haute résolution de carottes prélevées dans des zones de fort flux vertical de particules, ceci afin de minimiser les effets du transport océanique liés au climat.

Les résultats obtenus sur la partie Holocène ne permettent pas d'interprétation géomagnétique car ils apparaissent influencés par des facteurs environnementaux, possiblement liés à la transition climatique entre les stades isotopiques 2 et 1, et/ou aux conditions d'oxydo-réduction qui prévalent dans le premier mètre de sédiment. Ces résultats nécessitent d'être approfondis, notamment en les comparant à des traceurs de circulation océanique profonde et d'échange de matière continent/océan (e.g. composition isotopique de Néodyme ou du Plomb), aux signatures $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}$ des masses d'eau, et aux modèles de boundary scavenging.

Apports à la compréhension de l'enregistrement du signal paléomagnétique dans les dépôts sédimentaires marins

La mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques dont la signification géomagnétique globale est prépondérante permet d'aborder directement les problèmes d'enregistrement et de blocage du signal paléomagnétique dans les sédiments marins. Le degré de mobilité des grains magnétiques après leur dépôt résulte en un blocage retardé et progressif des grains magnétiques, qui induit une acquisition progressive de l'aimantation post détritique, dépendant de la nature et la géométrie des grains magnétiques et leur relation de taille avec la matrice non magnétique, de la porosité, donc de la concentration en argiles et en matière organique, du taux d'hydratation du sédiment, de la bioturbation... Ceci provoque un délai d'acquisition d'aimantation (fenêtre de blocage) et l'imposition relative d'un filtre passe-bas résultant en un lissage, voire la création de signaux assymétriques sur les courbes de paléointensité relative, de gravité (magnitudes) variable. Le temps de transfert du Be vers les sédiments étant assez court, les maxima de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ indiquent plus précisément la position stratigraphique réelle des minima de moment dipolaire.

Le décalage apparent de ~50 cm entre la baisse de RPI et l'augmentation de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ attribués à la baisse du moment dipolaire Laschamp dans la séquence MD04-2811 est plus important que le décalage de ~30 cm identifié sur le même site (carotte MD95-2042,

Carcaillet *et al.*, 2004a), et que le décalage raisonnablement attribuable à une profondeur de blocage de l'aimantation seule. La comparaison du profil de RPI de la carotte MD04-2811 avec ceux d'autres carottes du même site et de la marge du Portugal (toutes inter-corrélées à l'aides des profils de susceptibilité magnétique, Thouveny *et al.*, 2004) montre que malgré l'existence de structures générales communes enregistrées à profondeurs équivalentes, la baisse du dipôle liée au Laschamp n'est pas correctement reflétée par les mesures paléomagnétiques de la carotte MD04-2811 (Fig. E.1 de l'Annexe E). Il apparaît donc difficile de précisément quantifier ici la profondeur de blocage à partir de la définition des épaulements, ou des extréma, respectifs du minimum de RPI et du maximum $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique de la carotte MD04-2811.

Ces résultats mettent donc en évidence les imprécisions de détermination des positions et amplitudes des minima de RPI à partir d'un seul enregistrement individuel. Ces imprécisions peuvent être liée à un défaut d'alignement des grains magnétiques en champ faible, suivi d'un probable ré-alignement partiel lors de la phase de ré-augmentation d'intensité du champ postérieurement au minimum de la phase de faible dipôle géomagnétique (GDL, Geomagnetic Dipole low). Ces processus, biaisent non-seulement l'enregistrement de la paléointensité relative, mais obère aussi celui des direction d'aimantation. Ces biais pourtant déjà envisagés depuis longtemps (e.g. Coe et Liddicoat 1994) sont insuffisamment considérés par certains auteurs qui continuent d'argumenter sur les directions intermédiaires pour calculer des trajets de pôles géomagnétiques virtuels et en extrapoler sur le caractère du champ transitionnel qui résultent probablement de biais d'acquisition en champ trop faible et de ré-aimantation en champ croissant.

Le point médian de la baisse de RPI enregistrée dans la carotte MD95-2042 (qui est cohérent avec la compilation de Thouveny *et al.*, 2004) peut être utilisé car cette carotte est la plus directement et la mieux datée. Ce minimum y est enregistré à une profondeur équivalente à celle de ~740 cm de la carotte MD04-2811 (selon la corrélation des profils de susceptibilité magnétique), ce qui fournit un décalage de profondeur d'environ 30 cm avec le pic de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ enregistré dans la MD04-2811, en accord avec l'estimation de la profondeur de blocage obtenue Carcaillet *et al.* (2004a). L'erreur par excès (=vieillesse) sur l'âge du minimum du VDM est de ~1500 ans, donc légèrement supérieur aux incertitudes imposée par le modèle d'âge sur les échantillons les plus anciens. Par ailleurs, dans la séquence MD05-2920 de l'Océan Pacifique, l'erreur imposée par un décalage de 15 cm du minimum de RPI

associé à l'excursion Laschamp est aussi d'environ 1500 ans. Cette valeur de délai d'acquisition caractérise donc nos deux séquences étudiées qui présentent des caractéristiques sédimentaires différentes, mais des taux de sédimentation sensiblement identiques. Dans l'autre séquence de l'océan Pacifique, la MD05-2930, dont les taux de sédimentation sont plus faibles, le décalage de profondeur obtenu varie entre 0 et 30 cm ; ce décalage maximum fournit une erreur par excès d'environ ~7000 ans sur l'âge des événements.

Ces imperfections de calage stratigraphique peuvent avoir des conséquences importantes dès lors qu'il s'agit d'évaluer l'éventuel synchronisme d'événements paléomagnétiques et d'événements paléoclimatiques, paléoenvironnementaux, qu'ils soient enregistrés sur les mêmes carottes, ou enregistrés dans des séries temporelles totalement indépendantes (séries astronomiques par exemple).

Implications pour la production d'isotopes cosmogéniques et son enregistrement dans les archives terrestres.

Le synchronisme entre les pics de production liés à l'événement Laschamp enregistrés dans les glaces du Groenland et dans les sédiments de la marge du Portugal du nord de la Papouasie souligne ici que l'effet de réservoir océanique et le temps de résidence du Be dans la colonne d'eau est faible, et non significatif en comparaison des incertitudes liées aux modèles d'âge. Ceci est en accord avec les résultats obtenus par Christl (2007) qui avait évalué entre 400 et 600 ans le décalage avec lequel est enregistré un pic de ^{10}Be dans les archives sédimentaires marines par rapport au pic atmosphérique initial. Les deux séquences sédimentaires étudiées ici ont été prélevées dans un contexte de fort flux sédimentaire vertical, où nous avons estimé que le court temps de résidence (~500 ans) pouvait raisonnablement permettre un enregistrement rapide et peu atténué des variations millénaires de la production de ^{10}Be dans l'atmosphère.

La reproductibilité des deux séries temporelles de production de ^{10}Be reconstruites entre 20 et 50 ka et couvrant l'événement Laschamp, et surtout leur remarquable concordance avec la série temporelle du flux de Be dans les glaces du Groenland, proxy à tous points de vue méthodologiquement indépendant, démontrent que cette méthode d'investigation procure des résultats fiables et représentatifs des chutes du moment géomagnétique, événements extrêmes à caractère global. L'amplitude des variations documentées le long d'un transect

équateur - pôle dans l'hémisphère nord, dans deux séquences sédimentaires ayant des taux de sédimentation proches, ne semble pas être significativement différente. La superposition des profils obtenus pour ces 3 bandes de latitude démontre aussi que les signaux ne sont pas ou peu affectés par les effets de la circulation atmosphérique ou océanique. Sur la base de ces observations, le gradient latitudinal de la production atmosphérique de ^{10}Be ne semble donc pas significativement reflété dans les archives terrestres et le flux de ^{10}Be semble représentatif d'une production globale et homogénéisée. Ceci implique que le ^{10}Be est homogénéisé dans l'atmosphère, probablement dès son entrée dans la stratosphère. Ces résultats confirment qu'à l'échelle multi-millénaire et pour de telles amplitudes de variation du VDM, l'effet de la modulation géomagnétique sur le signal de production des nucléides cosmogéniques enregistré par les glaces polaires domine celui de la modulation par l'activité solaire.

L'ensemble de ces résultats permet aujourd'hui de mieux contraindre l'amplitude de la réponse globale de la surproduction de ^{10}Be au cours de l'excursion Laschamp, en mettant en évidence à ~ 41 ka un pic majeur de production, équivalent à une hausse d'un facteur $\sim 1,7$ à $\sim 1,9$ par rapport à la moyenne de la période étudiée. La compilation et le lissage des données sur 1000 ans documentent une amplitude d'un facteur $\sim 1,5$. Il faut souligner que cette valeur est évaluée par rapport à la moyenne d'une époque où le champ dipolaire est assez faible. Cette surproduction globale confirme le caractère majeur et global de la baisse du moment dipolaire qui accompagne l'excursion Laschamp, et dont les VDM reconstruits à partir de données volcaniques sont très bas et presque comparables à ceux mesurés pour la transition de polarité Brunhes-Matuyama, de l'ordre de $1 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$.

A l'âge de l'excursion Mono Lake (documentée à ~ 34 ka dans plusieurs archives volcaniques et sédimentaires), aucune surproduction comparable à celle associée à l'excursion Laschamp n'est mise en évidence dans nos données. Christl (2007) a étudié la sensibilité de la réponse du flux de ^{10}Be dans les archives marines aux changements abruptes de la production et estimé que les événements persistant plus de 1500 ans sont bien enregistrés dans les sédiments qui ont un temps d'intégration du signal lié à la bioturbation inférieur à 1000 ans. Considérant les forts taux de sédimentation des séquences MD04-2811 et MD05-2920 (~ 15 cm/1000 ans en moyenne), l'amplitude et la forme du pic de ^{10}Be engendré par un événement comme le Laschamp (voir section 4.6.4) sont donc susceptibles d'être enregistrés de manière fiable. Ceci est confirmé par la comparaison avec les résultats issus des glaces du Groenland. Le cas de la baisse du moment dipolaire liée à l'excursion Mono Lake est

différent : dans les sédiments marins, les enregistrements tels que GLOPIS-75 indiquent que cette baisse a pu avoir une courte durée (<1000 ans). Considérant par exemple une profondeur (standard) de bioturbation de 15 cm, il est certes possible que la surproduction afférente n'ait pas été enregistrée dans ces séquences. Cependant, l'absence de signature ^{10}Be dans la série de très haute résolution des glaces polaires (1 mesure tous les 30 ans autour de 34 ka) pose problème, notamment compte tenu de la détection d'un pic de ^{36}Cl dont l'amplitude est quasiment égale à celui enregistré pour le Laschamp. En dehors de l'évocation d'un problème de transport atmosphérique différentiel ou d'un problème de validité du signal ^{36}Cl pour expliquer cette contradiction, il apparaît plausible que la baisse de moment dipolaire associée à l'excursion Mono n'a pas été suffisamment prononcée ou prolongée pour entraîner un changement détectable et significatif de la production globale de ^{10}Be .

Les résultats obtenus sur la séquence MD05-2930 ont permis de retrouver des pics de production de ^{10}Be associées à chacune des baisses du moment dipolaire documentées dans les compilations de paléointensité, et liées à des excursions géomagnétiques définies par ailleurs. Depuis la transition de polarité Brunhes-Matuyama (~780 ka), ces excursions ou événements sont les suivants : Delta (~680 ka), Lischi (~620 ka), la Palma (~600 ka), Calabrian Ridge 2/Big lost (~560 ka, ~540 ka, ~520ka), Emperor (~445-435 ka), X (anonyme) (~410 ka), Levantine (~370ka), Calabrian Ridge 1 (~315 ka), et Portuguese Margin (~280 ka). L'amplitude de la surproduction liée à la perte de VDM de la transition Brunhes-Matuyama est la plus forte de toute la série. D'autres fortes surproductions sont enregistrées à ~540 ka (Calabrian Ridge 2/ Big lost) et à ~280 ka (Portuguese Margin).

L'enregistrement de la séquence MD05-2930 suggère que la production de ^{10}Be atmosphérique était multipliée par 1,7 à 2,5 lors de la transition Brunhes-Matuyama. D'autres données obtenues pour la limite Brunhes-Matuyama sur une séquence prélevée sur la ride Eauripik (Carcaillet *et al.*, 2003) montrent un facteur d'augmentation du même ordre ($\times 2$ par rapport aux bornes de la transition) : la comparaison à la valeur moyenne dans cette carotte n'a pas de sens car cette valeur est influencée par la succession des inversions Jaramillo supérieur / Jaramillo inférieur et Cobb Mountain. Ceci est équivalent à ce qui a été obtenu dans les glaces de l'antarctique, où le flux de ^{10}Be est approximativement doublé dans les couches de glace ayant enregistré la transition Brunhes-Matuyama (Dreyfus *et al.*, 2008).

La signature de la surproduction liée à la chute du VDM de l'excursion Portuguese Margin (~280 ka) (facteur 1,7, voir section 5.4, figure 5.3) peut être confrontée à celle

enregistrée dans la séquence sédimentaire de la marge du Portugal (MD95-2040, Carcaillet *et al.*, 2004a). Les valeurs maximales de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurées dans les sédiments de la marge du Portugal sont 2 fois supérieures à celles des niveaux encadrants.

Il est possible que les taux de production dépassent le doublement pendant les périodes de très faible champ dipolaire, d'autant que cette estimation (proposée par Lal, 1988 et Masarik et Beer, 1999) est basée sur une modélisation qui conserve la configuration dipolaire des lignes de champ, ce qui n'a pas de sens quand la composante dipolaire disparaît. Enfin, il faut souligner que tous les facteurs d'augmentation du $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique de la séquence MD05-2930 correspondent à une résolution temporelle de 1 cm/200 ans, avec un point de mesure tous les 2000 ans, ce qui procure un effet de lissage du signal par rapport aux enregistrements des séquences de la marge du Portugal et du nord de la Papouasie. Il est donc possible que les maximas de production les plus brefs soient particulièrement lissés (cf discussion sur le cas Mono Lake ci-dessus). Il n'est pas possible de les comparer directement avec l'amplitude relative de la surproduction liée à l'événement Laschamp car la moyenne de ces séries sont calculées sur des intervalles de temps indépendants et de durées différentes. L'étude de la partie supérieure de la séquence MD05-2930 permettra de comparer et de calibrer les enregistrements pour le même intervalle de temps et les mêmes événements géomagnétiques.

Implications géomagnétiques

L'étude des variations de la production de ^{10}Be modulée par le dipôle géomagnétique apporte un regard complémentaire pour la recherche d'excursions et inversions et leur interprétation en termes de variations de la géodynamo.

L'absence de signature cosmogénique pour l'excursion Mono Lake dans nos enregistrements de production de Béryllium indique que l'excursion a peut être eu lieu lors d'une diminution trop brève ou trop limitée du moment dipolaire au cours de laquelle des effets du champ non-dipolaire ont signé une excursion. Le pic de production d'isotopes cosmogéniques n'est pas comparable à celui du Laschamp contrairement à ce que suggère l'enregistrement de ^{36}Cl .

Vers 34 ka, tous les proxies (cf. Fig. 4.8) suggèrent que les valeurs de VDM sont de l'ordre de $2,5$ à 4×10^{22} A.m². D'après les taux de production de ¹⁰Be, il apparaît que le dipôle est resté autour de $\sim 6 \times 10^{22}$ A.m² jusque vers ~ 20 ka, atténuant la remontée, dès ~ 37 ka, vers des valeurs de $\sim 8 \times 10^{22}$ A.m² documentée par GLOPIS-75. La plupart des séquences sédimentaires utilisées pour la constitution de GLOPIS-75 provenant du bassin Atlantique nord, ces fortes valeurs de VDM à 31 ka pourraient refléter un biais de la signature magnétique liée à des effets de la sédimentation lors de l'événement de Heinrich 3. Selon les données du ¹⁰Be, le champ vers 34 ka était encore dans une phase de faible VDM, phase qui ne semble se terminer qu'après 20 ka, avec une remontée vers des valeurs de 12×10^{22} A.m².

Sur intervalle 260-800 ka, la variabilité du VDM restituée par la production du ¹⁰Be paraît plus forte que celle qu'implique le stack SINT 800 (Guyodo et Valet, 1999) mais l'amplitude modérée de plusieurs minima est confirmée. A partir de la compilation des courbes de paléointensité relative de séquences sédimentaires marines des derniers 1,5 Ma, Channell *et al.* (2009) ont estimé la valeur critique (seuil inférieur) de moment dipolaire à laquelle excursions et inversions sont déclenchées autour de $2,5 \times 10^{22}$ A.m² (soit 30% du moment dipolaire actuel).

L'enregistrement de production de ¹⁰Be issu de la séquence MD05-2930 indique que seules l'inversion Brunhes-Matuyama et les excursions Calabrian Ridge2/Big lost et Portuguese Margin sont associées à des valeurs de moment dipolaire si faibles. Les autres excursions documentées le sont lors de baisses de moment dipolaire atteignant ~ 3 à 4×10^{22} A.m², soit seulement une réduction de moitié par rapport à la valeur actuelle du moment dipolaire. Si cette observation est confirmée par des études ultérieures, elle pourra permettre de dresser une classification et de distinguer les conditions de déclenchement des inversions, de celles des excursions globalement enregistrées, voire d'excursions associées à la conjonction d'une forte anomalie de champ non-dipolaire lors d'une baisse modérée du moment géomagnétique.

Il est important de signaler que l'enregistrement du VDM du début de l'époque Brunhes reconstitué par le Béryllium présente une tendance à long terme à la diminution. Cela semble confirmer l'hypothèse d'une asymétrie des variations du moment géomagnétique avant et après un renversement, déduite des données de paléointensité relative (e.g. Valet et

Meynadier, 1993), remise en question par d'autres auteurs (e.g. Kok et Tauxe, 1996a ; Kok et Tauxe, 1996b) sur la base des effets de viscosité magnétique. La multiplication des études de variations à long terme de production d'isotopes cosmogéniques permettra d'apporter des éclairages nouveaux sur ce débat.

Les résultats de cette étude concernent un intervalle de temps caractérisé par de fortes variations paléoclimatiques (glaciaire-interglaciaire), contrôlées par les mouvements orbitaux. Ils seront intégrés à l'analyse de l'hypothèse d'une influence des paramètres orbitaux sur le fonctionnement de la géodynamo. La recherche de l'existence ou non d'un tel lien est extrêmement importante pour la compréhension des mécanismes de (ré-)génération du champ et l'alimentation de la géodynamo (cf Thouveny *et al.* 2008 ; le projet MAGORB en cours depuis 2009 jusqu'à 2014, dans lequel s'inscrit ce travail, contribue à résoudre cette question en couplant études paléomagnétiques et études des nucléides cosmogéniques sur les deux derniers Ma). La reconstitution des chutes du moment dipolaire par la méthode des nucléides cosmogéniques n'étant pas affectée par les biais dont souffre l'aimantation des sédiments, il est indispensable et pertinent d'utiliser largement cette méthode et d'en intégrer les résultats aux informations obtenues sur différents supports d'enregistrements paléomagnétiques (laves, sédiments marins) pour mieux évaluer les possibles liens avec les variations paléoclimatiques et paléoenvironnementales. Ainsi, ce travail constitue une contribution significative à l'amélioration des connaissances et à l'acquisition des données pour l'étude des relations de phase des séries temporelles de trois variables géophysiques que sont le champ paléomagnétique, la production de nucléides cosmogéniques et le paléoclimat. Ceci aboutira à terme à l'optimisation des paramètres de modèles numériques de la géodynamo qui permettront d'étudier les liens de causalité entre les fluctuations du moment dipolaire et d'autres processus géodynamiques ou astronomiques.

Enfin, cette étude amorce aussi la possibilité d'analyser le contexte du comportement du champ historique et actuel, son taux de décroissance pourra être mesuré par l'augmentation de la production de nucléides cosmogéniques, notamment dans la région équatoriale. En effet, quelques mesures du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique ont été effectuées sur une séquence à très fort taux de sédimentation, prélevée au large de l'embouchure du fleuve Sepik (Papouasie-

Nouvelle Guinée) qui couvre le dernier millénaire. Ces données, non-présentées dans ce mémoire, indiquent un doublement des valeurs $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ depuis 1000 ans. La signification géomagnétique de ces résultats doit être analysée au regard de la chute du moment dipolaire ($-0,8 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$), directement restituée par les mesures géomagnétiques de ces deux derniers siècles, et de celle estimée à partir des données archéomagnétiques pour les deux dernier millénaire (Gallet *et al.*, 2009) ($-2,7 \times 10^{22} \text{ A.m}^2$). Ces taux de chute sont supérieurs aux taux de décroissance du moment dipolaire pré-excursionnel qui a été estimé dans ce travail de thèse pour le Laschamp (Chapitre 4). Ces résultats pourraient aussi permettre une calibration du signal de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ utilisant les taux de production actuels et les modèles de champ géomagnétique.

Ces implications dépassent le cadre méthodologique pour atteindre une importance sociétal : en effet, toutes les études sur le champ magnétique passé et sur ses relations avec le bombardement cosmique convergent vers l'importance de l'évaluation de l'impact de l'effondrement du champ dipolaire sur l'environnement de surface et la biosphère terrestre...un effondrement qui semble pouvoir inscrire dans le contexte des prochains millénaires.

Conclusion and perspectives

This PhD thesis has established new records of the temporal variations of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio, that has furthermore been demonstrated to be a "proxy" for the ^{10}Be atmospheric production rate. Its modulation due to geomagnetic dipole field intensity changes has been investigated over two different time intervals.

1) **Interval 20-50 ka.** The ^{10}Be global overproduction triggered by the dipole moment low associated with the Laschamp excursion has been quantified at two different latitude bands. The obtained results provide a database of global validity allowing estimating changes in atmospheric ^{14}C concentrations due to geomagnetically induced variations of the cosmogenic nuclide production rates. They also provide the first reliable quantification, independent from paleomagnetic methods, of the variation of the geomagnetic moment that may be used for calibrating in situ-produced cosmogenic nuclide production rates over various time intervals.

2) **Interval 300-800 ka (early Brunhes epoch).** Millennial-scale ^{10}Be atmospheric production during the succession of dipole moment lows occurring between ~ 300 ka and the Matuyama-Brunhes polarity reversal is documented for the first time. These records were calibrated to absolute Virtual Dipole Moments (VDM)

using the values provided by absolute paleointensity data determined on volcanic flows. The calibration method is based on the relationship between $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio and VDM clusters to account for both technical and methodological uncertainties (conversion of paleointensity in VDM), which allows overcoming non-dipole field residual influences.

Comparing the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ and $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ signatures.

Before this study, the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ and $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ signatures associated to the same geomagnetic event have never been compared. Indeed, the sole attempt we are aware of along a marine sequence covering the Icelandic Basin event (~ 190 ka) (Knudsen et al., 2008) did not allow geomagnetic interpretation because the $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ seemed affected by an environmental signal.

The results obtained on the Portuguese margin sequence (core MD04-2811) show that ^{10}Be fluxes increases during the Laschamp event provided by both methods are not significantly different ($\times 1.8$ compared to the average over the 20-50 ka period). They are also equivalent to that recorded in the Greenland ice sheet. This confirms that the normalization by the authigenic ^9Be can reliably reconstruct variations of the ^{10}Be flux to the sediment.

The remarkable consistency of these records with the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ variations along the western equatorial Pacific sequence (MD05-2920) confirms the potential of this method for extracting a global geomagnetic signal. It also shows that the climate and hydrological abrupt millennial changes of the last glacial period, which are especially important on the Portuguese margin (eg Zahn et al., 1997, Bard et al., 2000, Shackleton et al., 2000; Thouveny et al., 2000; Paillet et al., 2002; de Abreu et al., 2003, Skinner and Elderfield, 2007; Lebreiro et al., 2009) did not introduce any significant bias on the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ signal related, for example, either to advection of water masses of different $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ signature or syndeposition redistribution of Be. The detailed study of the influence of these factors on the $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ signal as recorded at site MD04-2811 would imply a high-resolution approach using cores taken from areas of strong vertical particles flux, in order minimize the effects of climate-related ocean transport.

The results obtained on the Holocene part do not allow any geomagnetic interpretation because they appear influenced by environmental factors, possibly related to climatic transition between isotopic stages 1 and 2, and / or redox conditions prevailing in the first sediment meter. These results need to be detailed and reassessed, especially through comparisons with deep ocean circulation and continent/ocean mass transfer tracers (e.g. isotopic composition of neodymium or lead), to the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ and $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}$ signatures masses water, and to boundary scavenging models.

Contributions to our understanding of the paleomagnetic signal recording processes in marine sediments

Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios records, whose global geomagnetic significance is predominant, allow directly addressing processes involved in the recording and blocking of the paleomagnetic signal in marine sediments. The degree of mobility of the magnetic grains after their deposition results in a delayed and progressive lock-in of the magnetic grains, that results in a gradual acquisition of the post detrital magnetization. This depends on the nature and geometry of the magnetic grains and on their size relatively to the non magnetic matrix, on the porosity, and therefore on the clay and organic matter contents, on the sediment water content, and on the bioturbation ... This yields to a delay in the magnetization acquisition (lock-in window) and imposes a low-pass filter that results in a variable signal smoothing, or even in the creation of asymmetrical features in the relative paleointensity signal. The ^{10}Be transfer to the sediments being fairly rapid, the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ maxima more precisely indicate the actual stratigraphic position of the dipole moment minima.

Concerning the MD04-2811 record, the apparent depth shift of ~ 50 cm between the RPI low and the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ increase, attributed to the dipole moment decrease associated to the Laschamp excursion, is larger than the shift of ~ 30 cm evidenced on the same site (core MD95-2042, Carcaillet et al., 2004a) and than the offset reasonably attributable to a magnetization lock-in depth. Comparison of the MD04-2811 RPI profile with those from the same site and from the Portuguese margin (all inter-correlated using the magnetic susceptibility profiles, Thouveny et al., 2004) shows that despite the existence of common features recorded at equivalent depths, the dipole decrease associated with the Laschamp is not properly reflected by paleomagnetic measurements in core MD04-2811 (see Fig. E.1,

Appendix E). It is therefore difficult to precisely quantify the lock-in depth using the respective shoulders or extrema of the RPI minimum and authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ maximum.

This points out that determining RPI minima positions and magnitudes from a single record may be highly inaccurate and may be related to a misalignment of the magnetic grains under low field conditions, likely followed by a partial realignment as the field strength re-increases after a minimum during the Geomagnetic Dipole Low (GDL) phase. These processes, not only distort the relative paleointensity record, but also hamper the direction of magnetization. These biases, although already known for a long time (e.g. Coe and Liddicoat, 1994), are still insufficiently considered. Some authors indeed continue to argue about intermediate directions to calculate virtual geomagnetic pole paths and extrapolate on the character of the transitional field that result from biases due to low-field magnetization acquisition and increasing field re-magnetization processes.

The midpoint of the RPI low recorded in the MD95-2042 core (the most directly and best-dated core), which is coherent with the Portuguese margin RPI stack, is recorded to a depth equivalent to that of ~ 740 cm in core MD04-2811 (according to the magnetic susceptibility profiles correlation). This provides a depth offset of about 30 cm with the MD04-2811 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak, in agreement with the depth estimated by Carcaillet et al. (2004a). The bias toward older ages of the VDM minimum is ~ 1500 years, thus slightly higher than age model uncertainties associated to the oldest part of the sequence. In the Pacific Ocean sequence (MD05-2920) also, the age error imposed by the 15 cm shift of the RPI minimum associated to the Laschamp excursion is approximately 1500 years. This 1500 years delay of the RPI minimum characterizes our two sequences, which present different sediment characteristics but substantially identical sedimentation rates. The other studied Pacific Ocean sequence (MD05-2930) displays lower sedimentation rates and depth offsets ranging from 0 to 30 cm, providing a maximum aging of ~ 7000 years associated to the recorded events.

These stratigraphic imperfections may have important implications when assessing the possible timing of paleomagnetic events and paleoclimatic and/or paleoenvironmental events, whether recorded on the same cores or on totally independent time series (e.g. astronomical series).

Implications for the production of cosmogenic isotopes and its record in terrestrial archives

The synchronism of the production peaks associated to the Laschamp event recorded both in the Greenland ice sheet as well as in Portuguese and Papua continental margins sediments, highlights that the oceanic reservoir effect and the Be residence time in the water column are weak and insignificant compared to age model uncertainties. This is in agreement with the results obtained by Christl (2007), who evaluated that a ^{10}Be peak could be recorded in marine sediments 400 to 600 years after its original atmospheric occurrence. The two studied sediment sequences accumulated in a context of strong vertical particle flux, selected because the associated estimated ^{10}Be residence time of ~ 500 years would reasonably yield to a rapid and moderately attenuated millennial scale record of the atmospheric ^{10}Be production rate variations.

The reproducibility of the two ^{10}Be production time series reconstructed between 20 and 50 ka and covering the Laschamp event, and especially their remarkable agreement with the ^{10}Be fluxes recorded in the Greenland ice sheet (a proxy methodologically totally independent) show that this method of investigation provides reliable results, representative of the geomagnetic moment lows. The amplitudes of the variations documented along a northern hemisphere from the equator to the pole transect does not seem to be significantly different. Such a superposition of profiles obtained from three latitude bands shows that the signals are not/little affected by the effects of atmospheric or oceanic circulations. Based on these observations, the atmospheric ^{10}Be production latitudinal gradient does not appear to be significantly reflected in the terrestrial records and the ^{10}Be flux seems representative of a global and homogenized production. This implies that the ^{10}Be is homogenized in the atmosphere, probably as it enters the stratosphere. These results confirm that the effect of the multi-millennial scale geomagnetic modulation dominates the signal recorded by the ^{10}Be in polar ice compared to the solar activity modulation effect.

All these results allow better constraining the magnitude of the ^{10}Be overproduction global response during the Laschamp excursion. The major production peak at ~ 41 ka is equivalent to a ~ 1.7 to ~ 1.9 fold increase compared to the average calculated over the studied period. Stacking and smoothing the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ records document a ~ 1.5 fold increase. Note that this estimate is obtained through comparison with an average value calculated considering a time interval during which the dipole field is relatively low. This

overproduction confirms the global character of the associated dipole moment low, whose published VDM values are very low (about 1×10^{22} A.m²) and comparable to those measured for the Matuyama-Brunhes polarity transition.

