

# Synchronisation de l'enregistrement de béryllium-10 à EDC avec les variations de paléointensité géomagnétique dans les sédiments marins entre 200 et 800 kyr BP

## 6.1 Flux de $^{10}\text{Be}$ à EPICA Dome C entre 200 et 800 kyr BP

Les données de  $^{10}\text{Be}$  entre 2384 et 2627 mètres de profondeur à EDC présentées dans le chapitre précédent ont contribué à compléter un enregistrement avec une résolution exceptionnelle (de 20 à 250 ans) entre 200 et 800 kyr BP. Aucune étude à ce jour utilisant le  $^{10}\text{Be}$  dans les divers archives disponibles ne documente une aussi longue période de temps à une telle résolution. En effet, la plupart des études ayant porté sur l'extraction d'un signal géomagnétique à partir des flux de  $^{10}\text{Be}$  se concentre sur des événements singuliers (voir section 2.3) ou sur les derniers 200 000 ans car peu de carottes de glace permettent de remonter aussi loin dans le temps. De plus, les évolutions techniques des instruments de mesure, concernant notamment la quantité de glace nécessaire pour préparer un échantillon, permettent à présent d'affiner la résolution des enregistrements de  $^{10}\text{Be}$ . En plus d'apporter des points de calage (utiles pour la datation de la carotte de glace EPICA Dome C)