At the age of the Mono Lake excursion (documented at ~ 34 ka in several volcanic and sedimentary archives), no overproduction comparable to that associated to the Laschamp excursion is revealed in our dataset. Christl (2007) studied, in marine archives, the sensitivity of the ¹⁰Be flux response to abrupt production changes, and estimated that events lasting more than 1500 years are recorded in sediments that have an integration time of the input signal (linked to bioturbation) less than 1000 years. Considering the MD04-2811 and MD05-2920 high sedimentation rates (~ 15 cm/1000 years on average), the amplitude and shape of the ¹⁰Be production peak triggered by an event such as the Laschamp (see Section 4.6.4) are therefore likely to be reliably recorded. This is confirmed by comparing our data with those from the Greenland ice sheet. The case of the dipole moment low associated to the Mono Lake excursion is different: marine sediment records such as in GLOPIS-75 indeed indicate that this VDM loss may have a short duration (<1000 years). Tacking into account a (standard) bioturbation depth of 15 cm, it is certainly possible that the related overproduction was not recorded in these sequences. However, the absence of a ¹⁰Be signature in the very high-resolution polar ice record (one measurement each 30 years around 34 ka) is problematic, especially considering the detection of a ³⁶Cl production peak whose amplitude is almost equal to that recorded for the Laschamp. Except a problem of differential atmospheric transport or a problem of validity of the ³⁶Cl signal to explain this contradiction, it seems plausible that the dipole moment decrease associated to the Mono excursion was not pronounced or prolonged enough to cause any detectable and significant change in the ¹⁰Be overproduction comparable to that reported for the Laschamp.

The results obtained along the MD05-2930 sequence reveal ¹⁰Be production peaks associated to each and all dipole moment decreases documented in relative paleointensity stacks, and related to geomagnetic excursions defined elsewhere. Since the Brunhes-Matuyama polarity transition (~ 780 ka), these excursions, or events, are: Delta (~ 680 ka), Lischi (~ 620 ka), La Palma (~ 600 ka), Calabrian Ridge 2/Big lost (~ 560 ka, 540 ka, ~ 520 ka), Emperor (~ 445 - 435 ka), X (unnamed) (~ 410 ka), Levantine (~ 370 ka), Calabrian Ridge 1 (~ 315 ka), and Portuguese Margin (~ 280 ka). The amplitude of the overproduction due to the Matuyama-Brunhes transition VDM loss is the highest of the entire series. Other

well-marked overproductions are recorded at ~ 540 ka (Calabrian Ridge 2 / Big Lost) and ~ 280 ka (Portuguese Margin).

The MD05-2930 record suggests that the atmospheric ^{10}Be production was multiplied by 1.7 to 2.5 during the Matuyama-Brunhes transition. Other data obtained for the Brunhes-Matuyama boundary from a sequence collected on the Eauripik ridge (Carcaillet et al., 2003) show an increase factor of the same order ($\times 2$ across the transition). The comparison to the long-term average value in this core does not make sense, because this value is influenced by the succession of Upper Jaramillo/ Lower Jaramillo and Cobb Mountain inversions. This is equivalent to what was obtained in the ice of Antarctica, where the ^{10}Be flux approximately doubled during the Brunhes-Matuyama transition (Dreyfus et al., 2008).

The signature of the overproduction linked to the VDM collapse associated to the Portuguese Margin excursion (~ 280 ka) ($\times 1.7$, see section 5.4, Figure 5.3) can be compared with that recorded in the Portuguese margin sediment sequence (MD95-2040, Carcaillet et al., 2004a). The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ maximum values measured in the Portuguese margin sediments are two times higher than in the framing levels.

Our results suggest that the production rates exceed the doubling when the dipole field vanishes, contrarily to the limitation proposed by Lal (1988) and Masarik and Beer (1999). Finally, it should be emphasized that all the MD05-2930 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ increase factors correspond to a time resolution of 1 cm/200 years, with one measurement point every 2000 years, leading to a smoothing of the signal when compared to the Portuguese and Papua margins records. It is therefore possible that the shortest production maxima may be particularly smoothed (see discussion about the Mono Lake case above).

It is not possible to compare these amplitudes directly with the relative amplitude of the Laschamp overproduction because these time series are independent and of different durations. The future study of the upper part of the MD05-2930 sequence will compare and calibrate the records for the same time interval and the same geomagnetic events.

Geomagnetic implications

Studying the ^{10}Be production variations modulated by the geomagnetic dipole shed new light on the research field dedicated to geomagnetic excursions and reversals, and their interpretation in terms of geodynamo variations.

The lack of cosmogenic signature for the Mono Lake excursion in our Be records indicates that the excursion may have occurred during a too short and/or limited amplitude drop of the dipole moment, at which the non-dipole field components signed an excursion. Contrarily to what the ^{36}Cl record suggests, the cosmogenic production peak is likely not comparable to the Laschamp.

At around 34 ka, all the geomagnetic moment proxies (see Fig. 4.8) suggest that the VDM values are on the order of 2.5 to 4×10^{22} A.m². According to the ^{10}Be production rates, the VDM values remained at $\sim 6 \times 10^{22}$ A.m² until ~ 20 ka, thus softening the rise documented by GLOPIS-75 to values of $\sim 8 \times 10^{22}$ A.m² at ~ 37 ka. Most sedimentary sequences used for the GLOPIS-75 construction being collected in the North Atlantic basin, these high values of VDM at 31 ka may reflect a bias of the magnetic signature associated to the effects of sedimentation during Heinrich event 3. According to the ^{10}Be data, the geomagnetic field at 34 ka was still in a low VDM phase that seems to end only at 20 ka, with a rise to values of about 12×10^{22} A.m² during the Holocene.

Over the 260-800 ka time interval, the variability of the ^{10}Be -based VDM record is higher than that expressed in the SINT 800 stack (Guyodo and Valet, 1999) but the moderate amplitude of some minima is confirmed. From the relative paleointensity compilation of marine sedimentary sequences deposited during the last 1.5 Ma, Channell et al. (2009) estimated a dipole moment critical value (lower limit) below which excursions and reversals are triggered, at around 2.5×10^{22} A.m² (i.e. 30% of the present dipole moment).

The MD05-2930 ^{10}Be record indicates that only the Brunhes-Matuyama reversal and Calabrian Ridge2/Big Lost and Portuguese Margin excursions are associated with such weak dipole moment values. The other excursions are documented during dipole moment decreases at $\sim 3-4 \times 10^{22}$ A.m², i.e. half of the present VDM value. If this observation is confirmed by further studies, it may help to establish a classification and to distinguish the VDM conditions that trigger inversions and excursions.

It is important to note that the ^{10}Be -derived VDM record of the early Brunhes epoch shows a long-term decreasing trend. This seems to confirm the hypothesis of an asymmetry in the geomagnetic time variations before and after a reversal, inferred from relative paleointensity data (eg Valet and Meynadier, 1993), and questioned by other authors based on magnetic viscosity effects (e.g. Kok and Tauxe, 1996a; Kok and Tauxe, 1996b). The multiplication of studies dedicated to the long-term variations of cosmogenic nuclide production rates will shed a new light on this debate.

This study covers a time interval characterized by large paleoclimate variations (glacial-interglacial), controlled by orbital motions. They will be included in the analysis of the hypothesis of orbital parameters influencing the geodynamo. Testing the existence of such a link is extremely important to understand the mechanisms of the field (re-)generation and the geodynamo supply [see Thouveny et al. (2008); the MAGORB project (2009-2014), which is a frame of this study will contribute to solve this question by coupling paleomagnetic and paleoclimate studies over the last 2 Ma]. The reconstructions using cosmogenic nuclides are not affected by biases affecting the sediment magnetization. It is thus necessary and appropriate to use this method extensively, and to integrate results with the dataset obtained from different paleomagnetic recording media (lava, marine sediments) in order to assess the potential link between the geodynamo and paleoclimatic changes. This work constitutes a significant contribution to improve knowledge and data acquisition in order to study the phase relationships between the three time series of geophysical variables that are: the paleomagnetic field, the cosmogenic nuclides production and the paleoclimate. This will ultimately lead to an optimization of parameters of geodynamo numerical models that will explore the causal links between dipole moment fluctuations and other geodynamic or astronomical processes.

Finally, this study also initiates the possibility of analyzing the context of the historical and present field behaviour. Its decay rate can be measured using the cosmogenic nuclides production increase, particularly in the equatorial region. Few authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ measurements were performed along a sequence of very high sedimentation rates, and covering the last millennium, collected off the Sepik River mouth (Papua New Guinea). These data are not presented in this work. They document a doubling of the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ values over the last 1000 years. The geomagnetic significance of these results have to be analyzed in the light of the dipole moment reduction measured over the last two centuries (-0.8×10^{22}

A.m²), as well as in relation with that estimated from archaeomagnetic data for the two last millennium (Gallet et al., 2009) (-2.7×10^{22} A.m²). These rates are higher than the decay rate of the pre-excursion dipole moment that was estimated in this work for the Laschamp (Chapter 4). These results could also allow a ¹⁰Be/⁹Be signal calibration using the current production rates and patterns of the geomagnetic field.

These implications go beyond the methodological framework to achieve a societal importance: indeed, all studies of the past magnetic field and its relationship with the cosmic ray flux converge on the importance of assessing the impact of a dipole field collapse on the Earth's environment and the terrestrial biosphere ... a collapse that seems to fit the next millennia context.

ANNEXES

Annexe A

Enregistrement post glaciaire de la carotte MD04-2811

Post glacial record of the MD04-2811 core

Table A.1: Résultats AMS , concentrations en isotopes du Be et rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de la phase authigénique des échantillons de la MD04-2811.

| Echantillon | Age (BP) | Poids de sédiment traité (g) | $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré (10^{-11}) * | ^{10}Be authigénique corrige de la décroissance (10^{-15}g/g) * | ^9Be authigénique (10^{-7}g/g) * | $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique (10^{-8}) * |
|---------------|-----------|------------------------------------|--|---|---|--|
| MD04 2811-2 | 148 | 1,057 | 2,219 ± 0,043 | 7,02 ± 0,14 | 5,15 ± 0,08 | 1,36 ± 0,04 |
| MD04 2811-12 | 1137 | 1,114 | 2,507 ± 0,042 | 7,58 ± 0,13 | 5,28 ± 0,09 | 1,44 ± 0,04 |
| MD04 2811-32 | 3115 | 1,021 | 2,318 ± 0,038 | 7,66 ± 0,13 | 4,90 ± 0,14 | 1,56 ± 0,05 |
| MD04 2811-42 | 4103 | 1,198 | 3,162 ± 0,054 | 8,77 ± 0,15 | 4,21 ± 0,08 | 2,09 ± 0,05 |
| MD04 2811-52 | 5092 | 1,118 | 3,095 ± 0,059 | 9,20 ± 0,18 | 4,50 ± 0,10 | 2,04 ± 0,06 |
| MD04 2811-62 | 6081 | 1,101 | 3,007 ± 0,057 | 9,19 ± 0,18 | 4,22 ± 0,12 | 2,18 ± 0,08 |
| MD04 2811-72 | 7070 | 1,063 | 2,758 ± 0,046 | 8,73 ± 0,15 | 4,06 ± 0,06 | 2,15 ± 0,05 |
| MD04 2811-82 | 8059 | 1,107 | 2,570 ± 0,049 | 7,71 ± 0,15 | 3,79 ± 0,08 | 2,04 ± 0,06 |
| MD04 2811-92 | 8997 | 1,001 | 2,432 ± 0,040 | 8,09 ± 0,14 | 3,99 ± 0,07 | 2,02 ± 0,05 |
| MD04 2811-102 | 9731 | 1,137 | 2,517 ± 0,043 | 7,41 ± 0,13 | 4,14 ± 0,08 | 1,79 ± 0,05 |
| MD04 2811-112 | 10465 | 1,185 | 2,465 ± 0,041 | 7,00 ± 0,12 | 4,75 ± 0,28 | 1,48 ± 0,09 |
| MD04 2811-122 | 11200 | 1,210 | 2,876 ± 0,048 | 7,98 ± 0,14 | 4,67 ± 0,18 | 1,71 ± 0,08 |
| MD04 2811-132 | 11934 | 1,252 | 3,180 ± 0,054 | 8,46 ± 0,15 | 4,79 ± 0,05 | 1,76 ± 0,04 |
| MD04 2811-152 | 13402 | 1,187 | 2,220 ± 0,037 | 6,25 ± 0,11 | 4,52 ± 0,36 | 1,38 ± 0,12 |
| MD04 2811-182 | 15604 | 0,990 | 2,210 ± 0,036 | 7,49 ± 0,13 | 6,89 ± 0,06 | 1,09 ± 0,02 |
| MD04 2811-212 | 17028 | 1,083 | 2,157 ± 0,036 | 6,51 ± 0,11 | 6,54 ± 0,43 | 1,00 ± 0,07 |
| MD04 2811-242 | 18613 | 1,006 | 1,854 ± 0,032 | 6,17 ± 0,11 | 5,86 ± 0,64 | 1,05 ± 0,12 |

* les incertitdes correspondent à 1-sigma

Table A.2: résultats ^{10}Be et U-Th utilisés pour le calcul du ^{230}Th ... flux verticaux préservés de particules et de ^{10}Be .

| Echantillon | Age (yr BP) | $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré (10^{-12}) ^a | $[^{10}\text{Be}]$ (10^{-14} g/g) ^a | $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$ ^b | $[^{238}\text{U}]$ (dpm/g) ^b | $[^{232}\text{Th}]$ (dpm/g) ^b | $[^{230}\text{Th}]$ (dpm/g) ^b | Activité du ^{230}Th s (dpm/g) ^b | Activité initiale du ^{230}Th s (dpm/g) ^b | Taux d'accumulation total (g/m ² /yr) ^b | Flux vertical de ^{10}Be (10^9 at/cm ² /1000 yrs) ^b |
|---------------|-------------|--|---|---|---|--|--|---|--|---|--|
| MD04 2811-2 | 148 | 9,841 ± 0,208 | 1,085 ± 0,023 | 2,280 ± 0,020 | 1,3369 ± 0,0018 | 1,922 ± 0,011 | 3,056 ± 0,027 | 1,903 ± 0,194 | 1,905 ± 0,195 | 44,31 ± 4,52 | 2,90 ± 0,31 |
| MD04 2811-32 | 3115 | 11,320 ± 0,192 | 1,207 ± 0,021 | 1,920 ± 0,015 | 1,7079 ± 0,0023 | 1,846 ± 0,009 | 3,289 ± 0,027 | 2,162 ± 0,181 | 2,224 ± 0,186 | 37,95 ± 3,17 | 2,76 ± 0,24 |
| MD04 2811-62 | 6081 | 4,229 ± 0,099 | 1,415 ± 0,034 | 1,828 ± 0,017 | 2,1599 ± 0,0029 | 1,736 ± 0,008 | 3,959 ± 0,036 | 2,848 ± 0,167 | 3,012 ± 0,177 | 28,03 ± 1,65 | 2,39 ± 0,15 |
| MD04 2811-92 | 8997 | 35,905 ± 0,456 | 1,276 ± 0,017 | 1,156 ± 0,011 | 3,1379 ± 0,0044 | 1,675 ± 0,009 | 3,636 ± 0,034 | 2,439 ± 0,156 | 2,648 ± 0,170 | 31,88 ± 2,05 | 2,45 ± 0,16 |
| MD04 2811-122 | 11200 | 7,761 ± 0,165 | 1,267 ± 0,027 | 1,280 ± 0,018 | 2,3412 ± 0,0033 | 1,985 ± 0,018 | 3,001 ± 0,042 | 1,683 ± 0,182 | 1,865 ± 0,202 | 45,28 ± 4,89 | 3,45 ± 0,38 |
| MD04 2811-152 | 13402 | 9,140 ± 0,219 | 1,014 ± 0,025 | 1,225 ± 0,009 | 2,0485 ± 0,0036 | 1,842 ± 0,007 | 2,514 ± 0,020 | 1,284 ± 0,161 | 1,452 ± 0,183 | 58,14 ± 7,30 | 3,55 ± 0,46 |
| MD04 2811-182 | 15604 | 8,433 ± 0,206 | 1,116 ± 0,028 | 1,343 ± 0,018 | 2,2333 ± 0,0033 | 2,209 ± 0,016 | 3,452 ± 0,040 | 1,989 ± 0,192 | 2,295 ± 0,221 | 36,78 ± 3,55 | 2,47 ± 0,25 |
| MD04 2811-212 | 17028 | 7,052 ± 0,153 | 1,151 ± 0,025 | 1,512 ± 0,014 | 2,2722 ± 0,0035 | 2,306 ± 0,013 | 3,443 ± 0,033 | 1,913 ± 0,195 | 2,236 ± 0,229 | 37,76 ± 3,86 | 2,62 ± 0,28 |
| MD04 2811-242 | 18613 | 5,996 ± 0,129 | 1,004 ± 0,022 | 1,083 ± 0,008 | 2,5407 ± 0,0041 | 1,986 ± 0,010 | 2,757 ± 0,022 | 1,325 ± 0,164 | 1,571 ± 0,195 | 53,72 ± 6,67 | 3,25 ± 0,41 |

^a incertitudes à 1-sigma^b incertitudes à 2-sigma

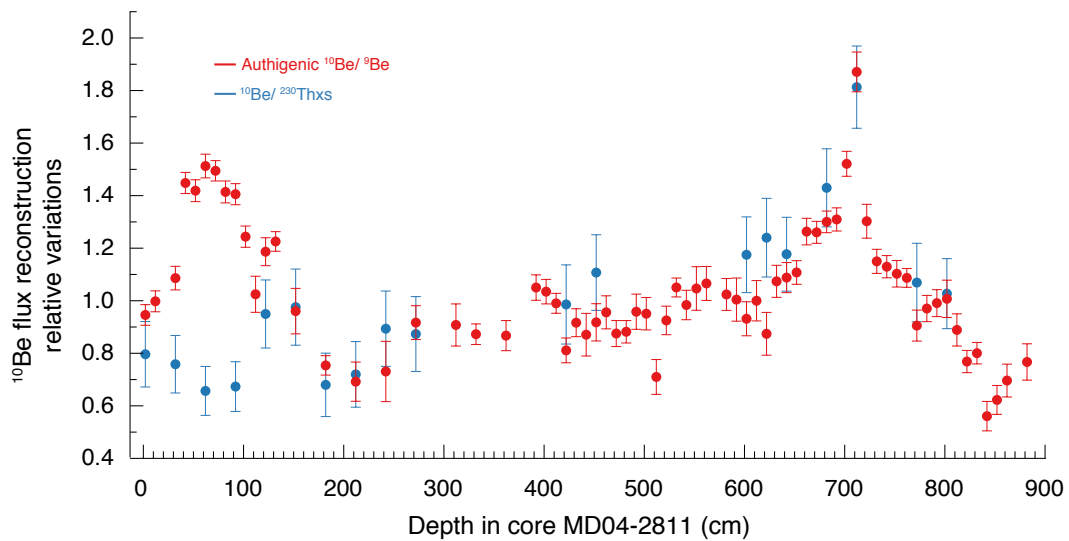


Figure A.1. Variation des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques (en rouge) et des flux de ^{10}Be normalisés au $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ (en bleu) le long de la carotte MD04-2811, exprimés relativement à leurs moyennes respectives calculées sur l'intervalle 20-50 ka. Les incertitudes associées aux rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques correspondent à 1-sigma et celles associées aux rapports $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ à 2-sigma.

Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios variation (red dots) and $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized ^{10}Be fluxes (blue dots) along the MD04-2811 core, expressed relative to their respective averages calculated over the 20-50 ka interval. The uncertainties associated with authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios are 1-sigma and those associated with $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ ratios are 2-sigma.

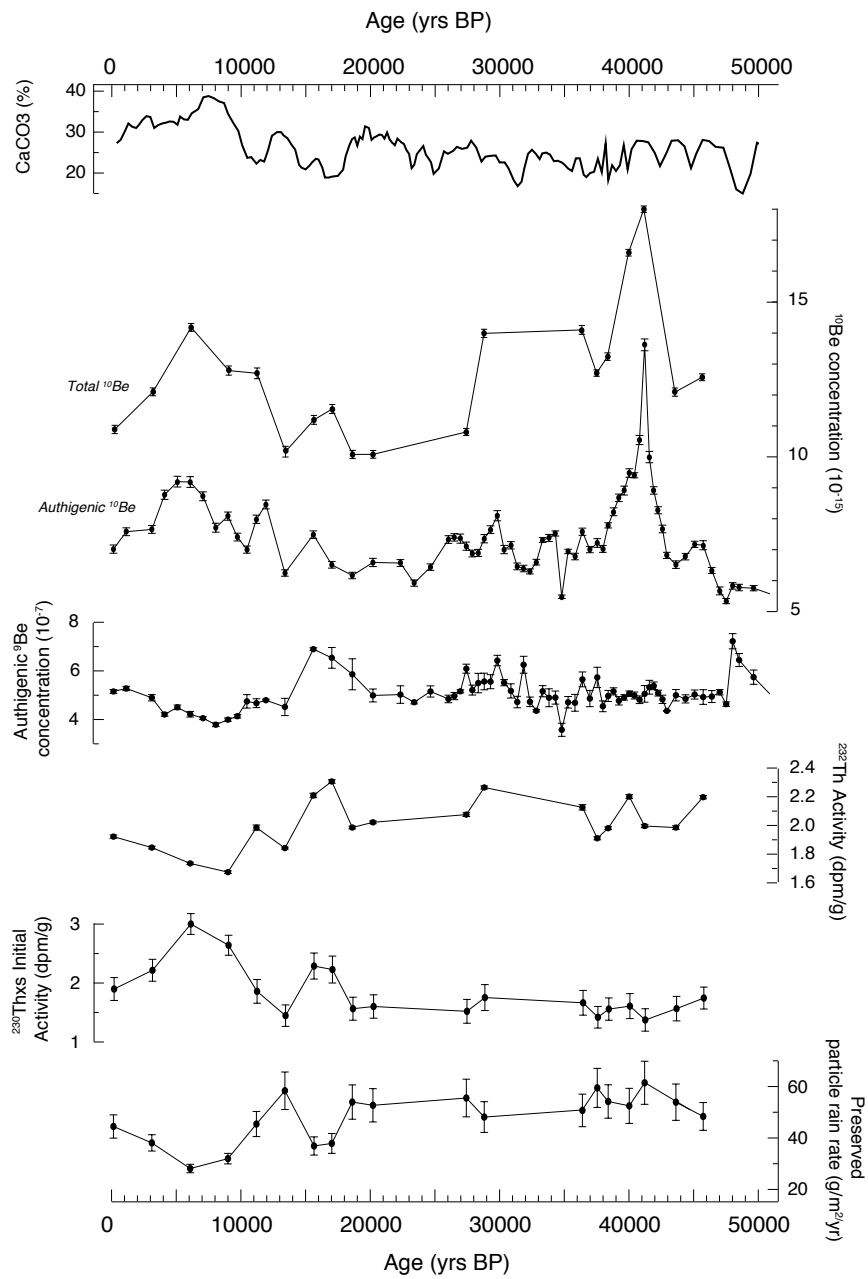


Figure A.2. Paramètres géochimiques mesurés le long de la carotte MD04-2811. *Geochemical measurements along core MD04-2811.*

Annexe B

Matériel supplémentaire pour le Chapitre 3

Supplementary material for Chapter 3

Cette annexe peut être trouvée dans la version en ligne de la publication Ménabréaz *et al.* (2011), à l'adresse <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.037>

This appendix can be found in the online version of the paper Ménabréaz et al. (2011), at <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.037>

Table B.1: re-calibrated AMS ^{14}C ages obtained on core MD95-2042.

| Study | Sample | Sample depth in core MD95-2042 (cm) | ^{14}C Age* (^{14}C yrs BP) | Corresponding depth in core MD04-2811 (cm) | Calibrated Age (yrs BP) |
|--------------------------|------------|-------------------------------------|--|--|-------------------------|
| Bard et al. (2004) | OS-40272 | 459 | 13100±140 | 178 | 15840±623 |
| Bard et al. (2004) | OS-39555 | 460 | 13150±130 | 179 | 15902.5±633.5 |
| Bard et al. (2004) | OS-40273 | 540 | 14250±150 | 214 | 17323±336 |
| Bard et al. (2004) | OS-40268 | 659 | 16400±220 | 267 | 19638±275 |
| Shackleton et al. (2004) | GifA100547 | 800 | 19520±420 | 326 | 23223.5±632.5 |
| Bard et al. (2004) | OS-39557 | 842 | 20600±280 | 348 | 24613.5±394.5 |
| Bard et al. (2004) | OS-40270 | 919 | 21900±320 | 386 | 26345±513 |
| Bard et al. (2004) | OS-39558 | 922 | 22000±340 | 387 | 26434±546.5 |
| Shackleton et al. (2004) | GifA100548 | 1012 | 24350±540 | 430 | 29051±615 |
| Bard et al. (2004) | OS-39559 | 1020 | 24600±400 | 434 | 29466.5±690.5 |
| Shackleton et al. (2004) | GifA100549 | 1048 | 25160±580 | 448 | 29992±551 |
| Bard et al. (2004) | OS-40271 | 1079 | 25800±440 | 464 | 30640±389 |
| Shackleton et al. (2004) | GifA100550 | 1175 | 28430±780 | 528 | 32852.5±1318.5 |
| Bard et al. (2004) | OS-39305 | 1200 | 28900±660 | 544 | 33528.5±1028.5 |
| Shackleton et al. (2004) | GifA100551 | 1216 | 29350±720 | 555 | 33834.5±1006.5 |
| Bard et al. (2004) | OS-39306 | 1280 | 31000±840 | 596 | 35619.5±813.5 |
| Shackleton et al. (2004) | KIA14285 | 1336 | 33720±1440 | 632 | 38538.5±1799.5 |
| Bard et al. (2004) | OS-39307 | 1362 | 34100±1140 | 652 | 38984±1609 |
| Bard et al. (2004) | OS-39308 | 1379 | 34600±1240 | 666 | 39781.5±1404.5 |
| Shackleton et al. (2004) | KIA15625 | 1404 | 35410±1200 | 687 | 40308.5±1290.5 |
| Shackleton et al. (2004) | KIA14284 | 1416 | 36040±1940 | 698 | 40695±1813 |
| Shackleton et al. (2004) | GifA100554 | 1439 | 37100±1360 | 718 | 41931±1013 |
| Shackleton et al. (2004) | GifA100555 | 1483 | 41600±2200 | 759 | 45056.5±1797.5 |

* ^{14}C ages are corrected for a 400 yrs sea-surface reservoir age. Errors are 2-sigma.

Calendar ages were obtained with Calib 6.0 software, using INTCAL09 calibration dataset (Reimer et al., 2009)

Table B.2: Portuguese margin $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ stacked record, and corresponding ^{10}Be -based VDM record.

| Age (yrs BP) | $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ Stacked record (10^{-8}) * | VDM * | number n_i of data points used for averaging |
|-------------------------|---|-----------|--|
| 20208 | 1.32±0.08 | 6.25±0.36 | 1 |
| 22333 | 1.31±0.10 | 6.35±0.47 | 1 |
| 23396 | 1.26±0.03 | 6.76±0.16 | 1 |
| 24658 | 1.25±0.06 | 6.83±0.33 | 1 |
| 26966 | 1.41±0.12 | 5.56±0.46 | 2 |
| 27466 | 1.32±0.14 | 6.24±0.67 | 4 |
| 27966 | 1.23±0.09 | 7.00±0.49 | 4 |
| 28466 | 1.26±0.08 | 6.75±0.42 | 3 |
| 28966 | 1.31±0.11 | 6.31±0.49 | 3 |
| 29466 | 1.29±0.09 | 6.44±0.41 | 2 |
| 29966 | 1.27±0.04 | 6.62±0.21 | 3 |
| 30466 | 1.30±0.08 | 6.43±0.38 | 3 |
| 30966 | 1.37±0.01 | 5.83±0.04 | 2 |
| 31466 | 1.19±0.26 | 7.36±1.59 | 3 |
| 31966 | 1.08±0.36 | 8.35±2.77 | 2 |
| 32466 | 1.48±0.11 | 5.05±0.36 | 2 |
| 32966 | 1.49±0.11 | 5.00±0.35 | 3 |
| 33466 | 1.41±0.10 | 5.59±0.40 | 3 |
| 33966 | 1.53±0.02 | 4.74±0.07 | 2 |
| 34466 | 1.54±0.09 | 4.68±0.27 | 1 |
| 34966 | 1.35±0.18 | 6.01±0.76 | 2 |
| 35466 | 1.26±0.22 | 6.72±1.17 | 4 |
| 35966 | 1.27±0.24 | 6.63±1.23 | 4 |
| 36466 | 1.34±0.17 | 6.13±0.75 | 3 |
| 36966 | 1.30±0.16 | 6.43±0.80 | 3 |
| 37466 | 1.16±0.19 | 7.58±1.20 | 5 |
| 37966 | 1.34±0.30 | 6.12±1.38 | 6 |
| 38466 | 1.55±0.22 | 4.60±0.64 | 5 |
| 38966 | 1.61±0.28 | 4.22±0.73 | 5 |
| 39466 | 1.71±0.23 | 3.59±0.47 | 4 |
| 39966 | 1.80±0.20 | 3.15±0.35 | 7 |
| 40466 | 1.92±0.21 | 2.57±0.28 | 7 |
| 40966 | 1.89±0.52 | 2.68±0.74 | 5 |
| 41466 | 1.67±0.33 | 3.86±0.75 | 6 |
| 41966 | 1.64±0.11 | 4.01±0.26 | 4 |
| 42466 | 1.56±0.08 | 4.49±0.21 | 5 |
| 42966 | 1.44±0.37 | 5.34±1.36 | 5 |
| 43466 | 1.02±0.27 | 8.86±2.31 | 3 |
| 43966 | 1.30±0.14 | 6.43±0.69 | 3 |
| 44466 | 1.20±0.29 | 7.29±1.73 | 2 |
| 44966 | 1.17±0.28 | 7.53±1.79 | 3 |
| 45466 | 1.35±0.25 | 6.03±1.09 | 3 |
| 45966 | 1.22±0.23 | 7.08±1.34 | 5 |
| 46466 | 1.26±0.05 | 6.75±0.27 | 2 |
| 46966 | 1.12±0.08 | 7.98±0.52 | 2 |
| 47466 | 1.13±0.04 | 7.83±0.23 | 2 |
| 47966 | 1.02±0.23 | 8.89±1.93 | 3 |
| 48466 | 8.61±0.08 | 10.5±1.0 | 3 |
| 48966 | 8.96±0.04 | 10.1±0.5 | 1 |
| 49466 | 9.99±0.02 | 9.11±0.11 | 2 |
| 49966 | 9.99±0.01 | 9.11±0.10 | 2 |
| 50466 | 1.07±0.03 | 8.39±0.18 | 1 |
| 50966 | 1.02±0.10 | 8.92±0.82 | 2 |
| mean ± std. dev. | 1.32±0.24 | 6.45±1.80 | |
| mean ± SDOM | 1.33±0.04 | 6.45±0.24 | |

* Uncertainties are 1σ . and rounded to the higher value

Beyond 24658 yrs BP, weighted means were calculated for each 1000 years time window:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N w_i x_i}{\sum_{i=1}^N w_i}$$

Where w_i is the sample weight, defined as $1/\sigma^2$.

The unbiased weighted estimator of the sample variance can be computed as:

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^N w_i \cdot \sum_{i=1}^N w_i (x_i - \bar{x})^2}{(\sum_{i=1}^N w_i)^2 - \sum_{i=1}^N w_i^2}$$

Associated uncertainties were calculated as the corresponding standard deviation i.e the square root of the above variance.

Calibrating to virtual dipole moments:

Fig. B.3. Calibration of the measured authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios using absolute paleointensity values provided by the GEOMAGIA-50 database (Korhonen et al., 2008), and the polynomial fit used to derive Virtual Dipole Moments (VDM): $y = 21.963 - 1.5867 \cdot 10^9 x + 3.0098 \cdot 10^{16} x^2$. The GEOMAGIA-50 data collection is currently the most comprehensive for the last 50 ka BP. Paleomagnetic intensity determinations selected for this calibration were all performed on volcanic material (lava flows from different locations, see Table B.3) with partial Thermoremanent Magnetization (pTRM) checks. The VDM minimum value associated to the maximum ^{10}Be production was determined on an Iceland lava flow recording the Laschamp excursion (Levi *et al.*, 1990), and K-Ar dated at 40.9 ± 7.8 ka BP. Median VDM cluster include 28 paleointensity determinations, for most of which age uncertainty is not available. This justifies the use of such a cluster. Similarly, maximum VDM values include 4 intensity determinations.

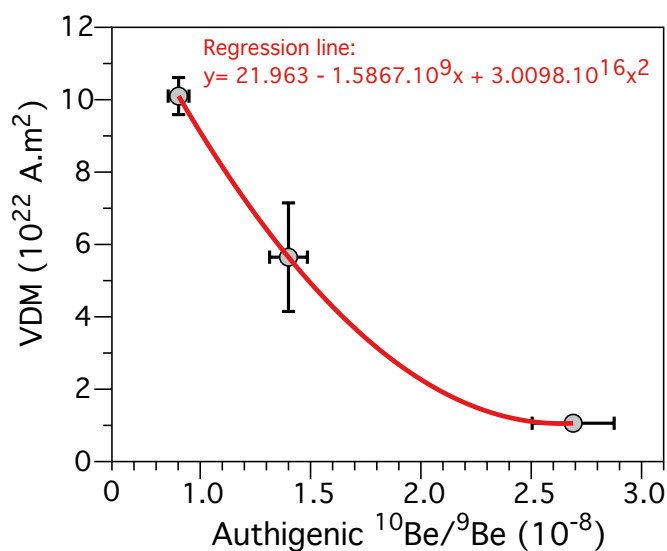


Table B.3: Absolute paleointensity dataset used for the calibration. These data are provided by the GEOMAGIA-50 database.

| Age (yrs BP) | Age uncertainty (1 σ) | VDM (10 ²² A.m ²) | Site | Dating method | Study |
|--------------|-------------------------------|--|--------------------|---------------------|-----------------------|
| 46000 | 22000 | 6.16±0.41 | South Indian Ocean | [1] | Carvalho et al., 2003 |
| 43000 | – | 4.36±1.48 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 42221 | – | 6.16±1.98 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 41897 | – | 4.65±0.34 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 40900 | 7800 | 1.06±0.05 | Iceland | [2] | Levi et al., 1990 |
| 40108 | – | 4.36 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 39741 | – | 5.07±0.56 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 39392 | – | 5.22±1.04 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 38701 | – | 5.68±1.52 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 38549 | – | 5.72±1.16 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 38509 | 5749 | 1.22±0.38 | France | [1];[2];[3];[4] | Roperch et al., 1988 |
| 38509 | 5749 | 1.28±0.09 | France | [1];[2];[3];[4] | Roperch et al., 1988 |
| 38509 | 5749 | 1.1±0.1 | France | [1];[2];[3];[4] | Roperch et al., 1988 |
| 38086 | – | 9.38±0.85 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 37936 | – | 10.29±0.85 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 37785 | – | 10.58±0.54 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 37050 | 160 | 10.15±1.47 | Mexico | [5] | Morales et al., 2001 |
| 37000 | 7000 | 3.42±0.43 * | Mexico | [1] | Bohnel et al., 2009 |
| 35091 | – | 4.06±0.78 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 34772 | – | 7.29±1.21 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 34444 | – | 8.26±0.83 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 34129 | – | 7.72±2.27 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 33652 | – | 5.17±0.05 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 33347 | – | 8.19 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 32749 | – | 6.97±0.05 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 32466 | – | 4.68±1.55 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 32337 | – | 5.35 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 30256 | – | 6.83±0.57 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 29000 | – | 4.78±0.24 | Japan | [5] | Takai et al., 2002 |
| 26029 | – | 6.2±0.1 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 24000 | 15000 | 3.67±0.55 | South Indian Ocean | [1] | Carvalho et al., 2003 |
| 21519 | – | 5.42±0.61 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 21010 | – | 4.81±0.91 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 21000 | – | 2.85±0.55 * | Mexico | [3];[5];[6];[7];[8] | Bohnel et al., 2009 |
| 20645 | – | 6.46±0.35 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |
| 20375 | – | 8.65±0.78 | Hawaii | [1] | Teanby et al., 2002 |

All absolute paleointensity determinations were performed on lavas, using double heating with pTRM-checks. VDM data marked with * were determined by Microwave with pTRM-checks. – correspond to unavailable age uncertainties.

Dating methods are labelled from 1 to 8 as follows:

- [1]:Ar-Ar
- [2]:K-Ar
- [3]:Thermoluminescence
- [4]:U-Th
- [5]:Calibrated 14C
- [6]:Archeological
- [7]:Historical
- [8]:Archeomagnetic

Table B.3. References :

- Bohnel** H., Dekkers M., Delgado-Argote L.A., Gratton M.N. 2009 *Geophys. J. Int.* 177 383-394
- Carvalho**,C., Camps P., Ruffet G., Henry B., Poidras T., 2003. *Geophys. J. Int.* 154, 767-782
- Korhonen** K., Donadini, F., Riisager, P., Pesonen, L., 2008. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (4), Q04029, doi: 10.1029/2007GC001893
- Levi** S., Audunsson H., Duncan R.A., Kristjansson L., Gillot P.-Y., Jakobsson S.P., 1990. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 443-457
- Morales** J., Goguitchaitchvili A., Urritia-Fucucgauchi J. 2001. *Earth Planets Space* 53, 893-902
- Roperch** P., Bonhommet N., Levi S., 1988. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 209-219
- Takai** A., Shibuya H., Yoshihara A., Hamano Y., 2002. *Phys. Earth Planet. Inter.* 133, 159-179
- Teanby** N., Laj C., Gubbin D., Pringle M., 2002. *Phys. Earth Planet. Inter.* 131, 101-140
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.

Annexe C

Matériel supplémentaire pour le Chapitre 4

Supplementary material for Chapter 4

Table C.1: Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ marine stacked record, and corresponding ^{10}Be -based VDM record.

| Age (BP) | Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ stack (10^{-8}) | VDM (10^{22} A. 2) |
|-----------|--|---------------------------|
| 20572 | 0.90 ± 0.03 | 6.4 ± 0.4 |
| 21072 | 0.87 ± 0.04 | 6.7 ± 0.6 |
| 22072 | 0.91 ± 0.10 | 6.2 ± 1.3 |
| 22572 | 0.90 ± 0.02 | 6.4 ± 0.3 |
| 23072 | 0.88 ± 0.01 | 6.7 ± 0.1 |
| 23572 | 0.86 ± 0.01 | 6.9 ± 0.2 |
| 24572 | 0.86 ± 0.01 | 7.0 ± 0.1 |
| 25072 | 0.86 ± 0.01 | 7.0 ± 0.1 |
| 25572 | 1.05 ± 0.07 | 4.0 ± 0.5 |
| 26072 | 1.04 ± 0.07 | 4.2 ± 0.6 |
| 26572 | 1.00 ± 0.04 | 4.8 ± 0.3 |
| 27072 | 0.94 ± 0.09 | 5.6 ± 1.1 |
| 27572 | 0.90 ± 0.08 | 6.4 ± 1.1 |
| 28072 | 0.89 ± 0.04 | 6.4 ± 0.5 |
| 28572 | 0.89 ± 0.02 | 6.4 ± 0.4 |
| 29072 | 0.92 ± 0.03 | 5.9 ± 0.4 |
| 29572 | 0.93 ± 0.04 | 5.9 ± 0.6 |
| 30072 | 0.94 ± 0.09 | 5.6 ± 1.0 |
| 30572 | 0.97 ± 0.07 | 5.2 ± 0.8 |
| 31072 | 0.93 ± 0.04 | 5.7 ± 0.4 |
| 31572 | 0.93 ± 0.15 | 5.8 ± 1.8 |
| 32072 | 0.95 ± 0.16 | 5.5 ± 1.9 |
| 32572 | 0.99 ± 0.06 | 4.9 ± 0.6 |
| 33072 | 0.99 ± 0.05 | 4.9 ± 0.5 |
| 33572 | 0.99 ± 0.04 | 4.9 ± 0.4 |
| 34072 | 1.06 ± 0.02 | 3.9 ± 0.1 |
| 34572 | 1.03 ± 0.08 | 4.3 ± 0.6 |
| 35072 | 0.98 ± 0.06 | 5.0 ± 0.6 |
| 35572 | 0.92 ± 0.12 | 5.9 ± 1.5 |
| 36072 | 0.97 ± 0.16 | 5.2 ± 1.7 |
| 36572 | 0.98 ± 0.11 | 5.0 ± 1.1 |
| 37072 | 0.96 ± 0.07 | 5.4 ± 0.8 |
| 37572 | 0.93 ± 0.13 | 5.8 ± 1.6 |
| 38072 | 1.02 ± 0.20 | 4.4 ± 1.7 |
| 38572 | 1.06 ± 0.22 | 3.9 ± 1.6 |
| 39072 | 1.09 ± 0.22 | 3.6 ± 1.4 |
| 39572 | 1.22 ± 0.09 | 2.3 ± 0.4 |
| 40072 | 1.29 ± 0.18 | 1.7 ± 0.5 |
| 40572 | 1.49 ± 0.21 | 1.1 ± 0.3 |
| 41072 | 1.52 ± 0.26 | 1.1 ± 0.4 |
| 41572 | 1.33 ± 0.31 | 1.5 ± 0.7 |
| 42072 | 1.23 ± 0.15 | 2.2 ± 0.5 |
| 42572 | 1.13 ± 0.08 | 3.1 ± 0.4 |
| 43072 | 1.05 ± 0.25 | 4.2 ± 2.0 |
| 43572 | 0.92 ± 0.28 | 5.9 ± 3.6 |
| 44072 | 0.95 ± 0.10 | 5.4 ± 1.1 |
| 44572 | 0.09 ± 0.15 | 6.3 ± 2.2 |
| 45072 | 0.82 ± 0.12 | 7.8 ± 2.2 |
| 45572 | 0.90 ± 0.13 | 6.4 ± 1.8 |
| 46072 | 0.90 ± 0.07 | 6.2 ± 1.0 |
| 46572 | 0.86 ± 0.07 | 7.0 ± 1.1 |
| 47072 | 0.83 ± 0.07 | 7.5 ± 1.2 |
| 47572 | 0.74 ± 0.15 | 9.5 ± 3.9 |
| 48072 | 0.67 ± 0.10 | 10.9 ± 3.1 |
| 48572 | 0.70 ± 0.06 | 10.2 ± 1.9 |
| 49072 | 0.68 ± 0.04 | 10.8 ± 1.3 |
| 49572 | 0.73 ± 0.04 | 9.7 ± 1.1 |
| 50072 | 0.76 ± 0.06 | 9.0 ± 1.5 |
| 50572 | 0.79 ± 0.04 | 8.3 ± 0.8 |
| 51072 | 0.71 ± 0.07 | 10.0 ± 1.9 |
| 51572 | 0.68 ± 0.07 | 10.7 ± 2.1 |

errors are 1-sigma

Annexe D

Matériel supplémentaire pour le Chapitre 5

Supplementary material for Chapter 5

Table D.1: Résultat des mesures AMS, concentrations en ^{10}Be authigénique et ^9Be authigénique, et rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ calculés des échantillons de la séquence MD05-2930.

| Echantillon: profondeur dans la carotte MD05-2930 | Age (ka BP) | Poids de sédiment traité (g) | $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré (10^{-11}) * | $[^{10}\text{Be}]_{\text{auth.}}$ corrigée de la décroissance (10^{-15}g/g) * | $[^9\text{Be}]_{\text{authigénique}}$ (10^{-7}g/g) * | $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigénique (10^{-8}) * |
|---|-------------|------------------------------|--|--|---|---|
| MD05-2930_1401 | 265 | 1,03 | 2,984 ± 0,043 | 9,43 ± 0,14 | 3,15 ± 0,07 | 2,99 ± 0,08 |
| MD05-2930_1411 | 268 | 0,69 | 2,143 ± 0,020 | 10,09 ± 0,10 | 3,38 ± 0,06 | 2,98 ± 0,06 |
| MD05-2930_1421 | 270 | 1,03 | 3,196 ± 0,022 | 10,21 ± 0,08 | 3,55 ± 0,07 | 2,87 ± 0,06 |
| MD05-2930_1431 | 272 | 1,12 | 3,014 ± 0,048 | 8,93 ± 0,15 | 3,19 ± 0,19 | 2,80 ± 0,17 |
| MD05-2930_1441 | 274 | 0,87 | 2,237 ± 0,021 | 8,51 ± 0,09 | 3,58 ± 0,06 | 2,37 ± 0,05 |
| MD05-2930_1451 | 277 | 0,93 | 2,781 ± 0,020 | 9,78 ± 0,08 | 3,09 ± 0,05 | 3,16 ± 0,05 |
| MD05-2930_1461 | 279 | 1,04 | 3,164 ± 0,051 | 10,27 ± 0,17 | 2,80 ± 0,19 | 3,68 ± 0,25 |
| MD05-2930_1471 | 281 | 0,90 | 2,865 ± 0,029 | 10,65 ± 0,11 | 2,80 ± 0,07 | 3,81 ± 0,10 |
| MD05-2930_1481 | 284 | 0,81 | 2,373 ± 0,018 | 9,93 ± 0,08 | 2,72 ± 0,04 | 3,65 ± 0,06 |
| MD05-2930_1491 | 286 | 1,02 | 2,877 ± 0,044 | 9,47 ± 0,15 | 3,05 ± 0,14 | 3,11 ± 0,15 |
| MD05-2930_1501 | 288 | 0,81 | 2,517 ± 0,019 | 10,48 ± 0,08 | 3,34 ± 0,02 | 3,14 ± 0,03 |
| MD05-2930_1511 | 291 | 1,00 | 3,055 ± 0,023 | 10,27 ± 0,08 | 3,19 ± 0,05 | 3,22 ± 0,06 |
| MD05-2930_1521 | 293 | 0,95 | 2,448 ± 0,039 | 8,63 ± 0,14 | 3,24 ± 0,20 | 2,66 ± 0,17 |
| MD05-2930_1531 | 295 | 1,10 | 2,571 ± 0,019 | 7,83 ± 0,06 | 3,19 ± 0,03 | 2,45 ± 0,03 |
| MD05-2930_1541 | 297 | 0,98 | 1,950 ± 0,019 | 6,70 ± 0,07 | 2,66 ± 0,03 | 2,52 ± 0,04 |
| MD05-2930_1551 | 300 | 1,05 | 2,263 ± 0,040 | 7,20 ± 0,13 | 3,42 ± 0,08 | 2,11 ± 0,06 |
| MD05-2930_1561 | 302 | 0,92 | 2,476 ± 0,024 | 8,89 ± 0,09 | 3,87 ± 0,04 | 2,30 ± 0,03 |
| MD05-2930_1571 | 304 | 1,10 | 3,174 ± 0,022 | 9,17 ± 0,07 | 2,93 ± 0,06 | 3,13 ± 0,06 |
| MD05-2930_1581 | 307 | 1,02 | 2,722 ± 0,043 | 8,96 ± 0,14 | 2,79 ± 0,05 | 3,20 ± 0,08 |
| MD05-2930_1591 | 309 | 1,03 | 3,041 ± 0,021 | 9,92 ± 0,07 | 3,00 ± 0,06 | 3,31 ± 0,07 |
| MD05-2930_1601 | 311 | 0,85 | 2,170 ± 0,016 | 8,63 ± 0,07 | 2,73 ± 0,09 | 3,16 ± 0,11 |
| MD05-2930_1611 | 314 | 0,88 | 2,166 ± 0,033 | 8,25 ± 0,13 | 3,08 ± 0,11 | 2,68 ± 0,11 |
| MD05-2930_1621 | 316 | 0,54 | 1,408 ± 0,013 | 8,83 ± 0,08 | 2,60 ± 0,05 | 3,40 ± 0,08 |
| MD05-2930_1631 | 318 | 1,04 | 2,874 ± 0,022 | 9,33 ± 0,07 | 3,26 ± 0,08 | 2,86 ± 0,07 |
| MD05-2930_1641 | 320 | 0,76 | 1,978 ± 0,055 | 8,70 ± 0,24 | 2,91 ± 0,11 | 2,99 ± 0,14 |
| MD05-2930_1651 | 323 | 0,75 | 1,969 ± 0,016 | 8,78 ± 0,07 | 2,70 ± 0,06 | 3,25 ± 0,07 |
| MD05-2930_1661 | 325 | 0,74 | 1,942 ± 0,019 | 8,68 ± 0,09 | 2,74 ± 0,04 | 3,16 ± 0,06 |
| MD05-2930_1671 | 328 | 0,97 | 1,940 ± 0,054 | 6,70 ± 0,19 | 3,17 ± 0,08 | 2,11 ± 0,08 |
| MD05-2930_1681 | 332 | 0,70 | 1,281 ± 0,014 | 6,11 ± 0,07 | 3,19 ± 0,05 | 1,92 ± 0,04 |
| MD05-2930_1691 | 335 | 0,89 | 1,767 ± 0,015 | 6,59 ± 0,06 | 3,15 ± 0,04 | 2,09 ± 0,03 |
| MD05-2930_1701 | 338 | 0,91 | 1,994 ± 0,074 | 7,24 ± 0,27 | 3,26 ± 0,08 | 2,22 ± 0,10 |
| MD05-2930_1711 | 342 | 1,03 | 2,040 ± 0,021 | 6,65 ± 0,07 | 2,68 ± 0,04 | 2,49 ± 0,05 |
| MD05-2930_1721 | 345 | 0,67 | 1,068 ± 0,015 | 5,14 ± 0,07 | 2,09 ± 0,07 | 2,47 ± 0,08 |
| MD05-2930_1731 | 348 | 0,89 | 1,547 ± 0,073 | 5,80 ± 0,28 | 3,04 ± 0,06 | 1,91 ± 0,10 |
| MD05-2930_1741 | 350 | 1,12 | 2,418 ± 0,017 | 6,87 ± 0,05 | 2,43 ± 0,07 | 2,83 ± 0,08 |
| MD05-2930_1751 | 353 | 1,02 | 2,288 ± 0,0192 | 7,51 ± 0,07 | 2,43 ± 0,07 | 3,09 ± 0,09 |
| MD05-2930_1761 | 355 | 1,02 | 2,528 ± 0,057 | 8,26 ± 0,19 | 2,89 ± 0,10 | 2,85 ± 0,12 |
| MD05-2930_1771 | 358 | 1,28 | 3,281 ± 0,020 | 8,64 ± 0,06 | 2,95 ± 0,02 | 2,93 ± 0,03 |
| MD05-2930_1781 | 361 | 1,12 | 2,714 ± 0,022 | 8,15 ± 0,07 | 2,60 ± 0,01 | 3,13 ± 0,03 |
| MD05-2930_1791 | 363 | 0,81 | 1,828 ± 0,061 | 7,45 ± 0,25 | 3,06 ± 0,04 | 2,44 ± 0,09 |
| MD05-2930_1801 | 366 | 0,77 | 1,819 ± 0,016 | 8,02 ± 0,07 | 3,09 ± 0,09 | 2,59 ± 0,08 |
| MD05-2930_1811 | 368 | 0,98 | 2,512 ± 0,015 | 8,50 ± 0,05 | 2,48 ± 0,05 | 3,43 ± 0,07 |
| MD05-2930_1821 | 371 | 1,00 | 2,585 ± 0,046 | 8,64 ± 0,16 | 3,24 ± 0,10 | 2,67 ± 0,09 |
| MD05-2930_1831 | 374 | 1,15 | 3,252 ± 0,021 | 9,41 ± 0,06 | 2,85 ± 0,05 | 3,30 ± 0,06 |
| MD05-2930_1841 | 376 | 1,25 | 3,451 ± 0,021 | 9,25 ± 0,06 | 3,14 ± 0,06 | 2,95 ± 0,06 |
| MD05-2930_1851 | 379 | 1,11 | 3,180 ± 0,051 | 9,58 ± 0,16 | 3,27 ± 0,09 | 2,93 ± 0,09 |
| MD05-2930_1861 | 381 | 1,19 | 3,482 ± 0,022 | 9,80 ± 0,06 | 2,92 ± 0,05 | 3,36 ± 0,06 |
| MD05-2930_1871 | 384 | 1,30 | 3,401 ± 0,028 | 8,73 ± 0,07 | 3,31 ± 0,07 | 2,64 ± 0,06 |
| MD05-2930_1881 | 387 | 0,92 | 2,460 ± 0,043 | 8,93 ± 0,16 | 4,18 ± 0,04 | 2,14 ± 0,05 |
| MD05-2930_1891 | 389 | 0,86 | 2,091 ± 0,018 | 8,13 ± 0,07 | 3,03 ± 0,03 | 2,69 ± 0,04 |
| MD05-2930_1901 | 392 | 1,13 | 3,292 ± 0,020 | 9,77 ± 0,06 | 3,59 ± 0,14 | 2,72 ± 0,10 |
| MD05-2930_1911 | 394 | 0,95 | 2,579 ± 0,054 | 9,07 ± 0,19 | 3,30 ± 0,13 | 2,75 ± 0,11 |
| MD05-2930_1921 | 397 | 0,79 | 2,111 ± 0,017 | 8,90 ± 0,07 | 2,79 ± 0,08 | 3,20 ± 0,09 |
| MD05-2930_1931 | 400 | 0,90 | 2,308 ± 0,020 | 8,54 ± 0,08 | 2,72 ± 0,06 | 3,14 ± 0,08 |
| MD05-2930_1941 | 402 | 1,02 | 2,347 ± 0,043 | 7,65 ± 0,14 | 2,38 ± 0,00 | 3,22 ± 0,06 |
| MD05-2930_1951 | 405 | 0,99 | 2,600 ± 0,017 | 8,76 ± 0,06 | 2,48 ± 0,07 | 3,54 ± 0,11 |
| MD05-2930_1961 | 407 | 0,82 | 2,275 ± 0,017 | 9,10 ± 0,07 | 2,46 ± 0,08 | 3,70 ± 0,13 |
| MD05-2930_1971 | 410 | 0,99 | 2,691 ± 0,057 | 9,06 ± 0,20 | 3,05 ± 0,04 | 2,97 ± 0,07 |
| MD05-2930_1981 | 413 | 0,99 | 2,683 ± 0,018 | 9,14 ± 0,06 | 2,54 ± 0,08 | 3,60 ± 0,12 |
| MD05-2930_1991 | 415 | 1,21 | 2,849 ± 0,019 | 7,80 ± 0,06 | 3,04 ± 0,08 | 2,57 ± 0,07 |
| MD05-2930_2001 | 418 | 1,05 | 2,169 ± 0,026 | 6,86 ± 0,08 | 2,83 ± 0,08 | 2,43 ± 0,08 |
| MD05-2930_2011 | 420 | 1,25 | 2,547 ± 0,018 | 6,80 ± 0,05 | 2,77 ± 0,08 | 2,45 ± 0,07 |
| MD05-2930_2021 | 423 | 1,23 | 2,468 ± 0,017 | 6,73 ± 0,05 | 2,70 ± 0,09 | 2,49 ± 0,08 |
| MD05-2930_2041 | 428 | 1,06 | 2,464 ± 0,022 | 7,86 ± 0,07 | 2,50 ± 0,03 | 3,14 ± 0,04 |
| MD05-2930_2051 | 431 | 1,16 | 3,197 ± 0,021 | 9,27 ± 0,07 | 2,96 ± 0,13 | 3,13 ± 0,14 |
| MD05-2930_2061 | 433 | 1,06 | 3,049 ± 0,029 | 9,49 ± 0,09 | 3,04 ± 0,06 | 3,12 ± 0,06 |
| MD05-2930_2071 | 436 | 1,20 | 3,401 ± 0,026 | 9,49 ± 0,07 | 2,94 ± 0,04 | 3,23 ± 0,15 |
| MD05-2930_2081 | 438 | 1,02 | 2,034 ± 0,018 | 6,68 ± 0,06 | 2,56 ± 0,05 | 2,60 ± 0,05 |
| MD05-2930_2091 | 441 | 0,62 | 1,137 ± 0,022 | 6,10 ± 0,12 | 2,51 ± 0,08 | 2,43 ± 0,09 |
| MD05-2930_2101 | 443 | 1,07 | 2,334 ± 0,022 | 7,34 ± 0,07 | 2,39 ± 0,11 | 3,06 ± 0,14 |
| MD05-2930_2111 | 445 | 1,07 | 2,901 ± 0,019 | 9,02 ± 0,06 | 2,66 ± 0,02 | 3,38 ± 0,03 |
| MD05-2930_2121 | 447 | 1,21 | 3,462 ± 0,039 | 9,58 ± 0,11 | 3,11 ± 0,03 | 3,08 ± 0,05 |
| MD05-2930_2131 | 450 | 1,18 | 3,052 ± 0,024 | 8,73 ± 0,07 | 2,80 ± 0,03 | 3,12 ± 0,04 |
| MD05-2930_2141 | 452 | 0,95 | 2,356 ± 0,019 | 8,33 ± 0,07 | 2,84 ± 0,02 | 2,93 ± 0,03 |
| MD05-2930_2151 | 454 | 0,99 | 1,594 ± 0,027 | 5,43 ± 0,10 | 3,18 ± 0,06 | 1,71 ± 0,04 |
| MD05-2930_2161 | 456 | 0,91 | 1,906 ± 0,015 | 7,02 ± 0,06 | 3,16 ± 0,04 | 2,22 ± 0,04 |
| MD05-2930_2181 | 461 | 0,80 | 2,257 ± 0,025 | 9,47 ± 0,11 | 4,15 ± 0,08 | 2,28 ± 0,05 |
| MD05-2930_2191 | 463 | 0,86 | 1,824 ± 0,014 | 7,11 ± 0,06 | 4,22 ± 0,04 | 1,68 ± 0,02 |
| MD05-2930_2201 | 466 | 1,09 | 2,737 ± 0,018 | 8,28 ± 0,06 | 4,07 ± 0,09 | 2,03 ± 0,05 |
| MD05-2930_2211 | 468 | 0,99 | 2,593 ± 0,021 | 8,71 ± 0,07 | 4,48 ± 0,04 | 1,94 ± 0,03 |
| MD05-2930_2221 | 470 | 1,21 | 3,001 ± 0,024 | 8,36 ± 0,07 | 3,58 ± 0,06 | 2,34 ± 0,04 |
| MD05-2930_2231 | 472 | 1,06 | 2,588 ± 0,020 | 8,14 ± 0,07 | 4,17 ± 0,09 | 1,95 ± 0,05 |
| MD05-2930_2241 | 475 | 1,11 | 2,428 ± 0,036 | 7,33 ± 0,11 | 4,19 ± 0,10 | 1,75 ± 0,05 |
| MD05-2930_2251 | 477 | 1,16 | 2,252 ± 0,017 | 6,49 ± 0,05 | 3,59 ± 0,04 | 1,81 ± 0,03 |
| MD05-2930_2261 | 479 | 0,89 | 1,801 ± 0,032 | 6,67 ± 0,12 | 4,10 ± 0,06 | 1,63 ± 0,04 |
| MD05-2930_2271 | 481 | 0,85 | 1,295 ± 0,023 | 5,11 ± 0,10 | 4,29 ± 0,13 | 1,19 ± 0,05 |
| MD05-2930_2281 | 484 | 0,86 | 0,664 ± 0,008 | 2,61 ± 0,04 | 2,22 ± 0,01 | 1,18 ± 0,02 |
| MD05-2930_2291 | 486 | 1,01 | 1,867 ± 0,021 | 6,22 ± 0,07 | 3,78 ± 0,09 | 1,64 ± 0,05 |
| MD05-2930_2301 | 488 | 1,04 | 1,948 ± 0,037 | 6,27 ± 0,12 | 2,62 ± 0,04 | 2,39 ± 0,06 |