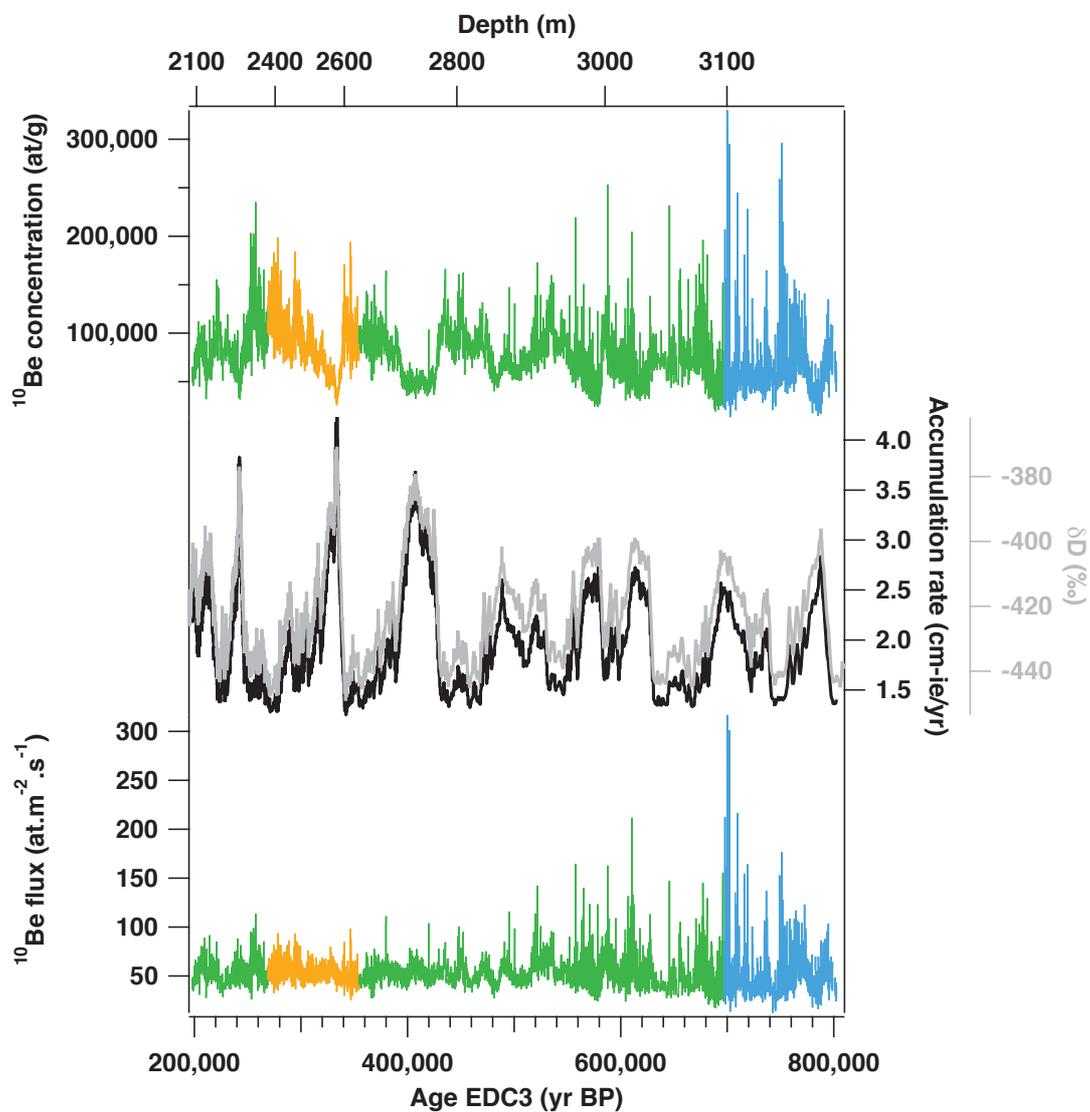


FIGURE 6.1 – Données de  $^{10}\text{Be}$  en fonction de la profondeur (abscisse du haut) et de l'échelle d'âge EDC3 (abscisse du bas) entre 200 et 800 kyr BP (bleu : Raisbeck et al. [2006]; orange : ce manuscrit; vert : Raisbeck et al., in preparation). De haut en bas, le profil de concentrations en  $^{10}\text{Be}$  de la glace (at/g), l'enregistrement de  $\delta D$  (courbe grise, Jouzel et al. [2007]) avec les variations du taux d'accumulation du site selon la chronologie EDC3 (courbe noire, Parrenin et al. [2007b]), et le flux de  $^{10}\text{Be}$  ( $\text{at}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ).

$^{10}\text{Be}$  data as a function of the depth (top x-axis) and the EDC3 age scale (bottom x-axis) between 200 and 800 kyr BP (blue: Raisbeck et al. [2006]; orange: this manuscript; green: Raisbeck et al. in preparation). From top to bottom, the  $^{10}\text{Be}$  concentrations profile of the ice (at/g), the  $\delta D$  record (grey curve, Jouzel et al. [2007]) with the changes of accumulation rate of the site according to the EDC3 chronology (black curve, Parrenin et al. [2007b]), and the  $^{10}\text{Be}$  flux.

et des informations sur les variations d'intensité des champs héliomagnétiques et géomagnétiques au cours du temps, ce profil peut être comparé aux enregistrements paléomagnétiques dans les sédiments marins (voir section 6.2).

Les données brutes (concentrations et flux) de  $^{10}\text{Be}$  entre 200 et 800 kyr BP sont présentées sur la Fig. 6.1 avec les courbes climatiques enregistrées à EPICA Dome C. Elles représentent environ 8800 échantillons entre 2075 et 3190 mètres de profondeur. On peut noter que l'échelle des profondeurs n'est pas linéaire avec l'échelle des âges car l'effet d'amincissement de la carotte de la glace (compression de la glace due au poids au dessus de celle-ci) est de plus en plus fort avec la profondeur. Le profil de  $^{10}\text{Be}$  montre aussi bien des variations millénaires que des changements à plus haute fréquence, de l'ordre de quelques dizaines-centaines d'années. Une anti-corrélation est clairement visible ( $R = -0,7480$  avec un intervalle de confiance à 95%  $[-0,7666; -0,7282]$ ) entre le profil de concentrations en  $^{10}\text{Be}$  dans la glace (haut de la Fig. 6.1) et l'enregistrement climatique ( $\delta\text{D}$ ). En effet, la concentration en  $^{10}\text{Be}$  atteint un minimum lors des maximums de taux d'accumulation du site, confirmant que les retombées de  $^{10}\text{Be}$  ne se déroulent pas durant les événements de précipitation mais principalement par dépôt sec. Nous considérons donc le flux de  $^{10}\text{Be}$  (bas de la Fig. 6.1) afin d'étudier les variations liées uniquement aux changements de concentrations atmosphériques du  $^{10}\text{Be}$  (section 1.3), et donc de production. Les pics de  $^{10}\text{Be}$  extrêmement importants sur le fond de la carotte [Raisbeck et al., 2006], déjà mentionnés dans la section 2.3.2, sont éliminés en appliquant une médiane mobile à 5 points sur l'échelle des profondeurs (Fig. 6.2).