| | | | | | | |
|----------------|-----|------|---------------|--------------|-------------|-------------|
| MD05-2930_2311 | 490 | 1,05 | 2,215 ± 0,016 | 7,18 ± 0,05 | 2,79 ± 0,02 | 2,58 ± 0,03 |
| MD05-2930_2321 | 493 | 0,96 | 2,416 ± 0,018 | 8,40 ± 0,06 | 3,06 ± 0,06 | 2,75 ± 0,06 |
| MD05-2930_2331 | 495 | 1,16 | 3,052 ± 0,043 | 8,79 ± 0,13 | 3,64 ± 0,02 | 2,42 ± 0,04 |
| MD05-2930_2341 | 497 | 1,12 | 2,864 ± 0,023 | 8,65 ± 0,07 | 3,32 ± 0,06 | 2,61 ± 0,05 |
| MD05-2930_2351 | 498 | 1,14 | 2,920 ± 0,029 | 8,59 ± 0,09 | 3,26 ± 0,04 | 2,63 ± 0,04 |
| MD05-2930_2361 | 500 | 0,87 | 2,059 ± 0,040 | 7,87 ± 0,16 | 3,51 ± 0,16 | 2,24 ± 0,11 |
| MD05-2930_2371 | 502 | 0,75 | 1,652 ± 0,014 | 7,42 ± 0,06 | 3,19 ± 0,02 | 2,33 ± 0,03 |
| MD05-2930_2381 | 503 | 0,96 | 2,014 ± 0,015 | 7,04 ± 0,05 | 2,96 ± 0,03 | 2,38 ± 0,03 |
| MD05-2930_2391 | 505 | 0,51 | 1,046 ± 0,012 | 6,89 ± 0,08 | 2,91 ± 0,15 | 2,37 ± 0,13 |
| MD05-2930_2401 | 507 | 0,94 | 1,949 ± 0,016 | 6,98 ± 0,06 | 2,91 ± 0,03 | 2,40 ± 0,03 |
| MD05-2930_2411 | 509 | 0,96 | 1,966 ± 0,016 | 6,89 ± 0,06 | 2,97 ± 0,04 | 2,32 ± 0,04 |
| MD05-2930_2421 | 510 | 0,73 | 1,516 ± 0,018 | 6,95 ± 0,08 | 3,30 ± 0,08 | 2,11 ± 0,06 |
| MD05-2930_2431 | 512 | 0,84 | 1,705 ± 0,014 | 6,77 ± 0,06 | 3,18 ± 0,04 | 2,13 ± 0,04 |
| MD05-2930_2441 | 514 | 0,97 | 1,871 ± 0,018 | 6,49 ± 0,07 | 2,97 ± 0,01 | 2,18 ± 0,03 |
| MD05-2930_2451 | 515 | 0,45 | 0,991 ± 0,012 | 7,37 ± 0,09 | 3,58 ± 0,17 | 2,06 ± 0,10 |
| MD05-2930_2461 | 517 | 0,86 | 2,182 ± 0,017 | 8,50 ± 0,07 | 2,97 ± 0,03 | 2,86 ± 0,04 |
| MD05-2930_2471 | 519 | 0,94 | 2,360 ± 0,020 | 8,43 ± 0,07 | 2,84 ± 0,05 | 2,97 ± 0,06 |
| MD05-2930_2481 | 520 | 0,58 | 1,567 ± 0,018 | 9,04 ± 0,10 | 3,23 ± 0,09 | 2,80 ± 0,09 |
| MD05-2930_2491 | 522 | 1,11 | 3,106 ± 0,022 | 9,44 ± 0,07 | 3,00 ± 0,10 | 3,14 ± 0,11 |
| MD05-2930_2501 | 525 | 1,06 | 2,813 ± 0,023 | 8,95 ± 0,08 | 3,09 ± 0,03 | 2,90 ± 0,04 |
| MD05-2930_2511 | 527 | 0,72 | 1,767 ± 0,021 | 8,19 ± 0,10 | 3,57 ± 0,03 | 2,29 ± 0,03 |
| MD05-2930_2521 | 530 | 0,83 | 1,949 ± 0,014 | 7,91 ± 0,06 | 2,97 ± 0,08 | 2,66 ± 0,08 |
| MD05-2930_2531 | 532 | 1,10 | 3,295 ± 0,019 | 10,13 ± 0,06 | 3,48 ± 0,07 | 2,91 ± 0,06 |
| MD05-2930_2541 | 535 | 0,60 | 2,054 ± 0,022 | 11,53 ± 0,12 | 3,07 ± 0,12 | 3,76 ± 0,16 |
| MD05-2930_2551 | 538 | 1,00 | 3,640 ± 0,022 | 12,31 ± 0,08 | 3,22 ± 0,11 | 3,82 ± 0,13 |
| MD05-2930_2561 | 540 | 1,10 | 3,857 ± 0,027 | 11,91 ± 0,09 | 3,27 ± 0,09 | 3,88 ± 0,11 |
| MD05-2930_2571 | 543 | 0,53 | 1,686 ± 0,018 | 10,70 ± 0,12 | 3,40 ± 0,04 | 3,15 ± 0,13 |
| MD05-2930_2581 | 545 | 1,19 | 3,202 ± 0,018 | 9,14 ± 0,06 | 3,71 ± 0,13 | 2,46 ± 0,09 |
| MD05-2930_2591 | 548 | 0,78 | 1,988 ± 0,015 | 8,64 ± 0,07 | 3,42 ± 0,07 | 2,53 ± 0,05 |
| MD05-2930_2601 | 552 | 0,60 | 1,596 ± 0,020 | 8,92 ± 0,11 | 3,71 ± 0,04 | 2,40 ± 0,10 |
| MD05-2930_2611 | 557 | 0,85 | 2,341 ± 0,018 | 9,22 ± 0,07 | 3,10 ± 0,08 | 2,97 ± 0,08 |
| MD05-2930_2621 | 561 | 0,98 | 2,787 ± 0,018 | 9,11 ± 0,06 | 3,70 ± 0,05 | 2,46 ± 0,04 |
| MD05-2930_2631 | 565 | 0,83 | 1,956 ± 0,022 | 7,77 ± 0,09 | 3,73 ± 0,06 | 2,08 ± 0,04 |
| MD05-2930_2641 | 570 | 0,88 | 2,016 ± 0,014 | 7,72 ± 0,06 | 3,58 ± 0,13 | 2,16 ± 0,08 |
| MD05-2930_2651 | 574 | 1,06 | 2,264 ± 0,019 | 7,19 ± 0,06 | 4,06 ± 0,03 | 1,77 ± 0,02 |
| MD05-2930_2661 | 577 | 0,75 | 1,586 ± 0,018 | 7,07 ± 0,08 | 3,82 ± 0,08 | 1,85 ± 0,05 |
| MD05-2930_2671 | 580 | 1,11 | 2,519 ± 0,017 | 7,62 ± 0,05 | 4,36 ± 0,16 | 1,75 ± 0,07 |
| MD05-2930_2681 | 582 | 0,81 | 1,745 ± 0,016 | 7,20 ± 0,07 | 3,68 ± 0,13 | 1,96 ± 0,07 |
| MD05-2930_2691 | 585 | 0,79 | 1,760 ± 0,019 | 6,97 ± 0,08 | 3,43 ± 0,09 | 2,03 ± 0,06 |
| MD05-2930_2701 | 587 | 0,88 | 1,934 ± 0,016 | 7,27 ± 0,06 | 2,56 ± 0,05 | 2,83 ± 0,06 |
| MD05-2930_2711 | 589 | 0,73 | 1,540 ± 0,015 | 7,13 ± 0,07 | 2,87 ± 0,06 | 2,49 ± 0,06 |
| MD05-2930_2721 | 591 | 0,59 | 1,306 ± 0,015 | 7,28 ± 0,09 | 2,80 ± 0,11 | 2,60 ± 0,11 |
| MD05-2930_2731 | 593 | 0,88 | 1,904 ± 0,028 | 7,22 ± 0,11 | 2,48 ± 0,06 | 2,91 ± 0,08 |
| MD05-2930_2741 | 595 | 1,10 | 2,426 ± 0,027 | 7,39 ± 0,09 | 2,48 ± 0,18 | 2,98 ± 0,22 |
| MD05-2930_2751 | 597 | 0,76 | 1,869 ± 0,021 | 8,34 ± 0,09 | 3,47 ± 0,10 | 2,40 ± 0,08 |
| MD05-2930_2761 | 599 | 1,10 | 3,343 ± 0,037 | 10,21 ± 0,12 | 3,49 ± 0,07 | 2,93 ± 0,07 |
| MD05-2930_2771 | 601 | 1,10 | 3,871 ± 0,042 | 11,80 ± 0,13 | 4,08 ± 0,08 | 2,89 ± 0,06 |
| MD05-2930_2781 | 602 | 0,99 | 3,547 ± 0,039 | 11,94 ± 0,13 | 3,33 ± 0,10 | 3,58 ± 0,12 |
| MD05-2930_2791 | 603 | 1,06 | 3,334 ± 0,041 | 10,56 ± 0,13 | 3,90 ± 0,07 | 2,71 ± 0,06 |
| MD05-2930_2801 | 604 | 0,86 | 2,355 ± 0,032 | 9,21 ± 0,13 | 3,20 ± 0,12 | 2,87 ± 0,11 |
| MD05-2930_2811 | 605 | 0,68 | 1,566 ± 0,017 | 7,67 ± 0,09 | 3,59 ± 0,08 | 2,14 ± 0,05 |
| MD05-2930_2821 | 606 | 0,81 | 1,597 ± 0,025 | 6,67 ± 0,11 | 3,09 ± 0,08 | 2,16 ± 0,07 |
| MD05-2930_2831 | 607 | 0,91 | 1,924 ± 0,023 | 7,10 ± 0,09 | 3,13 ± 0,07 | 2,27 ± 0,06 |
| MD05-2930_2841 | 608 | 0,86 | 1,819 ± 0,021 | 7,09 ± 0,08 | 3,54 ± 0,08 | 2,01 ± 0,05 |
| MD05-2930_2851 | 609 | 0,90 | 2,059 ± 0,029 | 7,64 ± 0,11 | 3,57 ± 0,02 | 2,14 ± 0,04 |
| MD05-2930_2861 | 610 | 1,08 | 2,422 ± 0,027 | 7,47 ± 0,09 | 3,76 ± 0,03 | 1,99 ± 0,03 |
| MD05-2930_2871 | 611 | 0,51 | 1,241 ± 0,010 | 8,17 ± 0,06 | 4,05 ± 0,15 | 2,02 ± 0,08 |
| MD05-2930_2881 | 612 | 0,73 | 1,843 ± 0,029 | 8,37 ± 0,13 | 3,45 ± 0,03 | 2,43 ± 0,05 |
| MD05-2930_2891 | 613 | 0,78 | 1,771 ± 0,029 | 7,46 ± 0,13 | 2,85 ± 0,03 | 2,61 ± 0,06 |
| MD05-2930_2911 | 621 | 0,98 | 2,722 ± 0,031 | 9,26 ± 0,11 | 2,96 ± 0,08 | 3,13 ± 0,09 |
| MD05-2930_2921 | 624 | 0,82 | 1,957 ± 0,026 | 8,03 ± 0,11 | 3,04 ± 0,08 | 2,64 ± 0,08 |
| MD05-2930_2931 | 628 | 0,60 | 1,346 ± 0,011 | 7,42 ± 0,06 | 2,92 ± 0,10 | 2,54 ± 0,09 |
| MD05-2930_2941 | 632 | 1,21 | 2,948 ± 0,037 | 8,15 ± 0,11 | 2,92 ± 0,01 | 2,79 ± 0,04 |
| MD05-2930_2951 | 634 | 1,29 | 3,189 ± 0,041 | 8,30 ± 0,11 | 3,35 ± 0,08 | 2,48 ± 0,07 |
| MD05-2930_2961 | 637 | 0,57 | 1,229 ± 0,010 | 7,14 ± 0,06 | 3,21 ± 0,03 | 2,23 ± 0,03 |
| MD05-2930_2971 | 639 | 0,83 | 1,324 ± 0,025 | 5,33 ± 0,10 | 3,03 ± 0,10 | 1,76 ± 0,07 |
| MD05-2930_2981 | 642 | 0,92 | 1,500 ± 0,027 | 5,42 ± 0,09 | 3,20 ± 0,12 | 1,69 ± 0,07 |
| MD05-2930_2991 | 644 | 0,66 | 1,171 ± 0,013 | 5,80 ± 0,06 | 3,07 ± 0,08 | 1,89 ± 0,05 |
| MD05-2930_3001 | 647 | 1,18 | 2,075 ± 0,028 | 5,88 ± 0,08 | 2,77 ± 0,05 | 2,12 ± 0,05 |
| MD05-2930_3011 | 649 | 1,25 | 2,347 ± 0,025 | 5,93 ± 0,07 | 3,13 ± 0,06 | 1,90 ± 0,04 |
| MD05-2930_3021 | 651 | 0,74 | 1,257 ± 0,013 | 5,60 ± 0,06 | 2,88 ± 0,03 | 1,95 ± 0,03 |
| MD05-2930_3031 | 653 | 0,91 | 1,590 ± 0,019 | 5,78 ± 0,07 | 2,85 ± 0,01 | 2,03 ± 0,03 |
| MD05-2930_3041 | 656 | 0,97 | 1,686 ± 0,020 | 5,76 ± 0,07 | 2,93 ± 0,04 | 1,97 ± 0,04 |
| MD05-2930_3051 | 658 | 0,74 | 0,999 ± 0,011 | 4,50 ± 0,05 | 2,34 ± 0,10 | 1,93 ± 0,08 |
| MD05-2930_3071 | 663 | 1,02 | 1,805 ± 0,012 | 5,90 ± 0,07 | 3,46 ± 0,08 | 1,70 ± 0,05 |
| MD05-2930_3081 | 665 | 0,53 | 0,874 ± 0,011 | 5,35 ± 0,06 | 2,94 ± 0,09 | 1,82 ± 0,06 |
| MD05-2930_3091 | 668 | 0,92 | 1,654 ± 0,012 | 6,03 ± 0,07 | 2,77 ± 0,10 | 2,18 ± 0,08 |
| MD05-2930_3101 | 670 | 1,28 | 2,053 ± 0,014 | 5,38 ± 0,08 | 2,52 ± 0,06 | 2,14 ± 0,06 |
| MD05-2930_3111 | 672 | 0,65 | 1,447 ± 0,010 | 7,38 ± 0,08 | 3,23 ± 0,10 | 2,28 ± 0,08 |
| MD05-2930_3121 | 675 | 0,52 | 1,279 ± 0,014 | 8,21 ± 0,12 | 3,43 ± 0,17 | 2,39 ± 0,12 |
| MD05-2930_3131 | 677 | 1,02 | 2,684 ± 0,020 | 8,85 ± 0,18 | 3,63 ± 0,04 | 2,44 ± 0,06 |
| MD05-2930_3141 | 680 | 0,95 | 2,497 ± 0,009 | 8,86 ± 0,08 | 4,28 ± 0,12 | 2,07 ± 0,06 |
| MD05-2930_3151 | 682 | 0,75 | 1,877 ± 0,009 | 8,44 ± 0,08 | 3,32 ± 0,06 | 2,54 ± 0,05 |
| MD05-2930_3161 | 684 | 1,02 | 2,443 ± 0,011 | 8,11 ± 0,09 | 3,46 ± 0,08 | 2,35 ± 0,06 |
| MD05-2930_3171 | 687 | 0,88 | 1,769 ± 0,012 | 6,80 ± 0,08 | 3,14 ± 0,02 | 2,16 ± 0,03 |
| MD05-2930_3181 | 689 | 0,66 | 1,303 ± 0,011 | 6,70 ± 0,08 | 2,65 ± 0,11 | 2,53 ± 0,11 |
| MD05-2930_3191 | 691 | 0,84 | 1,721 ± 0,013 | 6,91 ± 0,09 | 2,33 ± 0,05 | 2,97 ± 0,07 |
| MD05-2930_3201 | 694 | 0,93 | 1,975 ± 0,012 | 7,12 ± 0,09 | 3,04 ± 0,06 | 2,34 ± 0,05 |
| MD05-2930_3211 | 696 | 0,83 | 1,654 ± 0,009 | 6,69 ± 0,06 | 2,65 ± 0,08 | 2,53 ± 0,08 |
| MD05-2930_3221 | 699 | 0,94 | 1,779 ± 0,012 | 6,39 ± 0,08 | 2,54 ± 0,02 | 2,52 ± 0,04 |
| MD05-2930_3231 | 701 | 1,23 | 2,533 ± 0,009 | 6,93 ± 0,07 | 3,49 ± 0,05 | 1,99 ± 0,03 |
| MD05-2930_3241 | 703 | 0,58 | 1,126 ± 0,014 | 6,59 ± 0,09 | 3,25 ± 0,09 | 2,03 ± 0,07 |
| MD05-2930_3251 | 706 | 1,09 | 1,782 ± 0,012 | 5,50 ± 0,07 | 3,28 ± 0,08 | 1,68 ± 0,05 |
| MD05-2930_3261 | 708 | 1,16 | 2,152 ± 0,011 | 6,28 ± 0,07 | 3,81 ± 0,08 | 1,65 ± 0,04 |
| MD05-2930_3271 | 710 | 0,50 | 0,917 ± 0,012 | 6,13 ± 0,07 | 3,45 ± 0,03 | 1,78 ± 0,03 |
| MD05-2930_3281 | 713 | 1,08 | 1,957 ± 0,012 | 6,14 ± 0,08 | 3,46 ± 0,06 | 1,77 ± 0,04 |

| | | | | | | |
|-----------------------------|-----|------|---------------|--------------------|----------------------|--------------------|
| MD05-2930_3291 | 715 | 1,23 | 2,497 ± 0,012 | 6,78 ± 0,08 | 3,12 ± 0,06 | 2,17 ± 0,05 |
| MD05-2930_3301 | 718 | 0,60 | 1,239 ± 0,013 | 7,09 ± 0,10 | 2,81 ± 0,11 | 2,53 ± 0,11 |
| MD05-2930_3311 | 720 | 0,99 | 1,879 ± 0,008 | 6,27 ± 0,05 | 2,70 ± 0,04 | 2,32 ± 0,04 |
| MD05-2930_3321 | 722 | 0,73 | 1,330 ± 0,011 | 6,09 ± 0,07 | 2,91 ± 0,10 | 2,10 ± 0,08 |
| MD05-2930_3331 | 724 | 0,51 | 0,897 ± 0,012 | 5,90 ± 0,07 | 2,88 ± 0,05 | 2,05 ± 0,05 |
| MD05-2930_3341 | 726 | 0,87 | 1,657 ± 0,010 | 6,36 ± 0,07 | 3,02 ± 0,06 | 2,11 ± 0,05 |
| MD05-2930_3351 | 728 | 0,99 | 1,723 ± 0,012 | 5,85 ± 0,07 | 2,91 ± 0,08 | 2,01 ± 0,06 |
| MD05-2930_3361 | 730 | 0,71 | 1,211 ± 0,013 | 5,76 ± 0,07 | 2,84 ± 0,11 | 2,03 ± 0,09 |
| MD05-2930_3371 | 731 | 0,90 | 1,481 ± 0,011 | 5,52 ± 0,06 | 3,54 ± 0,06 | 1,56 ± 0,03 |
| MD05-2930_3381 | 733 | 0,85 | 1,465 ± 0,012 | 5,73 ± 0,07 | 4,20 ± 0,06 | 1,37 ± 0,03 |
| MD05-2930_3391 | 735 | 0,69 | 1,163 ± 0,011 | 5,69 ± 0,07 | 3,19 ± 0,04 | 1,79 ± 0,03 |
| MD05-2930_3401 | 737 | 0,86 | 1,479 ± 0,010 | 5,77 ± 0,06 | 3,54 ± 0,06 | 1,63 ± 0,03 |
| MD05-2930_3411 | 739 | 0,88 | 1,391 ± 0,011 | 5,34 ± 0,06 | 2,64 ± 0,04 | 2,02 ± 0,04 |
| MD05-2930_3421 | 741 | 0,67 | 1,103 ± 0,016 | 5,56 ± 0,09 | 3,01 ± 0,06 | 1,85 ± 0,05 |
| MD05-2930_3431 | 743 | 0,88 | 1,458 ± 0,012 | 5,59 ± 0,07 | 3,13 ± 0,07 | 1,79 ± 0,05 |
| MD05-2930_3441 | 745 | 0,81 | 1,276 ± 0,013 | 5,33 ± 0,07 | 3,01 ± 0,07 | 1,77 ± 0,05 |
| MD05-2930_3451 | 747 | 0,68 | 1,022 ± 0,013 | 5,05 ± 0,07 | 2,60 ± 0,02 | 1,94 ± 0,03 |
| MD05-2930_3461 | 749 | 0,77 | 1,058 ± 0,013 | 4,63 ± 0,06 | 2,78 ± 0,02 | 1,67 ± 0,03 |
| MD05-2930_3471 | 751 | 0,86 | 1,320 ± 0,014 | 5,10 ± 0,07 | 2,77 ± 0,06 | 1,84 ± 0,05 |
| MD05-2930_3481 | 754 | 0,94 | 1,497 ± 0,009 | 5,36 ± 0,05 | 2,83 ± 0,03 | 1,90 ± 0,03 |
| MD05-2930_3491 | 756 | 0,96 | 1,458 ± 0,010 | 5,10 ± 0,05 | 3,11 ± 0,07 | 1,64 ± 0,04 |
| MD05-2930_3501 | 758 | 0,79 | 1,298 ± 0,012 | 5,44 ± 0,07 | 2,91 ± 0,03 | 1,87 ± 0,03 |
| MD05-2930_3511 | 761 | 0,80 | 1,212 ± 0,018 | 4,99 ± 0,09 | 2,95 ± 0,05 | 1,69 ± 0,04 |
| MD05-2930_3521 | 763 | 0,82 | 1,255 ± 0,013 | 5,13 ± 0,07 | 2,82 ± 0,03 | 1,82 ± 0,03 |
| MD05-2930_3531 | 765 | 0,86 | 1,555 ± 0,010 | 6,05 ± 0,06 | 2,29 ± 0,03 | 2,63 ± 0,04 |
| MD05-2930_3541 | 768 | 1,08 | 2,304 ± 0,010 | 7,11 ± 0,07 | 3,06 ± 0,07 | 2,32 ± 0,06 |
| MD05-2930_3551 | 770 | 1,03 | 2,501 ± 0,009 | 8,12 ± 0,07 | 3,00 ± 0,03 | 2,70 ± 0,04 |
| MD05-2930_3561 | 772 | 0,81 | 2,369 ± 0,009 | 9,78 ± 0,09 | 2,57 ± 0,06 | 3,81 ± 0,09 |
| MD05-2930_3571 | 775 | 0,71 | 2,350 ± 0,009 | 11,01 ± 0,09 | 3,08 ± 0,05 | 3,58 ± 0,07 |
| MD05-2930_3581 | 777 | 0,88 | 3,103 ± 0,008 | 11,71 ± 0,09 | 2,74 ± 0,07 | 4,28 ± 0,10 |
| MD05-2930_3591 | 779 | 0,85 | 2,684 ± 0,009 | 10,57 ± 0,09 | 3,03 ± 0,05 | 3,48 ± 0,06 |
| MD05-2930_3601 | 781 | 1,01 | 2,451 ± 0,009 | 8,17 ± 0,07 | 2,47 ± 0,05 | 3,32 ± 0,07 |
| MD05-2930_3611 | 784 | 0,69 | 1,340 ± 0,013 | 6,56 ± 0,09 | 2,53 ± 0,04 | 2,60 ± 0,05 |
| MD05-2930_3621 | 786 | 0,78 | 1,400 ± 0,011 | 6,00 ± 0,07 | 2,53 ± 0,03 | 2,37 ± 0,04 |
| MD05-2930_3631 | 788 | 1,05 | 1,794 ± 0,010 | 5,71 ± 0,06 | 2,60 ± 0,12 | 2,20 ± 0,10 |
| MD05-2930_3641 | 791 | 0,61 | 1,074 ± 0,013 | 5,88 ± 0,06 | 2,94 ± 0,09 | 2,00 ± 0,07 |
| MD05-2930_3651 | 793 | 0,57 | 1,130 ± 0,011 | 6,65 ± 0,06 | 2,81 ± 0,04 | 2,37 ± 0,05 |
| MD05-2930_3661 | 795 | 0,84 | 2,163 ± 0,009 | 8,50 ± 0,06 | 3,04 ± 0,08 | 2,80 ± 0,08 |
| MD05-2930_3671 | 798 | 1,09 | 2,589 ± 0,008 | 7,98 ± 0,06 | 3,12 ± 0,04 | 2,56 ± 0,04 |
| moyenne ± écart-type | | | | 7,71 ± 1,65 | 3,12 ± 0,4579 | 2,51 ± 0,58 |
| moyenne ± SDOM | | | | 7,71 ± 0,11 | 3,12 ± 0,0305 | 2,51 ± 0,04 |

* incertitudes à 1-sigma arrondies au chiffre supérieur.

Annexe E

Enregistrements de RPI de la marge du Portugal

RPI records from the Portuguese margin

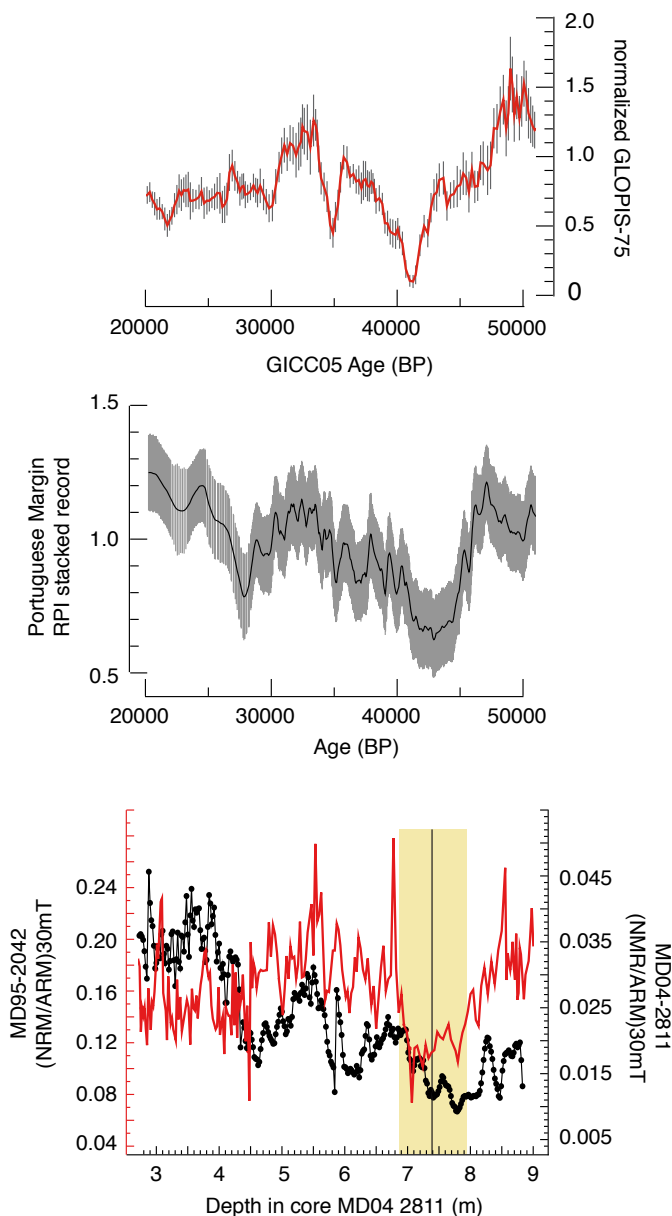


Figure E.1. Stack de paléointensité GLOPIS-75 (Haut ; Laj et al., 2004) et stack de paléointensité de la séquence sédimentaire de la marge du Portugal (Milieu ; Thouveny et al., 2004) sur leurs échelles de temps respectives. Bas : Paléointensité mesurée le long de la carotte MD95-2042 (rouge) reportée sur l'échelle de profondeur de la carotte MD04-2811 par corrélation des profils de susceptibilité magnétique, et comparée à la paléointensité mesurée le long de la carotte MD04-2811 (noir). La baisse de RPI enregistrée dans la carotte MD95-2042 est surlignée en jaune. Le point médian de cette baisse de RPI est indiqué par le trait noir vertical.

GLOPIS-75 paleointensity stack (Top panel ; Laj et al., 2004) and paleointensity Stack of the Portuguese margin sedimentary sequence (Middle panel ; Thouveny et al., 2004) reported on their own time scales. Bottom panel: paleointensity measured along the MD95-2042 core (red), plotted on the depth scale of MD04-2811 core by correlating the magnetic susceptibility profiles, and compared to the paleointensity measured along the MD04-2811 core (black). The RPI decrease recorded in the MD95-2042 core is highlighted in yellow. The midpoint of this drop in RPI is indicated by the vertical black line.

Annexe F

Paleomagnetic record of the late Pleistocene reef sequence of Tahiti (French Polynesia): A contribution to the chronology of the deposits.

L'article présenté dans cette annexe est issu des travaux de master II effectués sous la direction de N. Thouveny et G. Camoin en 2007, et a été rédigé pendant ce travail de thèse. La version électronique du manuscrit est disponible en ligne : <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.002>



Paleomagnetic record of the late Pleistocene reef sequence of Tahiti (French Polynesia): A contribution to the chronology of the deposits

Lucie Ménabréaz^{a,*}, Nicolas Thouveny^a, Gilbert Camoin^a, Steven P. Lund^b

^a Université Aix Marseille, CNRS IRD CdF, CEREGE, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France

^b Department of Earth Sciences, University of Southern California, Los Angeles, CA 90089, USA

ARTICLE INFO

Article history:

Received 9 June 2009

Received in revised form 28 February 2010

Accepted 2 March 2010

Available online 3 April 2010

Editor: M.L. Delaney

Keywords:

Tahiti

IODP (Integrated Ocean Drilling Program)

Expedition 310

Pleistocene reef formations

magnetostratigraphy

geomagnetic excursion

paleointensity lows

sea-level changes

ABSTRACT

Rock- and paleomagnetic investigations were performed on the late Pleistocene reef sequence of Tahiti, and take part of a multidisciplinary study of the Holocene and Pleistocene reef sequences, carried out by the IODP (Integrated Ocean Drilling Program) Expedition 310. The objectives were to characterize the natural remanent magnetization and its mineral carriers, in order to identify high-resolution magnetostratigraphic markers of the late Brunhes chron. A series of 85 specimens subsampled within a 79 m-thick silty-carbonate sequence cored at the Maraa site (SW of Tahiti) display a strong and stable natural remanent magnetization (NRM) carried by titanomagnetite inherited from the basalts which form the bulk of the island. The average negative inclination is assignable to the field generated by the normal polarity axial dipole field at the site latitude. A few specimens (103–119 m below modern sea level) carry a reversed primary magnetization acquired in a weak excursions field. Based on subsidence rate estimates ranging from 0.25 to 0.4 m/kyr, this suggests the identification either the Laschamp excursion (~40 ka) or the Blake event (115–120 ka). Radiometric dates of ~131 to ~134 ka at 117 m below modern sea level confirm that these layers were deposited during the marine isotope stage 5.5 and recorded the direction and intensity anomaly associated with the Blake event. Another sea-level highstand reef unit, occurring deeper in the Pleistocene sequence has seemingly recorded another paleomagnetic intensity anomaly which is not yet definitely identified. Reef systems, which developed around volcanic islands, contain geological records of excursions. But, it is necessary to improve the understanding of NRM acquisition and the role of carbonate diagenesis in order to establish radiometrically dated records of geomagnetic excursions.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Fossil coral reefs, sensitive recorders of past sea levels, are of prime importance to understand mechanisms driving glacial–interglacial cycles during Quaternary times. Since sea-level reconstructions require coral's accurate dating, radiometric methods were mainly applied on coral records documenting the last deglaciation and the last interglacial period (e.g. Fairbanks, 1989; Chen et al., 1991; Bard et al., 1996a; Stirling et al., 1998). The data regarding older isotopic stages are more limited (e.g. Camoin et al., 2001), due to the scarcity of datable material or to the diagenetic alteration of reef deposits, which are currently exposed, especially in tectonically active zones (Bard et al., 1990, 1996b; Chappell et al., 1996; Esat et al., 1999). The scientific objectives of the IODP (Integrated Ocean Drilling Program) Expedition 310 (Expedition 310 scientists, 2006; Camoin et al., 2007a,b) were to establish the course and timing of the last deglacial sea-level rise at Tahiti, to reconstruct the

associated oceanographic changes, and to evaluate their impact on the reef geometry and accretion by drilling modern reef terraces around Tahiti, French Polynesia (Fig. 1).

Tahiti (lat. 17°50'S; long. 149° 20'W) is a high volcanic island located in the tropical zone of the mid-Pacific Ocean, and belongs to the Society volcanic linear chain, which exhibits a NW–SE direction. Tahiti volcanic activity occurred between 1.367 ± 0.016 Ma and 187 ± 3 ka (Le Roy, 1994) and its geological history has been recently revised (Guillot et al., 1993; Hildenbrand et al., 2004). This site is well suited for sea-level reconstructions because: (1) it is located at a considerable distance from the area where the variations of Pleistocene ice sheets have triggered isostatic rebound (e.g. Lambeck et al., 2000), and (2) it occurs in a stable region where the only geodynamic constraint is the thermal subsidence of the volcanic edifice. The subsidence rates are supposed to have been nearly constant, and have been estimated at 0.25 mm/year based on the age of the subaerial lava flows in cores obtained by drilling the modern reef tract off Papeete (Bard et al., 1996a). Two overlying carbonate sequences separated by a subaerial exposure surface were recovered in those drill cores: a well-preserved post-glacial sequence covering the last 14 kyr (Bard et al., 1996a; Montaggioni et al., 1997; Camoin

* Corresponding author. CEREGE BP80, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France. Tel.: +33 04 42 97 15 81; fax: +33 04 42 97 15 95.

E-mail address: menabreaz@cerège.fr (L. Ménabréaz).

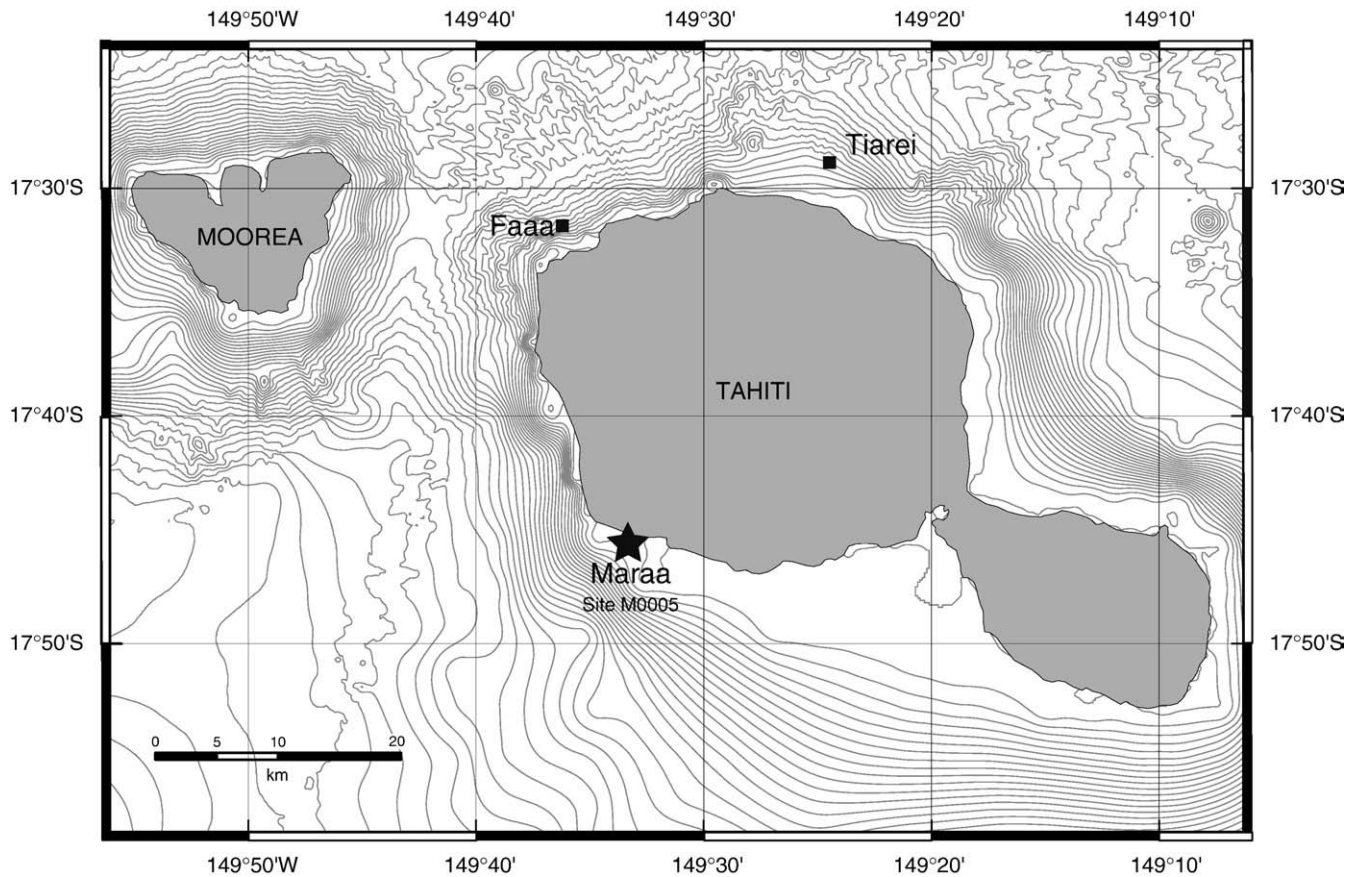


Fig. 1. Location of the IODP 310 drilling sites around Tahiti: Tiarei, Faa'a and Maraa. The studied sequence was recovered in Hole M0005D (black star) from the Maraa area. Modified from Camoin et al., 2007a).

et al., 1999; Cabioch et al., 1999) overlying a Pleistocene sequence composed of diagenetically altered, locally karstified, reef rocks (Camoin et al., 1999; Cabioch et al., 1999). The recovery of developed Pleistocene carbonate units underlying the post-glacial reef sequence during the IODP Expedition 310 provides the opportunity to investigate the late Pleistocene sequence for the first time.

Former paleomagnetic studies of recent shallow-water carbonate sequences were mostly carried out with the objective to build a chronological frame by magnetostratigraphic dating based on reconstruction of polarity chrons succession (McNeill et al., 1988; Aïssaoui et al., 1990; Cabioch et al., 2008). The lack of lithogenic ferrimagnetic minerals in reef rocks, only compensated by an input of biogenic magnetite, rarely allowed the determination of finer scale geomagnetic changes such as paleosecular variation and excursions. The high and large volcanic edifice that forms the bulk of Tahiti constitutes an important source of ferrimagnetic minerals, which could be mobilized by the intense erosion of the reliefs during the last million years under tropical climatic conditions (Hildenbrand et al., 2005; 2007). Rock magnetic and paleomagnetic approaches can therefore contribute to achieve the objectives of the IODP Expedition 310 both by providing proxies of the terrigenous fluxes to the reef and by establishing a series of magnetostratigraphic markers of geomagnetic dipole lows and excursions of the late Brunhes chron (780 ka), in order to complete the chronological constraints provided by radiometric dating (U-series).

Here we provide an initial study of the magnetic mineralogy and natural remanent magnetization, which establishes a paleomagnetic record (inclination and relative paleointensity) of the Maraa late Pleistocene carbonates (Fig. 1), the most complete sequence recovered during the offshore drilling operations.

2. Materials and methods

2.1. Location and cored sequence description

During the Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Expedition 310, 37 holes were drilled by the vessel *DV/DP Hunter* at 22 sites (M0005–M0026) along transects at depths ranging from 41.6 to 117.5 m below modern sea level (mbsl) in three areas around Tahiti: offshore Faaa, Maraa and Tiarei (Expedition 310 Scientists, 2006; Camoin et al., 2007a,b) (Fig. 1). More than 600 m of reef cores with an exceptional recovery (>90% of the carbonate rocks) were retrieved. Two major chronological and lithological sequences are attributed to the last deglaciation (Unit I) and to older Pleistocene time windows (Unit II) (Camoin et al., 2007a,b). The studied cores were drilled in Maraa (Hole M0005D) at 59.63 m water depth on the southwestern side of the island (lat. 17°45.99'S long. 17°45.99'W, Fig. 1).

The boundary between the post-glacial and the older Pleistocene sequences occurs at 92.7 mbsl. The studied older Pleistocene sequence is 70 m-thick and includes 11 distinctive lithological units that are mostly comprised of coralgal frameworks inter-layered with coral rudstone and floatstone and skeletal limestones (see Camoin et al., 2007a,b for more complete description) and associated with volcaniclastic sediments, especially between 106 and 117 mbsl.

2.2. Methods

Paleomagnetic subsamples were recovered during the onshore Science Party in Bremen (2006), by drilling consolidated facies where the up–down orientation was preserved. Subsamples were taken from

the working half of the cores with a 2.54 cm diameter circular diamond drill press after putting orienting arrows on the split-face of each core section. Sediment plugs thus recovered were typically 3 cm long and had an orienting arrow on their flat surface. Rotation about the vertical axis, due to the drilling operations, precluded the azimuthal orientation of samples and restricted paleomagnetic determinations to the vertical component. At least one sample per core section was collected leading to a set of 83 plugs. Samples were stored for several months in zero-field prior any treatment. In order to permit dual measurements, samples were cut in two parts fitting the size of the sample folder with a diamond saw.

Magnetic susceptibility (χ) was measured at room temperature using a Kappabridge MFK1 producing a 0.1 mT alternating field at a 976 Hz frequency. The frequency dependent susceptibility was measured on 13 samples selected for various susceptibility ranges using the 976 Hz and 15,600 Hz frequency fields. The remanent magnetizations were measured using a 2G cryogenic magnetometer 760 SRM model, and alternating field (AF) demagnetization was performed with the AF degausser mounted in line with the SRM. The natural remanent magnetization (NRM) was measured and demagnetized at 5 mT steps from 0 to 50 mT, and then at 10 mT steps up to 80 mT. The NRM stability was also tested by thermal demagnetization at 50 °C steps from 100 °C to 450 °C on pilot specimens. Average inclination of the characteristic remanent magnetization (ChRM) and α_{95} values were computed using all AF demagnetization steps following the removal of the viscous component. The anhysteretic remanent magnetization (ARM) was induced in a 100 mT alternating field superimposed on a 0.1 mT direct field. Measurement and AF demagnetization of the ARM followed the same procedure as for NRM. Isothermal remanent magnetizations (IRMs) were imposed to seven pilot samples, with a pulse magnetizer in direct fields from 25 mT to

3 T, following variable increments (25 mT, 100 mT and 500 mT steps). The IRM_{3T}, considered as saturation IRM (SIRM), was stepwise demagnetized in AF from 5 to 160 mT. SIRMs were thermally demagnetized up to 620 °C on 13 samples representing different lithologies. Hysteresis parameters M_s , M_r , H_c and H_{cr} were measured using a VSM micromagnetometer on 8 subsamples selected for their susceptibility range and lithological type. The normalization of the NRM intensity was carried out using the demagnetized NRM/ARM ratio. The medium destructive field lying between 20 and 30 mT, these steps were retained for the evaluation of relative paleointensity (RPI) variations.

3. Results

3.1. Rock magnetic results

The specific magnetic susceptibility (χ) values mostly range from 10^{-7} to 10^{-6} m³/kg (Fig. 2), which is typical for detrital sediments rich in ferromagnetic minerals deposited downstream of volcanic edifices (e.g. Maar lake sediments Thouveny et al., 1994). The IRM_{3T} and the ARM average 10^{-3} A m²/kg and 10^{-4} A m²/kg respectively. Cross plots between these rock magnetic parameters (Fig. 3) evidence their primary modulation by effects of concentration/dilution of the ferromagnetic fraction and secondary by grain-size effects. However, this alternation does not strictly follow the lithological nature of involved deposits (i.e. reef frameworks and skeletal limestones, Fig. 2).

The IRM acquisition and AF demagnetization curves cross at ~30 mT. Saturation field below 0.3 T indicates that the magnetization carrier belongs to the magnetite–titanomagnetite series ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$). H_c and H_{cr} values measured on 10 pilot samples range between 12 and 15 mT and between 27 and 34 mT, respectively, which is typical

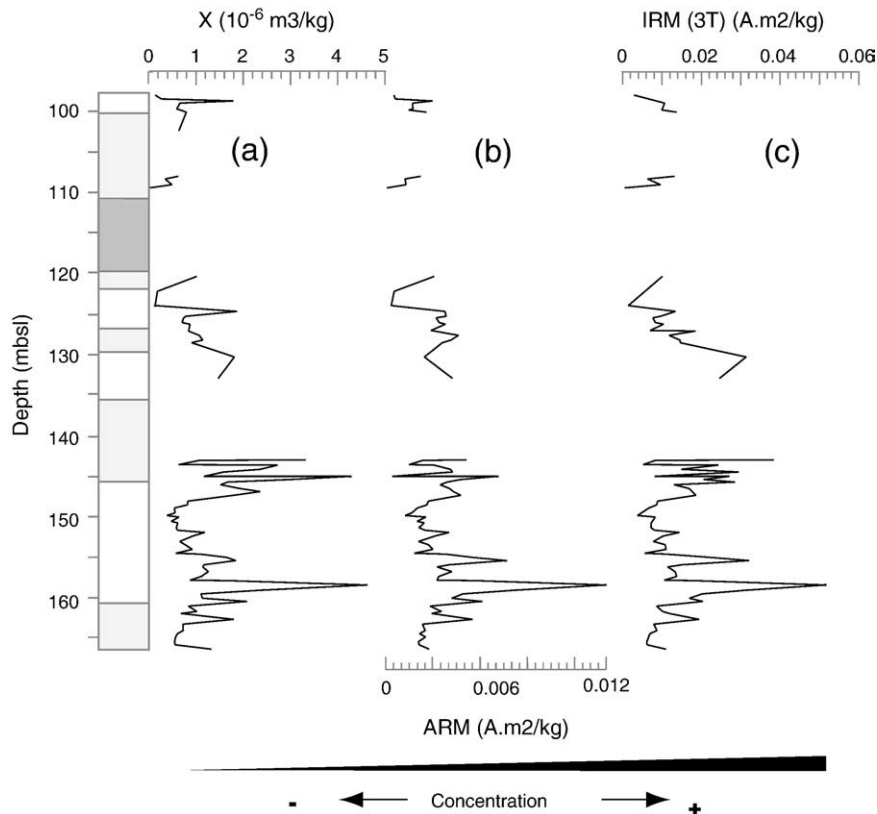


Fig. 2. Evolution of indicators of ferrimagnetic minerals concentration in the Maraa carbonate sequence. (a) Magnetic susceptibility χ , (b) anhysteretic remanent magnetization (ARM), and (c) saturation isothermal remanent magnetization (3 T) SIRM. Depth is expressed in meters below present sea level (mbsl). Lithology includes reef frameworks (white) and skeletal limestone (grey) units. The dark grey zone corresponds to the volcaniclastic sands.

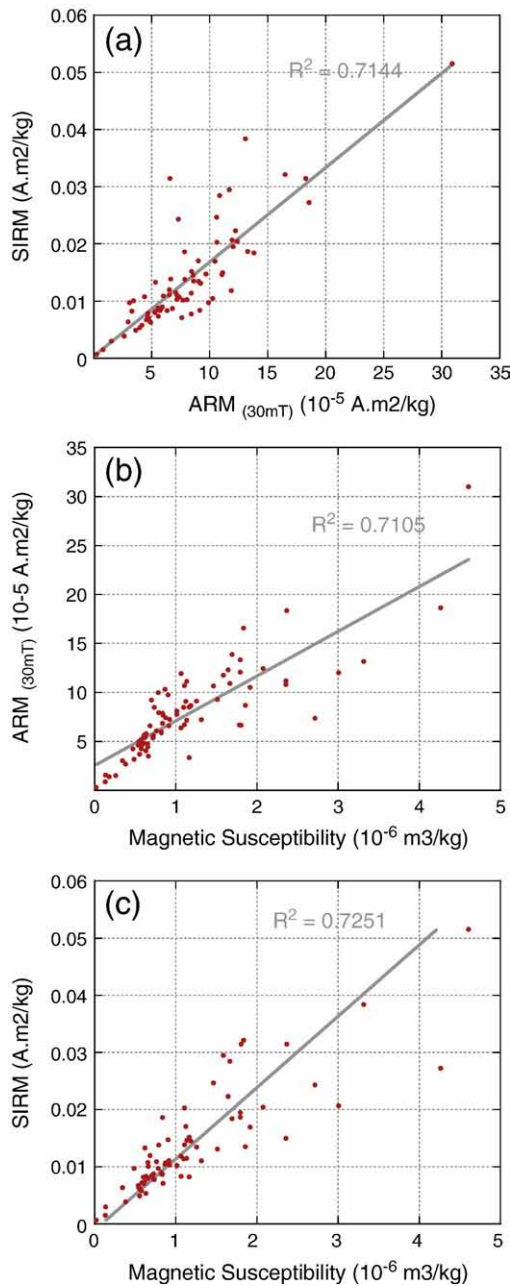


Fig. 3. Linear relations and shared variance (correlation coefficients R in square) between (a) saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) and cleaned anhysteretic remanent magnetization at 30 mT ARM (30 mT), (b) magnetic susceptibility χ and ARM (30 mT) and (c) magnetic susceptibility χ and SIRM.

for Ti-magnetite (Fig. 4a). Although in a few samples a significant amount of pure magnetite is indicated by a 20% to 30% IRM_{3T} loss between 580 and 600 °C (Fig. 5), the fact that in most studied cases 60% to 80% of the IRM_{3T} is lost between 300 and 600 °C, also suggests that Ti-magnetite is the main magnetization carrier. Variable inflexion points of IRM_{3T} thermal demagnetization curves suggest a variable grain size and/or variable Ti content, and/or variable degrees of maghemitization.

Frequency dependent susceptibility values between 3.9% and 5.3% indicate that the superparamagnetic fraction poorly contributes to the signal. In a few samples, the presence of high coercivity minerals such as hematite or goethite is suggested by incomplete saturation of the IRM at 0.3 T, but they do not display any significant IRM signature above 580 °C.

The Hcr/Hc and Mrs/Ms ratios plot in the pseudo-single domain range for a Ti-magnetite mixture (Dunlop, 2002) (Fig. 4b). This typically results from mixture of single domain (SD) to multi domain (MD) grain sizes in Ti-magnetite rich sediments. The scanning electron microscope observation of magnetic grain assemblages extracted from volcanoclastic sands showed large Ti-magnetite octahedron (10–100 μm) and large aggregates (>100 μm) among which no grain exhibiting a typical octahedral shape could be identified.

3.2. Paleomagnetic record

The NRM has a strong intensity (10^{-4} to 10^{-7} Am^2/kg) and generally a stable behavior during AF and thermal treatment (Fig. 6A). The NRM often has one single-component progressively demagnetized from 5 mT to 80 mT where less than 10% of initial magnetization remains. Some samples have a low unblocking field component removed at 5 mT. The medium destructive field (MDF) of the NRM lies around 15 mT, or between 15 and 30 mT beneath 158 mbsl. In a few samples – rejected from the data sets – 90% of the initial magnetization is composed of a spurious component destroyed at 15 mT. This strong viscous or isothermal RM seems to have been acquired by the coarse magnetic fraction during the drilling operations and/or subsampling.

Inclination values (Fig. 7) range from -63.3° to 43.8° . The average inclination of the normal polarity ChRMs ($n=73$) is -33.2° , a value consistent with the inclination (-32.1°) of the field created by a geomagnetic axial dipole field (GAD) at the site latitude. Between 119 and 104 mbsl, a series of ChRM with positive inclinations (reversed polarity) are bracketed by ChRMs with weak negative inclinations and interrupted by one single sample with weak negative inclination. Some of these anomalous magnetizations are relatively unstable during AF demagnetization but confirmed by thermal demagnetization (Fig. 6B). Below this depth, sample magnetizations have a strong directional stability and the inclination curves exhibit little variability. Between 156 and 141 mbsl, the thick constructed reef unit shows relatively scattered and weak inclinations carried by unstable ChRMs, but at 144 mbsl, a positive inclination is carried by a stable ChRM indicating a reversed polarity. Below 156 mbsl, a strong stability of the NRM with little variability in the ChRM directions is recorded.

According to the classic criteria (King et al., 1983; Tauxe, 1993), the magnetic fraction satisfies the conditions for reconstructing RPI variations: (1) the magnetic mineralogy is roughly constant, (2) the average grain size of the stable remanence carriers varies in the PSD domain, and (3) the magnetic concentration parameters do not vary by more than one order of magnitude. Large variations of the cleaned NRM intensity (Fig. 8) cannot be simply assigned to variations of magnetic concentration (ARM) and grain size ($ARM_{(30\text{ mT})}/ARM$). The variations of the ratio of the NRM and ARM demagnetized at 20 and 30 mT thus mainly represent variations of the aligning field intensity (RPI). At around 141 mbsl, NRM/ARM ratio is likely to be influenced by a sharp grain-size change, although there is no clear and direct connection with lithological facies.

The NRM/ARM ratio (Fig. 7) ranges from 0.03 to 0.5. Between 104 and 119 mbsl, relatively low RPI values are associated with reversed and transitional inclinations. The constructed unit between 141 and 156 mbsl also shows low RPI and short amplitude variations. Higher RPI values are recorded in the facies above and below this anomaly, both characterized by large variations. The very bottom of the sequence is characterized by highly stable magnetizations and 15 to 30 mT MDF.

4. Discussion and interpretation

The rock magnetic parameters measured along the studied Maraa core demonstrate that the reef carbonate sequence contains an

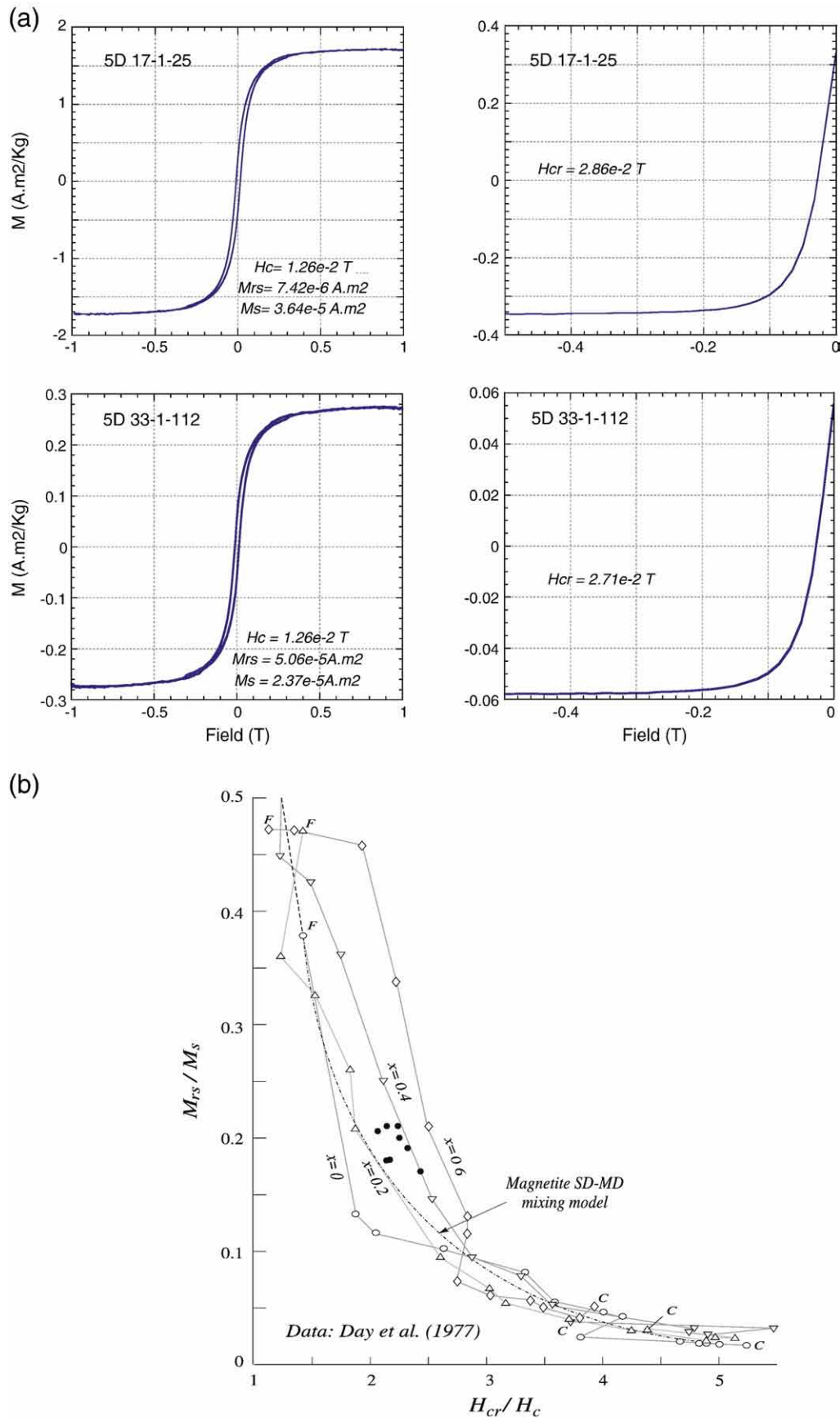


Fig. 4. a. Hysteresis cycles (corrected for para- and diamagnetism) and saturation remanence acquisition of 2 samples. Values of saturation magnetization (M_s), saturation remanent magnetization (M_{rs}), coercive field (H_c) and remanence coercive field (H_{cr}) are indicated on the graphs. b. M_{rs}/M_s and H_{cr}/H_c values of the 8 pilot samples plotted on the Ti-magnetite Day plot (black dots) (Dunlop, 2002). Day et al. (1977) data are reported as 4 sets of sized Ti-magnetite ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) of different titanium composition x . Our data are composed of a mixture of multi to single domain grains and of different titanium substitution, assimilated to a pseudo-single domain behavior.

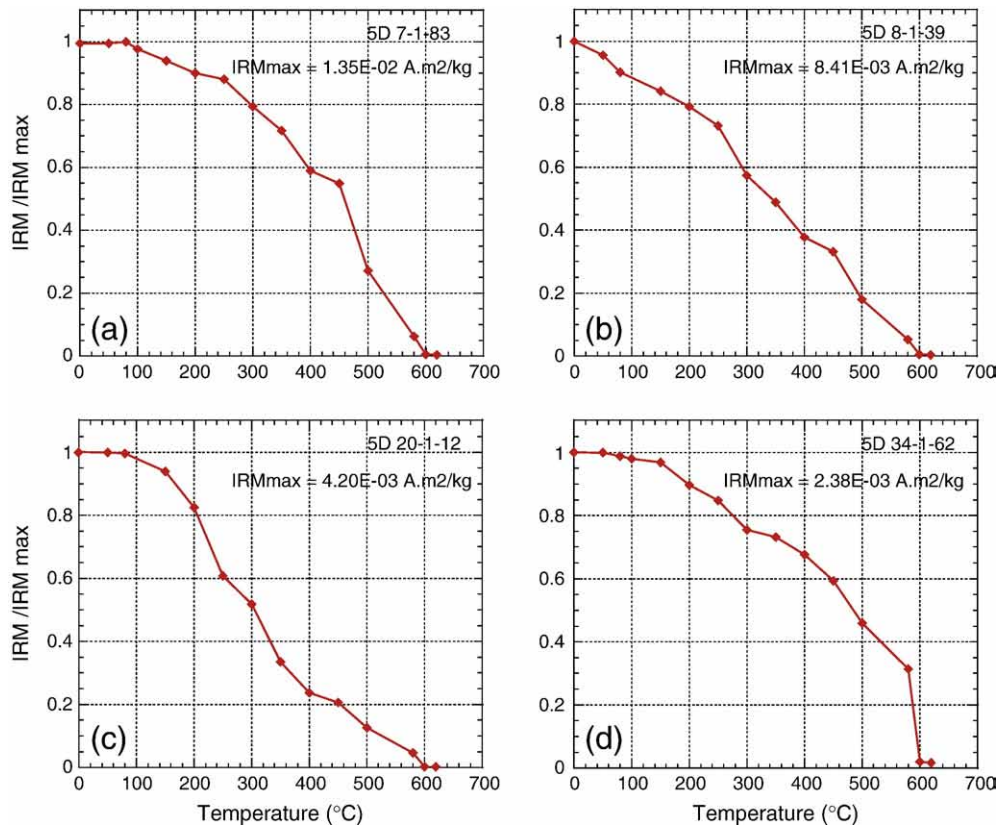


Fig. 5. Examples of IRM (3 T) thermal demagnetization diagrams. (a, b, and c) Progressive demagnetization between 100 °C and 600 °C evidences Ti-magnetite dominance. (d) Significant loss of IRM between 580 °C and 600 °C evidences magnetite influence.

exceptionally concentrated ferrimagnetic fraction. This fraction is mostly composed of Ti-magnetite displaying a wide grain-size distribution, and produced by the alteration and erosion of the basaltic rocks from the island.

The Ti-magnetite is the main magnetization carrier of the carbonate sequence, in agreement with the magnetic content of lava flows both from the Punaruu Valley in Tahiti (Chauvin et al., 1990) and from the Society Archipelago (Yamamoto et al., 2000). The concentration in lithogenic Ti-magnetite is so high that the potential occurrence of biogenic magnetite is purely speculative, in contrast with the Mururoa Pleistocene carbonates (Aissaoui et al., 1990). It seems likely that the remanence was acquired through detrital and post-detrital processes, although diagenetic and/or biogenic crystal growth cannot be ruled out. Delayed compaction and diagenetic processes, including interaction with algae and bacterial biofilms, probably control the delays in acquisition of the NRM (S. Lund, pers.com).

The studied Tahiti reef carbonates have a strong and stable magnetization, with inclination values compatible with the GAD model at the site. This suggests that they accurately recorded the geomagnetic field vector at the time of their formation and that they contain potentially reliable magnetostratigraphic information.

Between 104 and 119 mbsl, 5 successive sampled layers carry anomalous ChRM (positive inclinations) and weak normalized intensities. In most sedimentary records, such paleomagnetic signatures are interpreted as records of excursions or short reversals occurring when the geomagnetic dipole moment was globally weak. The Maraa paleomagnetic record therefore contains evidence of such phenomena during the deposition of detrital beds and growth of coralgall frameworks. However, this paleomagnetic record appears difficult to interpret because of the discontinuous nature of the deposits. We present here a tentative identification of this directional anomaly, together with complementary U-series chronological constraints.

The depth of this anomaly, i.e. below the base of the post-glacial carbonate sequence (8–23 m), implies that the recorded excursion could be one of the most recent excursions of the late Pleistocene such as the Laschamp excursion (e.g. Bonhommet and Zähringer, 1969) or the Blake event (e.g. Creer et al., 1980). Such an attempt of correlation requires the compatibility with estimated past sea levels computed using a correction for subsidence since the time of deposition and accounting for depositional paleodepths.

U-series ages obtained from MIS 9 corals of the Maraa carbonate sequence at 126 mbsl suggest that the upper limit for the average subsidence rate, for the past 325 ka, could have been of 0.39 ± 0.03 m/kyr (Thomas A., pers.com), exceeding the value 0.25 m/kyr proposed by Bard et al. (1996a).

Between 122 and 117 mbsl, the coralgall assemblage is mostly comprised of robust branching *Pavona*, massive and encrusting *Porites* and tabular *Acroporids* encrusted by the coralline algae *Hydrolithon onkodes*, thus suggesting moderate to high energy hydrodynamic conditions at water depths ranging from 5 to 15 m.

Based on those constraints, past sea levels have been estimated and compared to other reconstructions (Chappell et al., 1996; Lambeck and Chappell, 2001; Rohling et al., 2009). The Laschamp excursion (40.4 ± 2.0 ka; Guillou et al., 2004) and the Blake event (115–120 ka; Fang et al., 1997) can both be related to the recorded anomaly (see Table 1). With a 0.25 m/kyr, the case of the Blake event provides lower sea levels than those commonly admitted.

U-series isotope measurements obtained on a massive *Porites* at 117.52 mbsl and 117.62 mbsl (Fig. 9) provide ages ranging from 131.5 ka to 134.1 ka (table S1 in Thomas et al., 2009), which falls at the transition between marine isotope stages (MISs) 6 and 5. Uranium/Thorium ages were obtained from two sets of two replicate measurements in disagreement, indicating some alteration (Thomas et al., 2009). This was first eluded by considering the whole coral rather than the two sets of subsamples.