Le flux moyen de  $^{10}\text{Be}$  entre 200 et 800 kyr BP est de  $51,484 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ , et varie entre  $17,98$  et  $104,92 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  ( $\sigma = 9,23 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ). Afin d'estimer l'influence du climat sur le flux de  $^{10}\text{Be}$ , des analyses en ondelettes du flux de  $^{10}\text{Be}$  et du profil de  $\delta\text{D}$  mesurés sur la même séquence ont été réalisées (Fig. 6.3a) puis comparées (Fig. 6.3b). Les cycles orbitaux de 23 000, 41 000 et 100 000 ans, indiqués en pointillés, ne semblent pas détectés dans le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Le WTC des deux spectres (Squared Wavelet Coherence : carte de corrélation locale dans l'espace temps – fréquences, voir Fig. 6.3b) confirme dans l'ensemble l'absence de corrélation entre le flux de  $^{10}\text{Be}$  et l'enregistrement climatique à EDC ( $r = 0,0640$  pour  $p = 0,0040$  soit 99,6% de confiance, intervalle de confiance de 95% :  $[0,0205; 0,1072]$ ). Une bande de corrélation ( $r^2 \simeq 0,7$ ) est néanmoins visible pour le paramètre d'obliquité (période de 41 000 ans) entre 250 et 400 kyr BP. Cette corrélation est plus faible et non significative en remplaçant le profil de  $\delta\text{D}$  par la courbe du taux d'accumulation EDC3 (Fig. D.3a).

La construction de la nouvelle chronologie AICC2012 [Bazin et al., 2013] pour

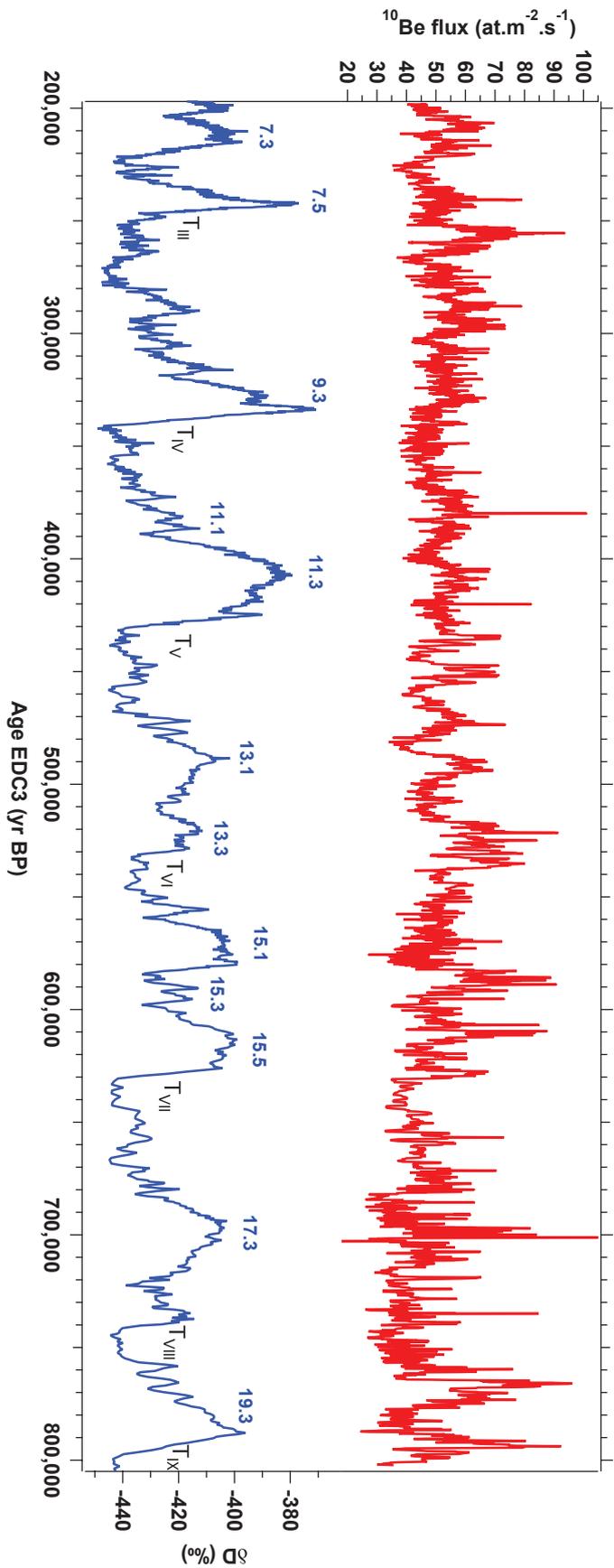


FIGURE 6.2 – Flux de  $^{10}\text{Be}$  après application d'une médiane mobile à 5 points (courbe rouge) et  $\delta D$  (courbe bleue) à EDC [Jouzel et al., 2007] entre 200 et 800 ka. Les MIS successifs sont indiqués en bleu et les Terminaisons sont notées de  $T_{III}$  à  $T_{IX}$ .