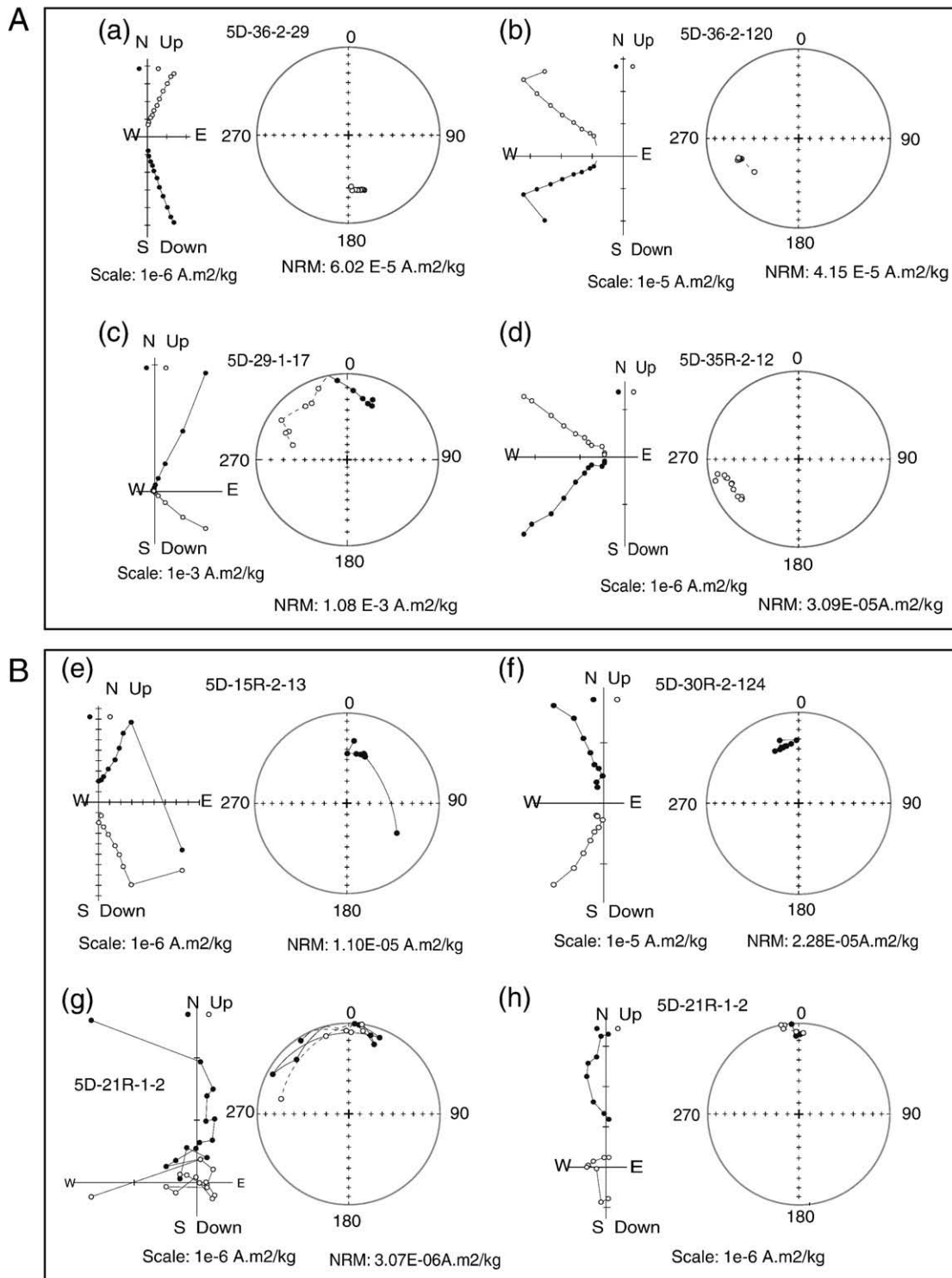


Fig. 6. A. AF demagnetization of the NRM. White dots correspond to projection on the vertical plan and black dots to projection on the horizontal plan. Results affected by measurement problems (flux jumps, re-magnetization) has been removed to better visualize the decomposition of the magnetization vector and characteristic magnetizations. Examples of very stable magnetizations with one component (a) and affected by a low secondary component (b). Example of magnetization carried by a coarse fraction, with an important reversed viscous technical overprint (c) example of an intermediate stability magnetization (d). B. AF demagnetization of the NRM of reverse polarity samples corresponding to black stars on paleoinclination record (e, f, and g). Thermal demagnetization of sample 21R-1-2 (h).

The most widely reported excursion in this time window is the Blake event, which has been documented as a paleomagnetic anomaly in cave (Creer et al., 1980), lake (Thouveny et al., 1990) and marine (Tric et al., 1991; Thouveny et al., 2004) sediments, loess/soil sequences (Fang et al., 1997), basaltic lava flows (Holt and Kirschvink,

1996; Zhu et al., 2000) and as a cosmogenic nuclide overproduction in marine sediments (Carcaillet et al., 2004). The Blake event has been dated between 115 and 120 ka because it occurs during the MIS 5.5/5.4 transition, in agreement with the age obtained by thermoluminescence on the loess sequences from China (Fang et al., 1997).

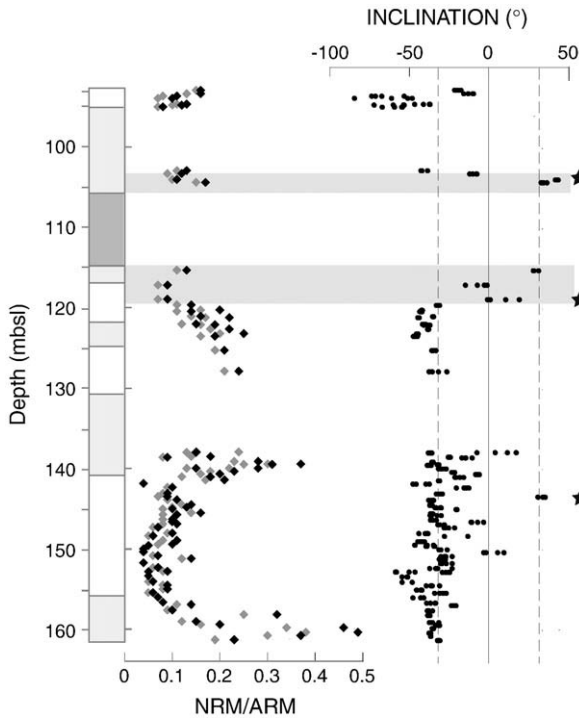


Fig. 7. Paleomagnetic record of the Maraa sequence. (a) NRM/ARM ratios at 20 mT (black) and 30 mT (grey) AF steps. (b) Inclinations at 15 mT, 20 mT, 25 mT and 30 mT AF steps. Large scatter of these values evidences ChRM instability during the treatment. Light grey zone indicates paleomagnetic anomaly. Black stars indicate samples of reversed polarity for which demagnetization diagrams are reported in Fig. 6B. Lithology includes reef frameworks (white) and skeletal limestone (grey) units. The dark grey zone corresponds to the volcanoclastic sands.

The lowermost part of the excursions paleomagnetic zone, i.e. layers located between 119 and 117 mbsl, is dated in the range 131.5–134.1 ka, which is significantly older than the age generally

Table 1

Sea levels (mbsl) calculated with subsidence rates of ~0.25 m/kyr (Bard et al., 1996a) and 0.39 m/kyr (Thomas A., pers.com), for two possible identifications of the excursion recorded by the corallgal framework between 122 and 117 mbsl. A paleodepth ranging from 5 to 15 mbsl has been assigned to these assemblages. The sea level (*S*) at time *t* was calculated as follows:

$$S = z - d - s_t$$

Where *z* is the depth (mbsl) at which the sample was collected, *d* is the paleo water depth (mbsl) and *s_t* the vertical displacement (m) since the time of deposition. Uncertainties result from the propagation of uncertainties on subsidence rates, paleo water depth, and timing of the documented excursions.

| Documented excursion: | Calculated relative sea level (mbsl): | |
|--------------------------------------|--|---|
| | ~0.25 m/kyr (Bard et al., 1996a,b; Le Roy, 1994) | 0.39 ± 0.03 m/kyr [Thomas A., pers.com] |
| ~40 ± 2 ka (Laschamp) | 97 ± 6 | 91 ± 6 |
| ~115–120 ka 5e–5d transition (Blake) | 77 ± 6 | 60 ± 8 |

retained for the Blake event. Moreover, because the estimated sea level lies 6 to 10 m above the present sea level during that period (Camoïn et al., 2001), the MIS 5.5 shallow-water corals have grown in the area presently occupied by the modern back reef. The apparent discrepancy between radiometric and paleomagnetic information may arise from the following factors.

- The geomagnetic dipole low associated to the Blake event started at 130 ka, i.e. in the MIS 6/5 transition, and ended at 95 ka, i.e. in MIS 5.4. In the Portuguese Margin record (Fig. 10), both the paleointensity drop (Thouveny et al., 2004) and the associated ¹⁰Be production peak (Carcaillet et al., 2004) start at ~130 ka. After this time, in the context of a weak dipole moment, non-dipole sources may have emerged and locally initiated excursions, 15 kyr before the start of the global reversal usually identified as the Blake event. It seems therefore plausible that the Tahiti reef formation

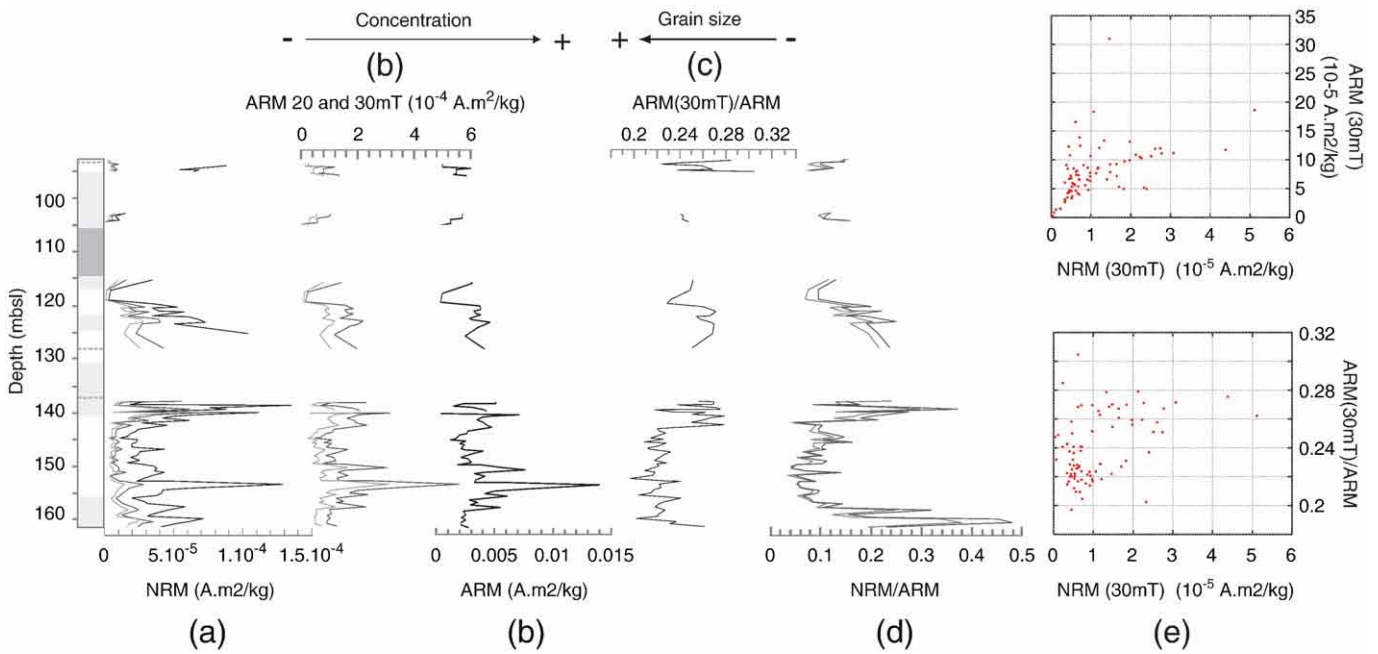


Fig. 8. Comparison between (a) NRM, (b) ARM, (c) ARM (30 mT)/ARM and (d) NRM/ARM downhole variations, and (e) crossplots comparing NRM (30 mT) with indicators of magnetic concentration, ARM (30 mT), and grain-size ARM (30 mT)/ARM. Dark grey lines represent downhole variations of these parameters demagnetized at 20 mT, and light grey lines at 30 mT. 3 samples (dotted bars on the lithological column) have been removed from the NRM profile: at 93.6, 127.9 and 137.96 mbsl, NRM intensities are about 2.10–4, 3.10–4 and 1.10–3 A m²/kg respectively. The latter corresponds to re-magnetized sample (example c in Fig. 6A). Lithology includes reef frameworks (white) and skeletal limestone (grey) units. The dark grey zone corresponds to the volcanoclastic sands.

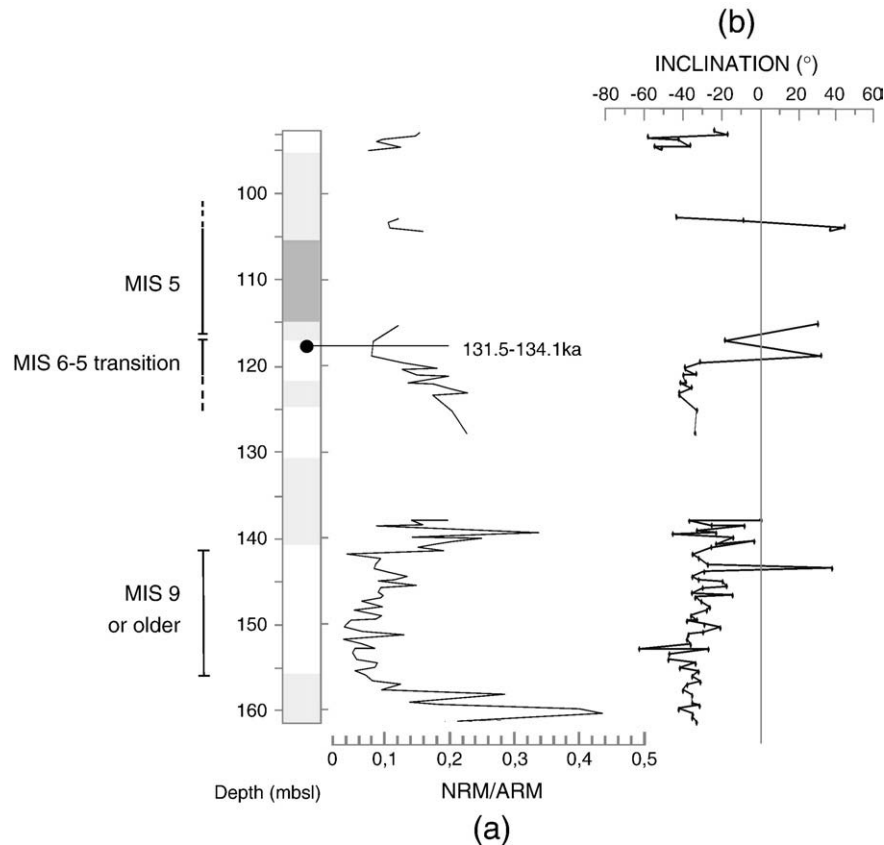


Fig. 9. Synthetic paleomagnetic record for the Maraa sequence and implications for the chronology. (a) Paleointensity is represented by the mean of NRM/ARM ratios at 20 mT and 30 mT. (b) Mean inclinations are obtained on each sample by principal component analysis of ChRM (Kirschink, 1980). Lithology includes reef frameworks (white) and skeletal limestone (grey) units. The dark grey zone corresponds to the volcaniclastic sands.

may have recorded anomalous directions occurring prior to the Blake event.

- A technical time lag could also be considered. In porous reef environments, important time lags can occur between the growth of coralg al assemblages and the sediment filling of pores and primary cavities. The sediments, deposited after the coral growth and compacted and/or lithified with a significant delay, may have locked-in their magnetization a few thousands of years later than the corals.

The uppermost part of the excursions zone, located above the thick black sandy layer (i.e. 106 to 104 mbsl), can be related to the end of MIS 5.5. or to the MIS 5.5/5.4 transition (Fig. 9). Indeed, between 117 and 106 mbsl, Fujita et al. (in press) report a deepening-upward sequence from 45 ± 15 to 75 ± 15 m water depth, attributed to the sea-level rise that occurred during the latter part of the penultimate deglaciation (Termination II) prior to MIS 5.5. U/Th age constraints of ~ 133 ka are consistent with these paleobathymetric estimations (Thomas A., pers.com.), supporting the idea that the anomaly recorded between 106 and 104 mbsl probably also corresponds to the Blake event. Based on this attribution, and with a subsidence rate from ~ 0.25 to ~ 0.39 m/kyr and a paleo water depth of 75 ± 15 m, calculated sea level would lie within the plausible range of 17 mbsl to 32 m above the present sea level.

The 11 m-thick volcaniclastic deposits (117 to 106 mbsl) that are interbedded with the reef carbonates carrying the excursion could therefore be assigned to distal formations of Termination II.

From 156 to 141 mbsl, low RPI values and unstable NRM directions are recorded in a thick coralg al framework unit whose top is affected by dissolution features interpreted as being related to meteoric diagenetic processes. This unit characterizes a sea-level highstand reef

unit which could be attributed to the MIS 9, or to an older stage, depending on subsidence rate estimates. This geomagnetic dipole low is accompanied by one single reversed/excursional direction, by contrast with the multiple anomalous magnetizations recorded in the upper part of the sequence.

5. Conclusions

The Tahiti Pleistocene reef carbonates are exceptionally rich in ferrimagnetic minerals. Magnetic properties evidence their ability to preserve a stable remanent magnetization, mainly carried by Ti-magnetite. Excursion directions and weak relative paleointensities, recorded between 119 and 103 m below modern sea level (mbsl), are identified as the Blake event (115–120 ka) and the associated dipole low. The compatibility of this identification with radiometric ages (131.5–134.1 ka) obtained at 117 mbsl, relies on several arguments:

- The geomagnetic instability might have started before the age range commonly assigned to the Blake event, recorded under various forms in a relatively large time window.
- An age difference of few thousands of years may also result from a delayed lock-in of the depositional magnetization and diagenetic processes in those highly porous and heterogeneous lithologies.

The Maraa late Pleistocene sequence comprises reef units attributed to the penultimate deglaciation and marine isotope stage (MIS) 5, and reef units that were formed during an older sea-level highstand (MIS 9 or older) which recorded low relative paleointensities and scattered paleomagnetic directions.

This study contributed to the multidisciplinary effort aiming at establishing the chronological framework of the Maraa Pleistocene reef sequence. It also points out that reef sequences developed on

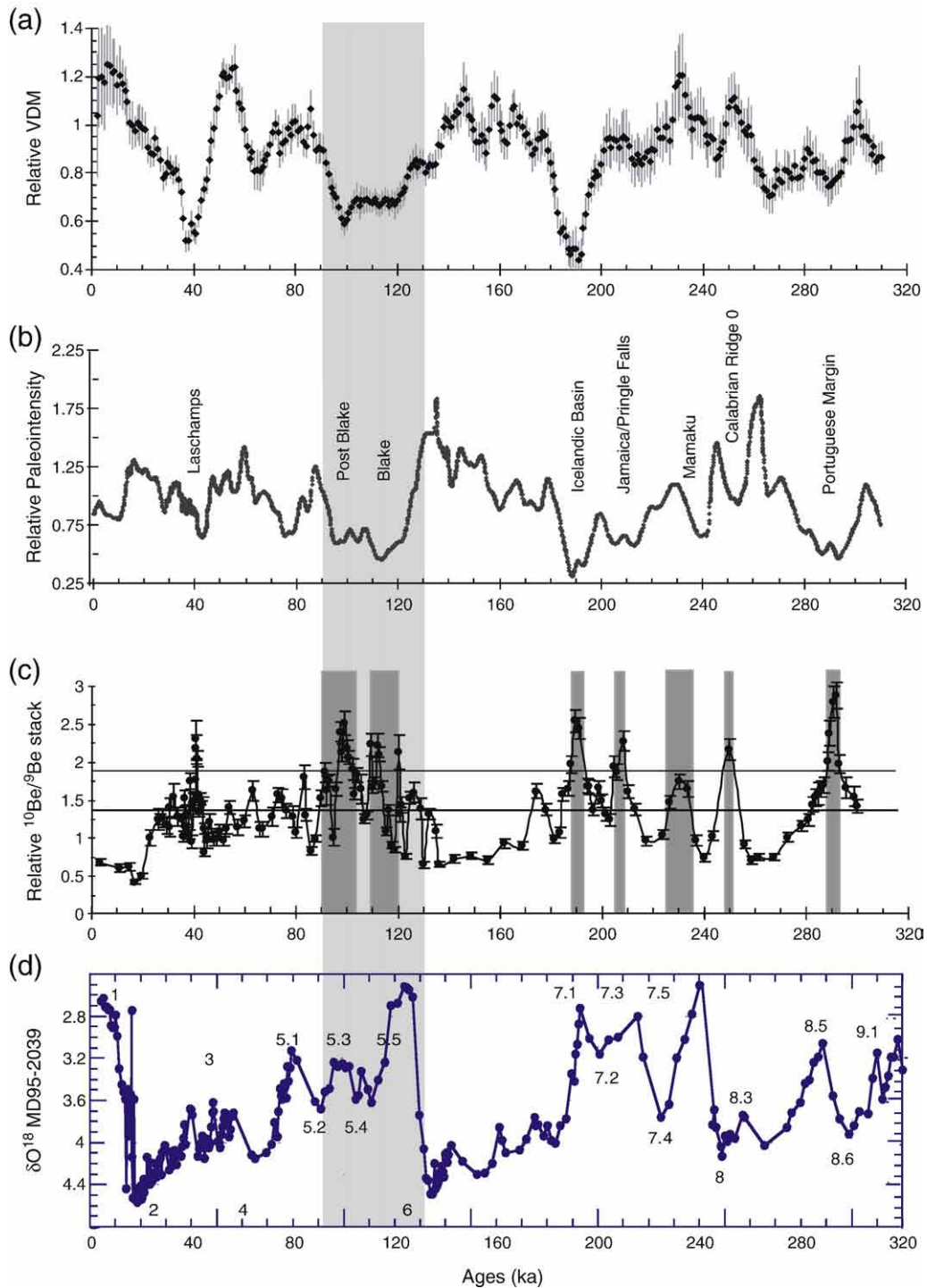


Fig. 10. (a) Variation of the Virtual Dipole Moment (SINT800 compilation, Guyodo and Valet, 1999); (b) relative paleointensity record of the Portuguese Margin sequence; (c) $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of the Portuguese Margin sequence (cosmogenic isotopes production rate proxy). Dark grey zones correspond to production peaks linked with main geomagnetic excursions identified during MISs 5, 7, 8 and 9; (d) benthic $\delta^{18}\text{O}$ record, Portuguese Margin (Thomson et al., 1999). The light grey zone indicates the time window of the dipolar moment low associated to the Blake event.

Modified after Thouveny et al., 2004; Carcaillet et al., 2004.

volcanic islands provide potentially valuable records of excursions, but, since such archives are not continuous, results have to be taken cautiously. Most anomalous inclinations average to near axial dipole reversed polarity values, with only few intermediate directions, which is uncommon in sedimentary paleomagnetic records.

Further methodological studies on the NRM acquisition processes are required, especially, on the roles played by compaction and

carbonate diagenesis processes in the acquisition delays of the paleomagnetic signals.

Acknowledgments

The authors thank Claire Seard for helpful collaboration on sedimentological study and François Demory for his contribution to

magnetization analyses. Alexander Thomas and Kazuhiko Fujita kindly provided unpublished data, and Pierre Deschamps contributed to the discussion of the chronological frame. This work used samples provided by Integrated Ocean Drilling Program (IODP): thanks are due to the IODP 310 Expedition scientists. Two anonymous referees helped to improve the manuscript.

References

- Aissaoui, D.M., McNeil, D.F., Kirschvink, J.L., 1990. Magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates from Mururoa atoll, French Polynesia: implications for global eustasy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 102–112.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., 1990. U–Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea-level during the past 130 000 years. *Nature* 346, 456–458.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996a. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382, 241–244.
- Bard, E., Jouannic, C., Hamelin, B., Pirazzoli, P., Arnold, M., Faure, G., Susumosusastro, P., Syaefudin, 1996b. Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* 23, 1473–1476.
- Bonhommet, N., Zähringer, J., 1969. Paleomagnetism and potassium argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 6, 43–46.
- Cabioch, G., Camoin, G., Montaggioni, L., 1999. Postglacial growth history of a French Polynesian barrier reef tract, central Pacific. *Sedimentology* 46, 985–1000.
- Cabioch, G., Montaggioni, L., Thouveny, N., Frank, N., Sato, T., Chazottes, V., Dalamasso, H., Payri, C., Pichon, M., Sémah, A., 2008. The chronology and structure of the western New Caledonian barrier reef tracts. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 268, 91–105.
- Camoin, G., Gautret, P., Montaggioni, L., Cabioch, G., 1999. Nature and environmental significance of microbialites in quaternary reefs. *Sediment. Geol.* 126, 271–304.
- Camoin, G., Ebrén, Ph., Eisenhauer, A., Bard, E., Faure, G., 2001. A 300 000-yr coral reef record of sea level changes, Mururoa atoll (Tuamotu Archipelago, French Polynesia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2746, 1–17.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D.B., and the IODP Expedition 310 Scientists, 2007a. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. Expedition Reports, Tahiti Sea Level, Volume 310. Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc, Washington, D.C. doi:10.2204/iodp.proc.310.2007.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D.B., and the IODP Expedition 310 Scientists, 2007b. IODP Expedition 310 reconstructs sea level, climatic and environmental changes in the south Pacific during the last deglaciation. *Sci. Drill.* 5, 4–12.
- Carcaillet, J., Bourlès, D.L., Thouveny, N., Arnold, M., 2004. A high resolution authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 219, 397–412.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y., Pillans, B., 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth Planet. Sci. Lett.* 141, 227–236.
- Chauvin, A., Roperch, P., Duncan, R., 1990. Paleomagnetic study of a flow sequence (1.2–0.6 Ma) from the island of Tahiti and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res.* 95, 2727–2752.
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Wasserburg, G.J., 1991. Precise chronology of the last interglacial period: 234U/230Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 82–97.
- Creer, K.M., Readman, P., Jacobs, A.M., 1980. Palaeomagnetic and paleontological dating of a section at Gioia Tauro, Italy: identification of the Blake event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50, 289–300.
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 260–267.
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* 107. doi:10.1029/2001JB000486.
- Esat, T.M., McCulloch, M.T., Chappell, J., Pillans, B., Omura, A., 1999. Rapid fluctuations in sea-level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. *Science* 283, 197–201.
- Expedition 310 Scientists, 2006. The last deglacial sea level rise in the South Pacific: offshore drilling in Tahiti (French Polynesia). IODP Preliminary Report, v. 310.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17 000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637–642.
- Fang, X.-M., Li, J.-J., Van der Voo, R., Mac Niocail, C., Dai, X., Kemp, R., Derbyshire, E., Cao, J., Wang, J., Wang, G., 1997. A record of the Bake Event during the last interglacial paleosol in the western Loess Plateau of China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 73–82.
- Fujita, K., Omori, A., Yokoyama, Y., Sakai, S., Iryu, Y., 2010. Sea-level rise during Termination II inferred from large benthic foraminifers: IODP Expedition 310, Tahiti Sea Level. *Mar. Geol.* 271, 149–155.
- Guillot, P.Y., Talandier, H., Guillou, H., Leroy, I., 1993. Temporal Evolution of the Volcanism at Tahiti Island: Geology and Structural Evolution. International Workshop on Intraplate Volcanism: The Polynesian Plume Province, Papeete, Tahiti.
- Guillou, H., Singer, B., Laj, C., Kissel, C., Scaillet, S., Jicha, B.R., 2004. On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 227, 331–343.
- Guyodo, Y., Valet, J.P., 1999. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 ky. *Nature* 399, 249–252.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Le Roy, I., 2004. Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 349–365.
- Hildenbrand, A., Marlin, C., Conroy, A., Guillot, P.-Y., Filly, A., Massault, M., 2005. Isotopic approach of rainfall and groundwater circulation in the volcanic structure of Tahiti-Nui (French Polynesia). *J. Hydrol.* 302, 187–208.
- Hildenbrand, A., Guillot, P.-Y., Marlin, C., 2007. Geomorphological study of long term erosion on a tropical volcanic ocean island: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Geomorphology* 93 (3–4), 460–481. doi:10.1016/j.geomorph.2007.03.012.
- Holt, J.W., Kirschvink, J.L., 1996. Geomagnetic field inclinations for the past 400 kyr from the 1-km core of the Hawaii Scientific Drilling Project. *J. Geophys. Res.* 101, 655–663.
- King, J.W., Banerjee, S.K., Marvin, J., 1983. A new rock magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years. *J. Geophys. Res.* 88, 5911–5921.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-square lines and plane and the analysis palaeomagnetic data. *R. Astron. Soc. Geophys. J.* 699–718.
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science* 292, 679–686. doi:10.1126/science.1059549.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Johnston, P., Purcell, A., 2000. Global ice volumes at the Last Glacial Maximum and early Lateglacial. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 513–527.
- Le Roy I., 1994. Evolution des volcans en système de point chaud: Ile de Tahiti, Archipel de la Société (Polynésie Française), PhD Thesis Univ. Paris-Sud, Orsay, France, 271 pp.
- McNeill, D.F., Ginsburg, R.N., Chang, S.-B.R., Kirschvink, J.L., 1988. Magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates from San Salvador, Bahamas. *Geology* 16, 8–12.
- Montaggioni, L., Cabioch, G., Camoin, G., Bard, E., Ribaud-Laurenti, A., Faure, G., Déjardin, P., Récy, J., 1997. Continuous record of reef growth over the past 14 k.y. on the mid-pacific island of Tahiti. *Geology* 25, 555–558.
- Rohling, E.J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A.P., Siddall, M., Hemleben, Ch., Kucera, M., 2009. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nat. Geosci.* 2, 500–504.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T., 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 745–762.
- Tauxe, L., 1993. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Rev. Geophys.* 31, 319–354.
- Thomas, A.L., Henderson, G.M., Deschamps, P., Yokoyama, Y., Bard, E., Hamelin, B., Durand, N., Camoin, G., 2009. Penultimate deglacial sea level timing from uranium/thorium dating of Tahitian corals. *Science* 324 (5931), 1186–1189. doi:10.1126/science.1168754.
- Thomson, J., Nixon, S., Summerhayes, C.P., Schonfeld, J., Zahn, R., Grootes, P., 1999. Implications for sedimentation changes on the Iberian margin over the last two glacial/interglacial transitions from (230Th excess)0 systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 165, 255–270.
- Thouveny, N., Creer, K.M., Blunk, I., 1990. Extension of the Lac du Bouchet palaeomagnetic record over the last 120,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 140–161.
- Thouveny, N., Beaulieu, J.L., Bonifay, E., Creer, K.M., Guiot, J., Icole, M., Johnsen, S., Jouzel, J., Reille, M., Williams, T., Williamson, D., 1994. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature* 371, 503–506.
- Thouveny, N., Carcaillet, J., Moreno, E., Leduc, G., Nérini, D., 2004. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of Portuguese Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 219, 377–396.
- Tric, E., Laj, C., Valet, J.P., Tucholka, P., Paterne, M., Guichard, F., 1991. The Blake geomagnetic event: transition geometry, dynamical characteristics and geomagnetic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 1–13.
- Yamamoto, Y., Shimura, K., Uto, K., Tsumakawa, H., Kogiso, T., 2000. The past 5 Ma paleosecular variation and mean field of the Society islands in French Polynesia. *Eos Trans. — Am. Geophys. Union* 81 (48) Fall Meet. Suppl., Abstract GP71A-12.
- Zhu, R., Pan, Y., Coe, R.S., 2000. Paleointensity studies of a lava succession from Jilin Province, northeastern China: evidence for the Blake event. *J. Geophys. Res.* 105, 8305–8317.

Bibliographie

A

- Andersen, K.K., Svensson, A., Rasmussen, S.O., Steffensen, J.P., Johnsen, S.J., Bigler, M., Röthlisberger, R., Ruth, U., Siggaard-Andersen, M.-L., Dahl-Jensen, D., Vinther, B.M., et Clausen, H.B., 2006. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews* 25, 246-257.
- Andersen, M.B., Stirling, C.H., Potter, E.-K., et Halliday, A.N., 2004. Toward epsilon levels of measurement precision on $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ by using MC-ICPMS. *International Journal of Mass Spectrometry* 237, 107-118.
- Andersen, M.B., Stirling, C.H., Zimmermann, B., et Halliday, A.N., 2010. Precise determination of the open ocean $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ composition. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11, Q12003, doi: 10.1029/2010GC003318.
- Anderson, R.F., Lao, Y., Broecker, W.S., Trumbore, S.E., Hofmann, H.J., et Wolfli, W., 1990. Boundary scavenging in the Pacific Ocean: a comparison of ^{10}Be and ^{231}Pa . *Earth and Planetary Science Letters* 96, 287-304.
- Arnold, M., Merchel, S., Bours, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gottang, A., et Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B* 268, 1954-1959.

B

- Baas, J.H., Mienert, J., Abrantes, F., et Prins, M.A., 1997. Late Quaternary sedimentation on the Portuguese continental margin: climate-related processes and products. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 130, 1-23.
- Bacon, M.P., 1984. Glacial to interglacial changes in carbonate and clay sedimentation in the Atlantic Ocean estimated from ^{230}Th measurements. *Isotope Geoscience* 2, 97-111.

- Bard, E., 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 2025-2038.
- Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J., et Duplessy, J.-C., 1987. Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry. *Nature* 328, 791-794.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., Zindler, A., Mathieu, G., et Arnold, M., 1990. U/Th and ^{14}C ages of corals from Barbados and their use for calibrating the ^{14}C time scale beyond 9000 years BP. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B* 52, 461-468.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L.F., Cabioch G., Faure G., et Rougerie F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382, 241-244.
- Bard, E., Raisbeck, G.M., Yiou, F., et Jouzel, J., 1997. Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millenium: comparison between ^{14}C and ^{10}Be records. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 453-462.
- Bard, E., Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N., et Cabioch, G., 1998. Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals : An updated data base including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon* 40, 1085-1092.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.L., et Gendreau, S., 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. *Science* 289, 1321–1324.
- Bard, E., Rostek, F., et Ménot-Combes, G., 2004. Radiocarbon calibration beyond 20,000 ^{14}C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary Research* 61, 204-214.
- Bard, E., Hamelin, B., et Delanghe-Sabatier, D., 2010. Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science* 327, 1235-1237, doi: 10.1126/science.1180557
- Baroni, M., Bard, E., Petit, J.R., Magnan, O., et Bournès, D.L., 2011. Volcanic and solar activity, and atmospheric circulation influences on cosmogenic ^{10}Be fallout at Vostok and Concordia (Antarctica) over the last 60 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, issn 0016-7037, doi: 10.1016/j.gca.2011.09.002.
- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J. et Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 91-108.
- Bassinot, F.C., et L.D. Labeyrie, avec les participants scientifiques, 1996. MD101/IMAGES, rapport de campagne à la mer. Edité par l'Institut Français pour la Recherche et la Technologie polaires.

- Baumgartner, S., Beer, J., Masarik, J., Wagner, G., Meynadier, L., et Synal, H.-A., 1998. Geomagnetic modulation of the ^{36}Cl flux in the GRIP ice core, Greenland. *Science* 279, 1330-1332
- Beaufort, L., Droxler, A.W., Chen, M.-T., and party, t.m.o.t.s., 2005. MD148 / IMAGES XIII, PECTEN 2005 Cruise Report.
- Beck, J.W., Richards, D.A., Edwards, R.L., Silverman, B.W., Smart, P.L., Donahue, D.J., Herrera-Osterheld, S., Burr, G.S., Calsoyas, L., Jull, A.J.T., et Biddulph, D., 2001. Extremely large variations of atmospheric ^{14}C concentration during the last glacial period. *Science* 292, 2453–8.
- Beer, J., Siegenthaler, U., Bonani, G., Finkel, R.C., Oeschger, H., Suter, M., et Wolfli, W., 1988. Information on past solar activity and geomagnetism from ^{10}Be in the Camp Century ice core. *Nature* 331, 675-679.
- Beer, J., Blinov, A., Bonani, G., Finkel, R.C., Hofman, H.J., Lelmann, B., Oeschger, H., Sigg, A., Schwander, J., Staffelbach, T., Stauffer, B., Suter, M., et Wolfli, W., 1990. Use of ^{10}Be in polar ice to trace the 11-year cycle of solar activity. *Nature* 347, 164-166.
- Benson, L., Liddicoat, J., Smoot, J., Sarna-Wojcicki, A., Negrini, R., et Lund, S., 2003. Age of the Mono Lake excursion and associated tephra. *Quaternary Science Reviews* 22, 135-140.
- Bethe, H., 1930. Zur Theorie des Durchgangs schneller Korpuskularstrahlen durch Materie. *Annalen der Physik* 397, 325 – 400.
- Birch, F., 1961. Composition of the Earth's mantle. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 4, 295-311.
- Biggin, A.J., McCormack, A., et Roberts, A., 2010. Paleointensity Database Updated and Upgraded. *EOS Transactions* 91(2).
- Biswas, D.K., Hyodo, M., et Tanigucchi, Y., 1999. Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700 m core from Osaka Bay, Southwestern Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and the early Brunhes chrons. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 148, 233–248.
- Bonhommet, N., et J. Babkine, 1967. Sur la présence d'aimantations inverses dans la Chaîne des Puys — Massif Central, France. *C.R.A.S. Paris* 264, 92.
- Bonhommet, N., et J. Zahringer, 1969. Paleomagnetism and potassium argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth and Planetary Science Letters* 6, 43–46.
- Bourlès, D.L., 1989. Etude de la géochimie de l'isotope cosmogénique ^{10}Be et de son isotope stable ^9Be en milieu océanique. Application à la datation des sédiments marins. *Mémoire de doctorat, Université de Paris Sud, centre d'Orsay*.

- Bourlès, D.L., 1992. Beryllium Isotopes in the Earth's Environment. *Encyclopedia of Earth System Science* 1, 337-352.
- Bourlès, D.L., Raisbeck, G.M., et Yiou, F., 1989. ^{10}Be and ^9Be in marine sediments and their potential for dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 443-452.
- Brown, E.T., Measures, C.I., Edmond, J.M., Bourlès, D.L., Raisbeck, G.M., et Yiou, F., 1992. Continental inputs of beryllium to the oceans. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 101-111.
- Brown, L., Singer, B., Pickens, J. et Jicha, B., 2004. Paleomagnetic directions and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the Tatara-San Pedro volcanic complex, Chilean Andes: Lava record of a Matuyama-Brunhes precursor? *Journal of Geophysical Research* 109(B12), doi: 10.1029/2004JB003007.

C

- Camps, P., 1994. Comportement du champ magnétique de la Terre au cours de ses renversements: Etude d'un exemple, variations ultra rapides et caractéristiques statistiques globales. *Mémoire de doctorat, Université Montpellier II*.
- Carcaillet, J., 2003. Modulation de la production atmosphérique du cosmonucléide Béryllium-10 lors des excursions et inversions géomagnétiques depuis 1,3 Ma. *Mémoire de doctorat, Université Aix-Marseille III*.
- Carcaillet, J., Thouveny, N., et Bourlès, D.L., 2003. Geomagnetic moment instability between 0.6 and 1.3 Ma from cosmonuclide evidence. *Geophysical Research Letters* 30, 1792.
- Carcaillet, J., Bourlès, D.L., Thouveny, N. et Arnold, M., 2004a. A high resolution authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 397-412.
- Carcaillet, J., Bourlès, D.L., et Thouveny, N., 2004b. Geomagnetic dipole moment and ^{10}Be production rate intercalibration from authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ for the last 1.3 Ma. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5, 397-412, Q05006, doi: 10.1029/2003GC000641.
- Carson, B.E., Francis, J.M., Leckie, R.M., Droxler, A.W., Dickens, G.R., Jorry, S.J., Bentley, S.J., Peterson, L.C., et Opdyke, B.N., 2008. Benthic foraminiferal response to sea level change in the mixed siliciclastic-carbonate system of southern Ashmore Trough (Gulf of Papua). *Journal of Geophysical Research* 113, F01S20, doi: 10.1029/2006JF000629.
- Cassata, W.S., Singer, B.S., et Cassidy, J., 2008. Laschamp and Mono Lake geomagnetic excursions recorded in New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 76-88.

- Cassidy, J., et M. J. Hill, 2009. Absolute palaeointensity study of the Mono Lake excursion recorded by New Zealand basalts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 172, 225–234.
- Champion, D.E., Dalrymple, G.B., et Kuntz, M.A., 1981. Radiometric and paleomagnetic evidence for the Emperor reversed polarity event at 0.46 ± 0.005 Myr in basalt lava flows from the eastern Snake river plain, Idaho. *Geophysical Research Letters* 8, 1055–1058.
- Champion, D., Lanphere, M. et Kuntz, M., 1988. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late matuyama polarity chrons. *Journal of Geophysical Research* 93(B10), doi: 10.1029/88JB03323.
- Champion, D.E., Lanphere, M., et Anderson, S.R., 1996. Further verification and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Big Lost reversed polarity subchron from drill core subsurface samples of the Idaho National Engineering Laboratory, Idaho. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 77, F165.
- Channell, J.E.T., 2006. Late Brunhes polarity excursions (Mono Lake, Laschamp, Iceland Basin and Pringle Falls) recorded at ODP Site 919 (Irminger Basin). *Earth and Planetary Science Letters* 244, 378-393.
- Channell, J.E.T., Hodell, D., McManus, J., et Lehman, B., 1998. Orbital modulation of the Earth's magnetic field intensity. *Nature* 394, 464–468.
- Channell, J.E.T., et H.F. Keiven, 2000. Geomagnetic paleointensities and astronomical ages for the Matuyama-Brunhes boundary and boundaries of the Jaramillo Subchron: palaeomagnetic and oxygen isotope records from ODP site 983. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 358, 1027-1047.
- Channell J.E.T., Curtis, J.H., et Flower, B.P., 2004. The Matuyama–Brunhes boundary interval (500–900 ka) in north Atlantic drift sediments. *Geophysical Journal International* 158, 489–505.
- Channell, J.E.T., Xuan, C., et Hodell, D.A., 2009. Stacking paleointensity and oxygen isotope data for the last 1.5 Myr (PISO-1500). *Earth and Planetary Science Letters* 283, 14-23.
- Chase, Z., Anderson, R.F., Fleisher, M.Q., et Kubik, P.W., 2002. The influence of particle composition and particle flux on scavenging of Th, Pa and Be in the ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 204, 215-229.
- Chauvin, A., Duncan, R.A., Bonhommet, N., et Levi, S., 1989. Paleointensity of the Earth's magnetic field and K–Ar dating of the Louchadière volcanic flow (central France): New evidence for the Laschamp Excursion. *Geophysical Research Letters* 16, 1189–1192.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., et Jakob, D., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear*

Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms 268, 192-199.

- Christl, M., 2007. Sensitivity and response of beryllium-10 in marine sediments to rapid production changes (geomagnetic events): A box model study. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, Q09015, 10 PP, doi:10.1029/2007GC001598
- Christl, M., Strobl, C., et Mangini, A., 2003. Beryllium-10 in deep-sea sediments: a tracer for the Earth's magnetic field intensity during the last 200,000 years. *Quaternary Science Reviews* 22, 725-739.
- Christl, M., Mangini, A., et Kubik, P.W., 2007. Highly resolved Beryllium-10 record from ODP Site 1089--A global signal? *Earth Planetary Science Letters* 257, 245-258.
- Christl, M., Lippold, J., Steinhilber, F., Bernsdorff, F., et Mangini, A., 2010. Reconstruction of global ^{10}Be production over the past 250 ka from highly accumulating Atlantic drift sediments. *Quaternary Science Reviews* 29, 2663-2672.
- Coe, R.S., et J.C. Liddicoat, 1994. Overprinting of natural magnetic remanence in lake sediments by subsequent high intensity field. *Nature* 367, 57-59.
- Coe, R.S., Singer, B.S., Pringle, P.S. et Zhao, X., 2004. Matuyama-Brunhes reversal and Kamikatsura event on Maui: paleomagnetic directions, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and implications. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 667-684. doi: 10.1016/j.epsl.2004.03.003.
- Condomines, M., 1980. Age of the Olby-Laschamp geomagnetic polarity event. *Nature* 286, 697-699.
- Constable, C., 1992. Link between geomagnetic reversal paths and secular variation of the field over the past 5 Ma. *Nature* 358, 230-233.
- Constable, C., et L. Tauxe, 1996. Towards absolute calibration of sedimentary paleointensity records. *Earth and Planetary Science Letters* 143, 269-274.
- Cox, A., Doell, R.R. et Dalrymple, G.B., 1963. Geomagnetic Polarity Epochs and Pleistocene Geochronometry. *Nature* 198, 1049-1051.
- Creer, K.M., Readman, P., et Jacobs, A.M., 1980. Palaeomagnetic and paleontological dating of a section at Gioia Tauro, Italy: identification of the Blake event. *Earth Planetary Science Letters* 50, 289-300.
- Creer, K.M., Valencio, D.A., Sinito, A.M., Tucholka, P. et Vilas, J.F., 1983. Geomagnetic secular variation 0-14000 yr BP as recorded by lake sediments from Argentina. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 74, 199-221.
- Cresswell, G.R., 2000. Coastal currents of northern Papua New Guinea, and the Sepik River Outflow. *Marine and Freshwater Research* 51, 553-564.

D

- Dagley, P., et E. Lawley, 1974. Paleomagnetic evidence for the transitional behaviour of the geomagnetic field. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 36, 577-598.
- Daly, L. et M. LeGoff, 1996. An updated and homogeneous world secular variation data base. 1. Smoothing of the archaeomagnetic results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 93, 159-190.
- DeAbreu, L., Shackleton, N.J., Schoenfeld, J., Hall, M., et Chapman, M., 2003. Millennial scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology* 196, 1–20.
- Delaygue, G., et E. Bard, 2010. An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millenium. *Climate Dynamics* 36, 2201-2218, doi: 10.1007/s00382-010-0795-1.
- Delmas R.J., Beer, J., Synal, H.A., Muscheler, R., Petit, J.R., et Pourchet, M., 2004. Bomb-test ^{36}Cl measurements in Vostok snow (Antartica) and the use of ^{36}Cl as a dating tool for deep ice cores. *Tellus* 56B, 492-498.
- Denham, C.R., et A. Cox, 1971. Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13300–30400 years ago. *Earth and Planetary Science Letters* 13, 181-190.
- Deschamps, P., Doucelance, R., Ghaleb, B., et Michelot, J.L., 2003. Further investigations on optimized tail correction and high-precision measurement of Uranium isotopic ratios using Multi-Collector ICP-MS. *Chemical Geology* 201, 141-160.
- Deschamps, P., Hillaire-Marcel, C., Michelot, J.L., Doucelance, R., Ghaleb, B., et Buschaert, S., 2004. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ Disequilibrium along stylolitic discontinuities in deep Mesozoic limestone formations of the Eastern Paris basin: evidence for discrete uranium mobility over the last 1-2 million years. *Hydrology and Earth System Sciences* 8, 35-46.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A.L., Henderson, G.M., Okuno, J., et Yokoyama, Y., 2012. Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature* 483, 559-564.

E

- Elsasser, W., 1955. *American Journal of Physics* 23, 590.
- Elsasser, W., Ney, E.P., et Winckler, J.R., 1956. Cosmic-ray intensity and geomagnetism. *Nature* 178, 1226-1227.

F

- Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P., Fairbanks, T.W., Bloom, A.L., Grootes, P.M., et Nadeau, M.-J., 2005. Radiocarbon

- calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews* 24, 1781–96.
- Finkel, R.C., et K. Nishiizumi, 1997. Beryllium 10 concentrations in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core from 3–40 ka. *Journal of Geophysical Research* 102, 26699–26706.
- Francis, J.M., Olson, B., Dickens, G.R., Droxler, A.W., Beaufort, L., De Garidel-Thoron, T., Bentley, S.J., Peterson, L.C., et Opdyke, B., 2006. High siliciclastic flux during the last sea level transgression, Ashmore Trough, Gulf of Papua. Présenté au congrès annuel de l'American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas.
- Francis, J.M., 2007. Late Quaternary sediment dispersal and accumulation on slopes of the Great Barrier Reef mixed siliciclastic-carbonate depositional system, Gulf of Papua, Papua New Guinea and north Queensland Margin, Australia. *Mémoire de doctorat, Rice University, Houston, Texas*.
- François, R., Frank, M., Rutgers van der Loeff, M.M., et Bacon, M.P., 2004. ^{230}Th normalization: An essential tool for interpreting sedimentary fluxes during the late Quaternary. *Paleoceanography* 19, 10-18.
- Frank, M., 2000. Comparison of cosmogenic radionuclide production and geomagnetic field intensity over the last 200,000 years. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 358, 1089-1107.
- Frank, M., Schwarz, B., Baumann, S., Kubik, P.W., Suter, M., et Mangini, A., 1997. A 200 kyr record of cosmogenic radionuclide production rate and geomagnetic field intensity from ^{10}Be in globally stacked deep-sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 149, 121-129.
- Fuller, M., 2006. Geomagnetic field intensity, excursions, reversals and the 41,000-yr obliquity signal. *Earth and Planetary Science Letters* 245, 605–615.

G

- Gallet, Y., Genevey, A., et LeGoff, M., 2003. Three millenia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 131, 81-89.
- Gallet, Y., Genevey, A., Le Goff, M., Warmé, N., Gran-Aymerich, J., et Lefèvre, A., 2009. On the use of archeology in geomagnetism and vice-versa : Recent developments in archeomagnetism, *Comptes Rendus Physique* 10, 630-648.
- Gauss, 1838. Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus in Resultate aus den Beobachtunger des magnetischen Vereins im Jahre 1836-1841, 6 Hefte, Gottiugen und Leipzig.
- Gee, J.S., Cande, S., Hildebrand, J., Donnelly, K. et Parker, R., 2000. Geomagnetic intensity variations over the past 780 kyr obtained from near-seafloor magnetic anomalies. *Nature* 408, 827-832.

- Gillot, P.Y., Labeyrie, J., Laj, C., Valladas, G., Guerin, G., Poupeau, G., et Delibrias, G., 1979. Age of the Laschamp geomagnetic polarity excursion revisited. *Earth and Planetary Science Letters* 42, 444–450.
- Glatzmaier, G.A., et P.H. Roberts, 1995. A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature* 377, 203-209.
- Goslar, T., Arnold, M., Bard, E., Kuc, T., Pazdur, M.F., Ralska-Jasiewiczowa, M., Rozanski, K., Tisnerat, N., Walanus, A., Wicik, B. et Wickowski, K., 1995. High concentration of atmospheric ^{14}C during the Younger Dryas cold episode. *Nature* 377, 414-417.
- Gosse, J.C., et F.M. Phillips, 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- Gubbins, D., Jones, A.L., et Finlay, C., 2006. Fall in the Earth's magnetic field is erratic. *Science* 312, 900-902.
- Guillou, H., Singer, B.S., Laj, C., Kissel, C., Scaillet, S., et Jicha, B.R., 2004. On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 331-343.
- Guyodo, Y., et J.-P. Valet, 1996. Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records: the past 200,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 143, 23-36.
- Guyodo, Y., et J.-P. Valet, 1999. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature* 399, 249-252.
- Guyodo, Y., Gaillot, P., et Channell, J.E.T., 2000. Wavelet analysis of relative geomagnetic paleointensity at ODP site 983. *Earth and Planetary Science Letters* 184, 109–123.

H

- Hall, C.M., et D. York, 1978. K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal. *Nature* 274, 462–464.
- Hall, I.R., et I.N. McCave, 2000. Palaeocurrent reconstruction, sediment and thorium focussing on the Iberian margin over the last 140 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 178, 151-164.
- Hanna, R.L., et K.L. Verosub, 1989. A review of lacustrine paleomagnetic records from Western North America : 0-40000 years BP. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 56, 76-95.
- Harris, P.T., Baker, E.K., Cole, A.R., et Short, S.A., 1993. A preliminary study of sedimentation in the tidally dominated Fly River delta, Gulf of Papua. *Continental Shelf Research* 13, 441–472.

- Heikkilä, U., Beer, J., Abreu, J.A., et Steinhilber, F., 2011. On the Atmospheric Transport and Deposition of the Cosmogenic Radionuclides (^{10}Be): A Review. *Space Science Reviews*, doi: 10.1007/s11214-011-9838-0.
- Henderson, G.M., et R.F. Anderson, 2003. The U-series toolbox for paleoceanography. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 52, 493-53.
- Henken-Mellies, W.U., Beer, J., Heller, F., Hsü, K.J., Shen, C., Bonani, G., Hofmann, H.J., Suter, M., et Wölfli, W., 1990. ^{10}Be and ^9Be in South Atlantic DSDP Site 519: Relation to geomagnetic reversals and to sediment composition. *Earth and Planetary Science Letters* 98, 267-276.
- Hoffman, K.A., 1981. Palaeomagnetic excursions, aborted reversals and transitional fields. *Nature* 294, 67-69.
- Hoffman, K.A., 1991. Long-lived transitional states of the geomagnetic field and the two dynamo families. *Nature* 354, 273-277, doi: 10.1038/354273a0.
- Hoffman, K.A., 1992. Dipolar reversal states of the geomagnetic field and core-mantle dynamics. *Nature* 359, 789-793.
- Hoffman, K.A., et B.S. Singer, 2004. Dans: Channell, J.E.T., Kent, D.V., Lowrie, W., et Meert, J., (Eds.). Regionally Recurrent Paleomagnetic Transitional Fields and Mantle Processes. Timescales of the Paleomagnetic Field. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* 145, 233–243.
- Hoffmann, D.L., Beck, J.W., Richards, D.A., Smart P.L., Singarayer J.S., Ketchmark T., et Hawkesworth, C.J., 2010. Towards radiocarbon calibration beyond 28 ka using speleothems from the Bahamas. *Earth and Planetary Science Letters* 289,1–10.
- Hofmann, D., et K. Fabian, 2009. Correcting relative paleointensity records for variations in sediment composition: Results from a South Atlantic stratigraphic network. *Earth and Planetary Science Letters* 284, 34-43.
- Hongre, L., Hulot, G., et Khokhlov, A., 1998. An analysis of the geomagnetic field over the past 2000 years. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 160, 311-335.
- Hulot, G. et J.L. Le Mouél, 1994. A statistical approach to the Earth's main magnetic field. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 82, 167–183, doi: 10.1016/0031-9201(94)900701.
- Hughen, K., Lehman, S., Southon, J., Overpeck, J., Marchal, O., Herring, C., et Turnbull, J., 2004. ^{14}C Activity and Global Carbon Cycle Changes over the Past 50,000 Years. *Science* 303, 202-207.
- Hughen, K., Southon, J., Lehman, S., Bertrand, C., et Turnbull, J., 2006. Marine-derived ^{14}C calibration and activity record for the past 50,000 years updated from the Cariaco Basin. *Quaternary Science Reviews* 25, 3216–27.

J

- Jokipii, J.R., 1995. Study of cosmic rays reveals secrets of Solar-Terrestrial science. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 76 (100).
- Jorry, S.J., Droxler, A.W., Mallarino, G., Dickens, G.R., Bentley, S.J., Beaufort, L., Peterson, L.C., et 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. *Journal of Geophysical Research* 113, F01S19, doi: 10.1029/2006JF000649.

K

- Kawahata, H., Suzuki, A., et Ohta, H., 2000. Export fluxes in the Western Pacific Warm Pool. *Deep-Sea Research I* 47, 2061-2091.
- Kelly, P., et D. Gubbins, 1997. The geomagnetic field over the past 5 million years. *Geophysical Journal International* 128, 315-330.
- Kent, D.V. et D.A. Schneider, 1995. Correlation of paleointensity variation records in the Brunhes/Matuyama polarity transition interval. *Earth and Planetary Science Letters* 129, 135-144.
- Kent, D.V., et J. Carlucci, 2001. A negative test of orbital control of geomagnetic reversals and excursions. *Geophysical Research Letters* 28, 3561-3564.
- Kent, D.V., Hemming, S.R., et Turrin, B.D., 2002. Laschamp Excursion at Mono Lake? *Earth and Planetary Science Letters* 197, 151-164.
- King, J., Banerjee, S., et Marvin, J., 1983. A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: Application to paleointensity for the last 4000 years. *Journal of Geophysical Research* 88, 5911-5921.
- Kissel, C., Laj, C., Labeyrie, L., Dokken, T., Voelker, A., et Blamart, D., 1999. Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: magnetic analysis of sediments from Nordic Seas and North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 489-502.
- Kissel, C., Guillou, H., Laj, C., Carracedo, J.C., Nomade, S., Perez-Torrado, F., et Wandres, C., 2011. The Mono Lake excursion recorded in phonolitic lavas from Tenerife (Canary Islands): paleomagnetic analyses and coupled K/Ar and Ar/Ar dating. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 187, 232-244.
- Kitagawa, H., et J. van der Plicht, 1998. A 40,000-year varve chronology from Lake Suigetsu, Japan: extension of the ¹⁴C calibration curve. *Radiocarbon* 40, 505-15.
- Knudsen, M.F., Henderson, G.M., Frank, M., Mac Niocaill, C., et Kubik, P.W., 2008. In-phase anomalies in Beryllium-10 production and palaeomagnetic field behaviour during the Iceland Basin geomagnetic excursion. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 588-599.

- Kok, Y.S., et L. Tauxe, 1996a. Saw-toothed pattern of relative paleointensity records and cumulative viscous remanence. *Earth and Planetary Science Letters* 137, 95-99.
- Kok, Y.S., et L. Tauxe, 1996b. Saw-toothed pattern of sedimentary paleointensity records explained by cumulative viscous remanence. *Earth and Planetary Science Letters* 144, E9-E14.
- Kono, M. et G. Schubert, 2009. *Geomagnetism: Treatise on Geophysics*. 608 Pages Elsevier, Amsterdam.
- Korhonen, K., Donadini, F., Riisager, P., et Pesonen, L., 2008. GEOMAGIA50: an archeointensity database with PHP and MySQL. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (4), Q04029, doi: 10.1029/2007GC001893.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., von Gostomski, C.L., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., et Remmert, A., 2010. A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 187-191.
- Korte, M. et C. Constable, 2005. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6(2), doi: 10.1029/2004GC000801, issn: 1525-2027.
- Korte, M., Genevey, A., Constable, C.G., Frank, U. et Schnepf, E., 2005. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6(2), doi: 10.1029/2004GC000800, issn: 1525-2027.
- Kristjansson, L., et A.A. Gudmundsson, 1980. Geomagnetic excursions in late-glacial basalt outcrop in south-western Iceland. *Geophysical Research Letters* 7, 337-340.
- Ku, T.L., Kusakabe, M., Nelson, D.E., Southon, J.R., Korteling, R.G., Vogel, J.S., et Nokikow, I., 1982. Constancy of oceanic deposition of ^{10}Be as recorded in manganese crusts. *Nature* 299, 240-242.
- Ku, T.L., Kusakabe, M., Measures, C.I., Southon, J.R., Cusimano, G., Vogel, J.S., Nelson, D.E., et Nakaya, S., 1990. Beryllium isotope distribution in the western North Atlantic : a comparison to the Pacific. *Deep-Sea Research* 37, 795-808.
- Kusakabe, M., Ku T.L., Southon J.R., Vogel J.S., Nelson D.E., Measures C.I., et Nozaki, Y., 1987. Distribution of ^{10}Be and ^9Be in the Pacific ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 82, 231-240.
- Kutzner, C. et U. Christensen, 2002. From stable dipolar towards reversing numerical dynamos. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 131, 29-45.

L

- Larmor, J., 1919. possible rotational origin of magnetic fields of sun and earth. *Electricity Reviews* 85, 412.
- Laj, C., Weeks, R., et Fuller, M., 1989. Observation and models of reversal transition fields. Dans: Lowes, F.J., Collinson, D.W., Parry, J.H., Runcorn, S.K., Tozer, D.C., et Soward, A., (Eds.). *Geomagnetism and Palaeomagnetism* 261, 185-203. Ed. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London.
- Laj, C., Mazaud, A., et Week, R., 1991. Geomagnetic reversal paths. *Nature* 351, 447.
- Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., Channell, J.E.T., et Beer, J., 2000. North Atlantic paleointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 358, 1009–1025.
- Laj, C., Kissel, C., Scao, V., Beer, J., Thomas, D.M., Guillou, H. et Muscheler, R., 2002. Geomagnetic intensity and inclination variations at Hawaii for the past 98 kyr from core SOH-4 (Big Island): a new study and a comparison with existing contemporary data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 129, 205-243.
- Laj, C., Kissel, C., et Beer, J., 2004. High resolution global paleointensity stack since 75 kyr (GLOPIS-75) calibrated to absolute values. Dans: Channell, J.E.T., Kent, D.V., Lowrie, W., et Meert, J.G., (Eds.). *Timescales of the Paleomagnetic Field*, *Geophysical Monograph* 145.
- Laj, C., Kissel, C. et Roberts, A., 2006. Geomagnetic field behavior during the Iceland Basin and Laschamp geomagnetic excursions: A simple transitional field geometry? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7(3), doi: 10.1029/2005GC001122, issn: 1525-2027.
- Lal, D., 1988. Theoretically expected variations in the terrestrial cosmic-ray production rates of isotopes. *Societa Italiana di Fisica-Bologna-Italy XCV corso*, 216-233.
- Lal, D., 1992. Expected secular variations in the global terrestrial production rate of radiocarbon. Dans: Bard, E., et W.S. Broecker, (Eds.). *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies, Series I. Global Environmental Change* 2, 114–126.
- Lal, D., et B. Peters, 1967. Cosmic ray produced radioactivity on the Earth. Dans: Sitte, K., (Ed.), *Handbuch der Physik. Springer-Verlag, New York*, 551-612.
- Langereis, C.G., Dekkers, M.J., DeLange, G.J., Paterne, M., et Santvoort, P.J.M., 1997. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophysical Journal International* 129, 75–94.
- Lanphere, M.A., 2000. Comparison of conventional K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of young mafic volcanic rocks. *Quaternary Research* 53, 294–301.

- Lebatard, A.-E., Bourlès, D.L., Braucher, R., Arnold, M., Durringer, P., Jolivet, M., Moussa, A., Deschamps, P., Roquin, C., Carcaillet, J., Schuster, M., Lihoreau, F., Likius, A., Mackaye, H.T., Vignaud, P., et Brunet, M., 2010. Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dating method to continental sediments: Reconstruction of the Mio-Pleistocene sedimentary sequence in the early hominid fossiliferous areas of the northern Chad Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 57-70.
- Lebreiro, S.M., Voelker, A.H.L., Vizcaino, A., Abrantes, F.G., Alt-Epping, U., Jung, S., Thouveny, N., et Gràcia, E., 2009. Sediment instability on the Portuguese continental margin under abrupt glacial climate changes (last 60 kyr). *Quaternary Science Reviews* 28, 3211-3223.
- Leduc, G., Thouveny, N., Bourlès, D.L., Blanchet, C.L., et Carcaillet, J.T., 2006. Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ signature of the Laschamp excursion: A tool for global synchronisation of paleoclimatic archives. *Earth and Planetary Science Letters* 245, 19-28.
- Levi, L., et S.K. Banerjee, 1976. On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 29, 219-226.
- Liddicoat, J.C., 1992. Mono Lake Excursion in Mono Basin, California, and at Carson Sink and Pyramid Lake, Nevada. *Geophysical Journal International* 108, 442-452.
- Lisiecki, L.E., et M.E. Raymo, 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ record. *Paleoceanography*, 20, 1-17, doi: 10.1029/2004PA001071
- Liu, X.M., Liu, T.S., Liu, C., et Chen, M.Y., 1988. The Chinese loess in Xifeng, I. The preliminary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng area, Gansu Province. *Geophysical Journal International* 92, 345-348.
- Love, J.J., 1998. Paleomagnetic volcanic data and geometric regularity of reversals and excursions. *Journal of Geophysical Research* 103(B6), doi: 10.1029/97JB03745, issn: 0148-0227.
- Love, J.J., et A. Mazaud, 1997. A database for the Matuyama-Brunhes magnetic reversal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 103, 207-245.
- Lund, S., Acton, G.D., Clement, B., Okada, M., et Williams, T., 2001. Brunhes chron magnetic field excursions recovered from Leg 172 sediments. Dans : Keigwin L.D., Rio, D., Acton, G.D., et Arnold, E., (Eds.). *Proceedings of the ODP Science Research 172*, 1-18 (Online).
- Lund, S.P., Schwartz, M., Keigwin, L., et Johnson, T., 2005. Deep-sea sediment records of the Laschamp geomagnetic field excursion (~41,000 calendar years before present). *Journal of Geophysical Research* 110, Q12006.
- Lund, S.P., Stoner, J.S., Channell, J.E.T., et Acton, G., 2006. A summary of Brunhes paleomagnetic field variability recorded in ODP Cores. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 156, 194-204.

M

- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., et 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. *Quaternary Research* 27, 1–29.
- Masarik, J., et J. Beer, 1999. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 104, 12099-12111.
- Masarik, J., et J. Beer, 2009. An updated simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 114, D1110, doi:10.1029/2008JD010557.
- Maunder, E. W., 1894. A Prolonged Sunspot Minimum. *Knowledge* 17, 173.
- Mazaud, A., 1996. Sawtooth variation in magnetic intensity profiles and delayed acquisition of magnetization in deep sea cores, *Earth and Planetary Science Letters* 139, 379-386.
- McCracken, K.G., et J. Beer, 2007. Long-term changes in the cosmic ray intensity at Earth, 1428-2005. *Journal of Geophysical Research* 112, A10101, doi: 10.1029/2006JA012117.
- McFadden, M.A., Peterson, L.C., Bentley, S.J., Dickens, G.R., Droxler, A.W., et Opdyke, B., 2006. Role of paleoclimate and paleoceanography in sediment delivery to the Gulf of Papua over the last 300 kyrs based on foraminiferal and organic matter stable isotope records. Présenté au congrès annuel de l'American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas.
- McGregor, H.V., Gagan, M.K., McCulloch, M.T., Hodge, E., et Mortimer, G., 2008. Mid-Holocene variability in the marine ^{14}C reservoir age for northern coastal Papua New Guinea. *Quaternary Geochronology* 3, 213-225.
- McHargue, L.R., et P.E. Damon, 1991. The Global Beryllium 10 Cycle. *Reviews of Geophysics* 29(2), 141-158.
- Measures, C.I., et J.M. Edmond, 1983. The geochemical cycle of ^9Be : A reconnaissance. *Earth and Planetary Science Letters* 66, 101-110.
- Ménabréaz, L., Thouveny, N., Bourlès, D.L., Deschamps, P., Hamelin, B., et Demory, F., 2011. The Laschamp geomagnetic dipole low expressed as a cosmogenic ^{10}Be atmospheric overproduction at ~41 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 312, 305-317.
- Merrill, R.T. et M.W. McElhinny, 1983. The Earth's Magnetic Field. It's History, Origin and Planetary Perspectives. *International Geophysical Series* 32, 401 pages, New-York Academic Press.

- Meynadier L., Valet, J.-P., Bassinot, F., Shackleton, N., et Guyodo Y., 1994. Asymmetrical saw-tooth pattern of the geomagnetic field intensity from equatorial sediments in the Pacific and the Indian oceans, *Earth and Planetary Science Letters* 126, 109-127.
- Meynadier, L., et J.-P. Valet, 1996. Post-depositional realignment of magnetic grains and saw-toothed variations of relative paleointensity, *Earth and Planetary Science Letters* 140, 123-132.
- Milliman, J.D., 1995. Sediment discharge to the ocean from small mountainous rivers: The New Guinea example. *Geo-Marine Letters*, 15, 127– 133.
- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., et Albertin, C.S., 1999. Flux and fate of fluvial sediments leaving large islands in the East Indies. *Journal of Sea Research* 41, 97-107.
- Mochizuki, N., Tsunakawa, H., Shibuya, H., Tagami, T., Ozawa, A., Cassidy, J., et Smith, I.E.M., 2004. K–Ar ages of the Auckland geomagnetic excursions. *Earth, Planets and Space* 56, 283–288.
- Mochizuki, N., Tsunakawa, H., Shibuya, H., Cassidy, J., et Smith, I.E.M., 2006. Paleointensities of the Auckland geomagnetic excursions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 154, 168–179.
- Mochizuki, N., Tsunakawa, H., Shibuya, H., Tagami, T., Ozawa, A., et Smith, I.E.M., 2007. Further K–Ar dating and paleomagnetic study of the Auckland geomagnetic excursions. *Earth, Planets and Space* 59, 755–761.
- Monaghan, M.C., Krishnaswami, S., et Turekian, K.K., 1986. The global-average production rate of ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters* 76, 279-287.
- Moreno, E., Thouveny, N., Delanghe, D., McCave, I.N., et Shackleton, N.J., 2002. Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 465-480.
- Muscheler, R., Beer, J., Wagner, G., Laj, C., Kissel, C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., et Kubik, P.W., 2004. Changes in the carbon cycle during the last deglaciation as indicated by the comparison of ^{10}Be and ^{14}C records. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 325-340.
- Muscheler, R., Beer, J., Kubik, P.W., et Synal, H.A., 2005. Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ^{10}Be and ^{36}Cl from the Summit ice cores and ^{14}C . *Quaternary Science Reviews* 24, 1849-1860.
- N**
- Nahon, D., Bottero, J.Y., Bourlès, D., Hamelin, B., et Thouveny, N., 2008. Géosciences de l'Environnement. Traceurs Isotopiques, Pédologiques, Magnétiques. *Société Géologique de France*, Vuibert, 212 pages.
- Negrini, R.M., Davis, J.O., et Verosub, K.L., 1984. Mono Lake geomagnetic excursion found at Summer Lake, Oregon. *Geology* 12, 643-646.

- Negrini, R., Erbes, K.F., Herrera, A.M., Roberts, A.P., Cohen, A., Palacios-Fest, M., Wigand, P.E., et Foit, F., 2000. A paleoclimate record for the past 250,000 years from Summer Lake, Oregon, USA: I. Age control and magnetic lake level proxies. *Journal of Paleolimnology* 24, 125-149.
- NGRIP-Dating-group, 2006. Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05). IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2006-118. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- NGRIP-Members, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C., et McAninch, J., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B* 258, 403-413.
- Nowaczyk, N.R., et J. Knies, 2000. Magnetostratigraphic results from the eastern Arctic ocean: AMS ^{14}C ages and relative paleointensity data of the mono lake and Laschamp geomagnetic reversal excursions. *Geophysical Journal International* 140, 185-197.

O

- Olson, P., 2007. Gravitational dynamos and the low frequency geomagnetic secular variation. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104, 20159-20166.

P

- Paillard, D., Labeyrie, L., et Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos Transactions American Geophysical Union* 77, 379.
- Pailler, D., et E. Bard, 2002. High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 181, 431-452.
- Peng, T.H., Ku, T.L., Southon, J., Measures, C., et Broecker, W.S., 1990. Factors controlling the distribution of ^{10}Be and ^9Be in the ocean. Dans: Gopalan, K., Gaur, V.K., Somayajulu, B.L.K., et McDougall, J.D., (Eds.), From Mantle to Meteorites: a garland of perspectives. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*, Bangalore, 201-204.
- Perrin, M. et E. Schnepp, 2004. IAGA paleointensity database: distribution and quality of the data set. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 147, 255-267.
- Plenier, G., Valet, J-P., Guérin, G., Lefèvre, J.C., et Carter-Stiglitz, B., 2007. Origin and age of the directions recorded during the Laschamp event in the Chaîne des Puys (France). *Earth and Planetary Science Letters* 259, 414-431, doi: 10.1016/j.epsl.2007.04.039s.

Q

- Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Carlut, J., et Courtillot, V., 1999. Link between excursions and paleointensity inferred from abnormal field direction recorded at La Palma around 600 ka. *Earth Planetary Science Letters* 168, 233–242.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Soler, V., Valet, J.-P., et Gillot, P.Y., 2003. The age and duration of the Matuyama-Brunhes transition from new K-Ar data from La Palma (Canary islands) and revisited $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar ages. *Earth Planetary Science Letters* 208, 149-163.

R

- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Fruneau, M., Loiseaux, J.M., Lieuvin, M., et Ravel, J.C., 1981a. Cosmogenic $^{10}\text{Be}/^7\text{Be}$ as a probe of atmospheric transport processes. *Geophysical Research Letters* 8, 1015-1018.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Frumeau, M., Loiseaux, J.M., Lieuvin, M., Ravel, J.C., et Lorius, C., 1981b. Cosmogenic ^{10}Be concentrations in Antarctic ice during the past 30,000 years. *Nature* 292, 825-826.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bourlès, D., et Kent, D.V., 1985. Evidence for an increase in cosmogenic ^{10}Be during a geomagnetic reversal. *Nature* 315, 315-317.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bourlès, D., Lorius, C., Jouzel, J., et Barkov, N. I., 1987. Evidence for two intervals of enhanced ^{10}Be deposition in Antarctic ice during the last glacial period. *Nature* 326, 273–277.
- Raisbeck, G. M., Yiou, F., Jouzel, J., Petit, J.R., Bard, E., et Barkov, N. I., 1992. ^{10}Be deposition at Vostok, Antarctica, during the last 50000 years and its relationship to possible cosmogenic production variations during this period. Dans: Bard, E., et W.S. Broecker, (Eds.), *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies, Series I. Global Environmental Change* 2, 127–139.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Jouzel, J., et Stocker, T.F., 2007. Direct north-south synchronization of abrupt climate change record in ice cores using Beryllium-10. *Climate of the Past* 3, 541-547.
- Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Andersen, K.K., Bigler, M., Dahl-Jensen, D., et Johnsen, S.J., 2006. NGRIP, GRIP, and GISP2 Synchronization Match Points. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series # 2006-120. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Reedy, R.C., Arnold, J.R., et Lal, D., 1983. Cosmic ray record in solar system matter. *Science* 219, 127-135.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009.

IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50000 Years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.

Roberts, A.P., 2008. Geomagnetic excursions: Knowns and unknowns. *Geophysical Research Letters* 35, L17307, doi: 10.1029/2008GL034719.

Roberts, A.P., Winklhofer, M., Liang, W.-T., et Horng, C.-S., 2003. Testing the hypothesis of orbital (eccentricity) influence on Earth's magnetic field. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 187–192. Roberts, A.P., et M. Winklhofer, 2004. Why are geomagnetic excursions not always recorded in sediments? Constraints from post-depositional remanent magnetization lock-in modelling. *Earth Planetary Science Letters* 227, 345-359.

Roberts, P.H., et C. Wu, 2005. Precessionally-driven dynamo in a fluid layer. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 86 (52).

Robinson, C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Lehman, B., et Laj, C., 1995. The relationship between ^{10}Be and geomagnetic field strength records in central North Atlantic sediments during the last 80 ka. *Earth Planetary Science Letters* 136, 551-557.

Roperch, P., Bonhommet, N., et Levi, S., 1988. Paleointensity of the Earth's magnetic field during the Laschamp excursion and its geomagnetic implications. *Earth Planetary Science Letters* 88, 209–219.

Rose, D.C., Fenton, K.B., Katzman, J., Simpson, J.A., 1956. Latitude effect of the cosmic-ray nucleon and meson components at sea level from the Arctic to the Antarctic. *Canadian Journal of Physics* 34, 968–983.

Ryan, W.B.F., 1972. Stratigraphy of the late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean. Dans: Stanley, J. (Ed.), *The Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchison and Ross, Stroudsburg, PA, 149–169.

S

Schnepf, E., et H. Hradetzky, 1994. Combined paleointensity and $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age spectrum data from volcanic rocks of the West Eifel field (Germany): Evidence for an early Brunhes geomagnetic excursion. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 99, 9061-9076.

Schnepf, E. et P. Lanos, 2006. A preliminary secular variation reference curve for archaeomagnetic dating in Austria. *Geophysical Journal International* 166, 91-96.

Shackleton, N.J., Berger, A., et Peltier, W.R., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 81, 251-261.

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

- Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Chiu, T.-C., et Parrenin, F., 2004. Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for $\delta^{14}\text{C}$. *Quaternary Science Reviews* 23, 1513-1522.
- Shaw, J., 1974. A New Method of Determining the Magnitude of the Palaeomagnetic Field; application to five historic lavas and five archaeological samples. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 39(1), 133-141.
- Shibuya, H., Cassidy, J., Smith, I.E.M., et Itaya, T., 1992. A geomagnetic excursion in the Brunhes epoch recorded in New Zealand basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 111, 41-48.
- Singer, B.S., et M.S. Pringle, 1996. Age and duration of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity reversal from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating analyses of lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 139, 47-61.
- Singer, B.S., Relle, M.K., Hoffman, K.A., Battle, A., Guillou, H., et Carracedo, J.C., 2002. Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands and the geomagnetic instability timescale. *Journal of Geophysical Research* 107, 2307, doi: 10.1029/2001JB001613.
- Singer, B.S., Hoffman, K.A., Coe, R.S., Brown, L.L., Jicha, B.R., Pringle M.S., et Chauvin, A., 2005. Structural and temporal requirements for geomagnetic field reversal deduced from lava flows. *Nature* 434, 633-636.
- Singer, B.S., Hoffman, K.A., Schnepf, E., et Guillou, H., 2008. Multiple Brunhes Chron excursions recorded in the West Eifel (Germany) volcanics: Support for long-held mantle control over the non-axial dipole field. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 169, 28-40.
- Singer, B.S., Guillou, H., Jicha, B.R., Laj, C., Kissel, C., Beard, B.L., et Johnson, C.M., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and ^{230}Th - ^{238}U dating of the Laschamp Excursion: A radioisotopic tie-point for ice core and climate chronologies. *Earth and Planetary Science Letters* 286, 80-88.
- Skinner, L.C., et I.N. McCave, 2003. Analysis and modelling of gravity- and piston coring based on soil mechanics. *Marine Geology* 199, 181-204.
- Skinner, L.C., et H. Elderfield, 2007. Rapid fluctuations in the deep North Atlantic heat budget during the last glacial period. *Paleoceanography* 22, PA1205.
- Spell, T.L., et I. McDougall, 1992. Revisions to the age of the Brunhes-Matuyama boundary and the pleistocene geomagnetic polarity timescale. *Geophysical Research Letters* 19, doi: 10.1029/92GL01125.
- Steig, E.J., Polissar, P.J., Stuiver, M., et Grootes, P.M., 1996. Large amplitude solar modulation cycles of ^{10}Be in Antarctica: implications for atmospheric mixing processes and interpretation of the ice core record. *Geophysical Research Letters* 23, 523-526.

- Stockhausen, H., 1998. Geomagnetic paleosecular variation (0-13,000 yr BP) as recorded in sediments from three maar lakes from West Eifel (Germany). *Geophysical Journal International* 135, 898-910.
- Stoner, J.S., Laj, C., Channell, J.E.T., et Kissel, C., 2002. South Atlantic and North Atlantic geomagnetic paleointensity stacks (0-80 ka): implications for inter-hemispheric correlation. *Quaternary Science Reviews* 21, 1141-1151.
- Stuiver, M., et P.J. Reimer, 1993. Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration Program. *Radiocarbon* 35, 215-230.
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S.O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J.P., et Vinther, B.M., 2008. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past* 4, 47-57.
- Székely, N., Bassinot, F., Balut, Y., Labeyrie, L., et Pagel, M., 2004. Oversampling of sedimentary series collected by giant piston corer: Evidence and corrections based on 3.5-kHz chirp profiles. *Paleoceanography* 19, PA1005, doi: 10.1029/2002PA000795.

T

- Tachikawa, K., Cartapanis, O., Vidal, L., Beaufort, L., Barlyaeva, T., et Bard, E., 2011. The precession phase of hydrological variability in the Western Pacific Warm Pool during the past 400 ka. *Quaternary Science Reviews* 30, 3716-3727
- Tauxe, L., 1993. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: Theory and practice. *Reviews of Geophysics* 31(3), doi: 10.1029/93RG01771.
- Tauxe, L., 2002. Paleomagnetic Principles and Practice. *Kluwer Academic Publisher*, 299 pages.
- Tauxe, L., Herbert, T., Shackleton, N.J., et Kok, Y.S., 1996. Astronomical calibration of the Matuyama Brunhes Boundary: consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences. *Earth and Planetary Science Letters* 140, 133-146.
- Tauxe, L., et H. Staudigel, 2004. Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5(2), Q02H06, doi: 10.1029/2003GC000635.
- Tauxe, L., Steindorf, J.L., et Harris, A.J., 2006. Depositional remanent magnetization: Toward an improved theoretical and experimental foundation. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 515-529.
- Tauxe, L., et T. Yamazaki, 2007. Paleointensities. Dans: Kono, M., et Schubert, G., (Eds.). *Treatise on Geophysics: Geomagnetism*. Elsevier, Amsterdam 5, 509-563, doi: 10.1016/B978-044452748-6/00098-5.

- Taylor, J.R., 1997. An Introduction to Error Analysis. The study of Uncertainties in Physical Measurements. *Second ed., University Science Books, Sausalito, USA.*
- Teanby, N., Laj, C., Gubbins, D., et Pringle, M., 2002. A detailed palaeointensity and Inclination record from drill core SOH1 on Hawaii. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 131, 101-140.
- Thellier, E., et O. Thellier, 1959. Sur L'intensité de champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Géophysique* 15, 285-376.
- Thomson, J., Nixon, S., Summerhayes, C.P., Schönfeld, J., Zahn, R., et Grootes, P., 1999. Implications for sedimentation changes on the Iberian margin over the last two glacial/interglacial transitions from ($^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$)₀ systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 165, 255-270.
- Thouveny, N., 1987. Variations of the relative paleointensity of the geomagnetic field in Western Europe in the interval 23-10 kyr BP as deduced from analyses of lake sediments. *Royal Astronomical Society, Geophysical Journal* 91, 123-143.
- Thouveny, N., Creer, K.M., et Blunk, I., 1990. Extension of the Lac du Bouchet palaeomagnetic record over the last 120,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 97, 140-161.
- Thouveny, N., et K.M. Creer, 1992. On the brevity of the Laschamp Excursion. *Bulletin de la Société Géologique de France* 6, 771–780.
- Thouveny, N., Creer, K.M., et Williamson, D., 1993. Geomagnetic moment variations in the last 70,000 years, impact on production of cosmogenic isotopes. *Global and Planetary Change* 7, 157–172.
- Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y., et Shackleton, N.J., 2000. Rock magnetic detection of distal ice-rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 61–75.
- Thouveny, N., Carcaillet, J., Moreno, E., Leduc, G., et Nérini, D., 2004. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 377-396.
- Thouveny, N., Bourlès, D.L., Saracco, G., Carcaillet, J.T., et Bassinot, F., 2008. Paleoclimatic context of geomagnetic dipole lows and excursions in the Brunhes, clue for an orbital influence on the geodynamo? *Earth and Planetary Science Letters* 275, 269-284.
- Tilgner, A., 2005. Precession Driven Dynamos, (ABS), 10th Scientific, Assembly IAGA.
- Turner, G.M. et R. Thompson, 1981. Lake sediment record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 65, 703-725.

V

- Valet, J.-P., 2003. Time variations in geomagnetic intensity. *Reviews of Geophysics* 41(1), doi: 10.1029/2001RG000104.
- Valet, J.-P., Tucholka, P., Courtillot, V., et Meynadier, L., 1992. Palaeomagnetic constraints on the geometry of the geomagnetic field during reversals. *Nature* 356, 400-407.
- Valet, J.-P. et L. Meynadier, 1993. Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. *Nature* 366, 234-238.
- Valet J.-P., Meynadier L., Bassinot F., et Garnier F., 1994. Relative paleointensity across the last geomagnetic reversal from sediments of the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Geophysical Research Letters* 21(6), 485-488.
- Valet, J.-P., Meynadier, L., et Guyodo, Y., 2005. Geomagnetic field strength and reversal rate over the past 2 Million years. *Nature* 435, 802-805.
- Valet, J.-P., et G. Plenier, 2008. Simulations of a time-varying non dipole field during geomagnetic reversals and excursions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 169, 1-4, 178-193, doi.org/10.1016/j.pepi200807031.
- Verosub, K.L., 1977. Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments. *Reviews in Geophysics and Space Physics* 15, 129-143.
- Vlag, P., Thouveny, N., Williamson, D., Rochette, P., et Ben-Atig, F., 1996. Evidence for a geomagnetic excursion recorded in the sediments of Lac St. Front, France: a link with the Laschamp Excursion? *Journal of Geophysical Research* 101, 28211–28230.
- Von Blanckenburg, F., O’Nions, R.K., Belshaw, N.S., Gibb, A. et Hein, J.R., 1996. Global distribution of beryllium isotopes in deep ocean water as derived from Fe-Mn crusts. *Earth and Planetary Science Letters* 141, 213-226.

W

- Wagner, G., Beer, J., Laj, C., Kissel, C., Masarik, J., Muscheler, R. et Synal, H.A., 2000a. Chlorine-36 evidence for the Mono Lake event in the Summit GRIP ice core. *Earth Planetary Science Letters* 181, 1-6.
- Wagner, G., Masarik, J., Beer, J., Baumgartner, S., Imboden, D., Kubik, P.W., Synal, H.A., et Suter, M., 2000b. Reconstruction of the geomagnetic field between 20 and 60 kyr BP from cosmogenic radionuclides in the GRIP ice core. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 172, 597-604.
- Wang, C.T., 1948. Discovery and Application of magnetic phenomena in China.1. The loadstone spoon of the Han. *Chinese Journal of Archeology* 3, 119.

- Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.-C., et Dorale, J.A., 2001. A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. *Science* 294, 2345-2348.
- Webster, J.M., et P.J. Davies, 2003. Coral variation in two deep drill cores: Significance for the Pleistocene development of the Great Barrier Reef. *Sedimentary Geology* 159, 61– 80.
- Webster, P.J., Magana, V., Palmer, T.N., Shukla, J., Tomas, R.A., Yanai, M., et Yasunari, T., 1998. Monsoon: Processes, predictability, and prospects for prédiction. *Journal of Geophysical Research* 103(C7), 14451-14,10.
- Wilson, D.S., et R.N. Hey, 1980. The Galapagos axial magnetic anomaly: evidence for the Emperor reversal within the Brunhes and for a two-layer magnetic source. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 61(943).
- Worm, H.U., 1997. A link between geomagnetic reversals and events and glaciations. *Earth Planetary Science Letters* 147, 55–67.

X

- Xuan, C., et J.E.T. Channell, 2007. A wavelet approach of determining the origin of orbital periods in relative paleointensity records. *Eos Transactions American Geophysical Union* 88(52). Fall Meet. Suppl., Abstract GP43A-0931.

Y

- Yang, S., Shaw, J., et Wei, Q., 1993. Tracking a non-dipole geomagnetic anomaly using new archeointensity results from north-east China. *Geophysical Journal International* 115, 1189-1196.
- Yang, S., Oda, H. et Shaw, J., 2000. Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12,000 years. *Geophysical Journal International* 140, 148-152.
- Yiou, F., Raisbeck, G.M., Baumgartner, S., Beer, J., Hammer, C., Johnsen, S., Jouzel, J., Kubik, P.W., Lestringuez, J., Stiévenard, M., Sutter, M., et Yiou, P., 1997. Beryllium-10 in the Greenland Ice Core Project ice core at Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research* 102, 26783-26794.
- Yokoyama, Y., Yamazaki, T., et Oda, H., 2007. Geomagnetic 100-ky variation extracted from paleointensity records of the equatorial and North Pacific sediments. *Earth, Planets and Space* 59, 795–805.

Z

- Zahn, R., Schoenfeld, J., Kudrass, H.R., Park, M.H., Erlenkeuser, H., et Grootes, P., 1997. Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: stable isotopes and ice-rafted detritus records from Core SO75-26KL. *Paleoceanography* 12, 696-710.

- Zic, M., Negrini, R., et Wigand, P.E., 2002. Evidence of synchronous climate change across the Northern Hemisphere between the North Atlantic and the northwestern Great Basin, United States. *Geology* 30, 635–638.
- Zimmerman, S.H., Hemming, S.R., Kent, D.V., et Searle, S.Y., 2006. Revised chronology for late Pleistocene Mono Lake sediments based on paleointensity correlation to the global reference curve. *Earth and Planetary Science Letters* 252, 94-106.

Production atmosphérique du nucléide cosmogénique Béryllium-10 (^{10}Be) et variations de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours des derniers 800 000 ans.

Parmi les méthodes de reconstitution de l'histoire du champ géomagnétique, l'étude des variations de la production atmosphérique d'isotopes cosmogéniques s'est récemment développé. Cette production est modulée au premier ordre et aux échelles multimillénaires par l'intensité du champ géomagnétique. Son enregistrement dans les archives de l'environnement terrestre en apporte une lecture indépendante, donc complémentaire des méthodes paléomagnétiques. Ce travail vise à retracer les changements de taux de production de ^{10}Be enregistrés dans les sédiments marins, afin de restituer les variations du moment géomagnétique depuis environ 800 000 ans. Les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigéniques mesurés par Spectrométrie de Masse par Accélérateur le long de trois séquences de différentes latitudes, permettent de caractériser la production globale de ^{10}Be sur deux intervalles de temps. (1) Lors de la baisse du moment dipolaire associée à l'excursion Laschamp (~41 000 ans BP), la surproduction de ^{10}Be à 38°N et 2°S, confirmée par des mesures de $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$, est identique à celle restituée dans les glaces du Groenland. (2) L'étude menée sur une carotte prélevée à l'équateur couvrant l'intervalle 800 000 – 250 000 ans BP (époque Brunhes), révèle les phases successives de surproduction globale de ^{10}Be déclenchées par les chutes de moment dipolaires liées à l'inversion Brunhes-Matuyama d'une part et d'autre part à une dizaine d'excursions documentées. La calibration de ces enregistrements avec des valeurs absolues disponibles dans la littérature permet la quantification des moments dipolaires. Ceux-ci sont ensuite comparés aux reconstructions paléomagnétiques de référence sur les mêmes séries chronologiques. La confirmation du nombre et de l'importance de ces pertes du champ dipolaire permet d'envisager d'en affiner la chronologie avant d'en exploiter les caractéristiques pour obtenir une meilleure compréhension des rythmes de la géodynamo à l'échelle du dernier Million d'années.

Mots-clés : nucléides cosmogéniques ; taux de production ; ^{10}Be atmosphérique; champ géomagnétique dipolaire; sédiments marins ; excursion Laschamp ; excursions de l'époque Brunhes, inversion Brunhes-Matuyama.

Discipline: Géochimie isotopique, Paléomagnétisme et Géomagnétisme.

Atmospheric production of the cosmogenic nuclide Beryllium-10 (^{10}Be) and geomagnetic field intensity variations over the last 800,000 years.

Among the methods for reconstructing the geomagnetic field history, studying the variations in cosmogenic isotopes production in the atmosphere has recently developed. At multi millennial scales, this production is mainly modulated by the geomagnetic field intensity. Its record in terrestrial archives provides an independent reading to complement paleomagnetic methods. This work aims at tracing the changes in ^{10}Be production rates recorded in marine sediments, in order to reproduce the geomagnetic variations for the past 800,000 years. Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios measured using Accelerator Mass Spectrometry along three sequences from different latitudes, characterize the ^{10}Be global production during two time intervals. (1) During the dipole moment low associated with the Laschamp excursion (~ 41,000 years BP), the ^{10}Be overproduction at 38 °N and 2 °S, confirmed by measurements of $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$, is identical to that recorded in the Greenland ice sheet. (2) Studying a core collected near the equator and covering the interval 800,000 – 250,000 years BP (Brunhes epoch) reveals the successive phases of global ^{10}Be overproductions triggered by dipole moment lows associated to the Brunhes-Matuyama reversal and also to several other documented excursions. Calibrating these records with absolute values available in the literature allows quantifying dipole moments. These are then compared to paleomagnetic reference reconstructions over the same time series. Bearing out the number and extent of these dipole field lows allows considering to refine their chronology before using their features to get a better understanding of the geodynamo rhythms throughout the last Million years.

Keywords : cosmogenic nuclides; production rates ; atmospheric ^{10}Be ; geomagnetic dipole field; marine sediments ; Laschamp excursion; excursions of the Brunhes period ; Brunhes/Matuyama reversal.

Discipline : Isotopic geochemistry, Paleomagnetism and Geomagnetism.

CEREGE, Technopôle Environnement Arbois-Méditerranée BP80, 13545 Aix-en-Provence, Cedex 04.