*5 pt running median  $^{10}\text{Be}$  (red curve) and  $\delta D$  (blue curve) at EDC [Jouzel et al., 2007] between 200 and 800 kyr BP. The successive MIS are noted in blue and the Terminations are labeled from  $T_{III}$  to  $T_{IX}$ .*

cinq carottes de glace, dont EDC, permet de tester la robustesse du flux de  $^{10}\text{Be}$  en fonction de la datation et du modèle d'accumulation du site (voir annexe D). Cette chronologie a été obtenue par le meilleur compromis entre la chronologie préliminaire (taux d'accumulation et d'amincissement de la glace dans les modèles glaciologiques, voir Parrenin et al. [2007a] pour EDC) et les observations (marqueurs d'âge) à l'aide de l'outil de datation Datice [Lemieux-Dudon et al., 2010]. Le flux de  $^{10}\text{Be}$  calculé en utilisant la chronologie AICC2012 (courbe d'accumulation et échelle d'âge) est très similaire au profil sur EDC3 (Fig. D.1 en annexe), excepté autour de 440 kyr BP avec un décalage et une forte diminution d'un pic de  $^{10}\text{Be}$ . Cet intervalle de temps autour du MIS 12 correspond à la plus large déviation entre AICC2012 et EDC3 (4400 ans, Bazin et al. [2013]) suite à de nouvelles mesures de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  \* dans la carotte de glace EDC. Comme pour la chronologie EDC3, le coefficient de corrélation entre le flux de  $^{10}\text{Be}$  et le profil de  $\delta\text{D}$  sur l'échelle de temps AICC2012 est quasi-nul entre 200 et 800 kyr BP ( $r = 0,0464$  pour  $p = 0,0369$  soit 96,3% de confiance, intervalle de confiance de 95% : [0,0028 ; 0,0897]). La carte de corrélation locale confirme ce résultat (Fig. D.2b), bien qu'une forte corrélation pour le paramètre d'obliquité apparaisse sur l'intervalle de temps 300 – 500 kyr BP, incluant le MIS 12 où le décalage entre EDC3 et AICC2012 est le plus élevé.

Il n'existe pas de corrélation significative entre le flux  $^{10}\text{Be}$  et le profil de  $\delta\text{D}$  à EDC, quelle que soit la chronologie considérée (EDC3 ou AICC2012). Il peut donc être conclu que le climat ou l'accumulation influence peu le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Au contraire, ce dernier montre clairement des variations millénaires (Fig. 6.2) dont les dimensions relatives sont cohérentes avec les calculs de taux de production [Masarik and Beer, 1999, 2009; Kovaltsov and Usoskin, 2010], et donc avec les changements d'intensité du champ géomagnétique. Les études de l'excursion de Laschamp [Raisbeck et al., 2007] ou de l'inversion de Brunhes-Matuyama [Raisbeck et al., 2006; Dreyfus et al., 2008] à l'aide du flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC ont déjà prouvé ce point. Ceci suggère que ce paramètre a la plus forte influence sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  aux échelles de temps considérées, et que les variations de  $^{10}\text{Be}$  mesurées peuvent être comparées avec celles de paléointensité dans les sédiments marins, comme PISO-1500 [Channell et al., 2009] ou SINT-2000 [Valet et al., 2005]. Par exemple, les maximum de flux de  $^{10}\text{Be}$  autour de 210, 530 et de 775 kyr BP (inversion de Brunhes-Matuyama) à EDC correspondent bien à des minimum de paléointensité dans les composites de carottes marines (Fig. 6.4 et 6.5a). De même, les minimum de flux de  $^{10}\text{Be}$  autour de 300, 480 et 580 kyr BP ont des maximum de paléointensité correspondants dans les carottes marines montrées ci-après. Puisque le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC se compare de

\*.  $\delta^{18}\text{O}$  du  $\text{O}_2$  atmosphérique piégé dans la glace ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}} = \delta^{18}\text{O} - 2\delta^{15}\text{N}$ ).

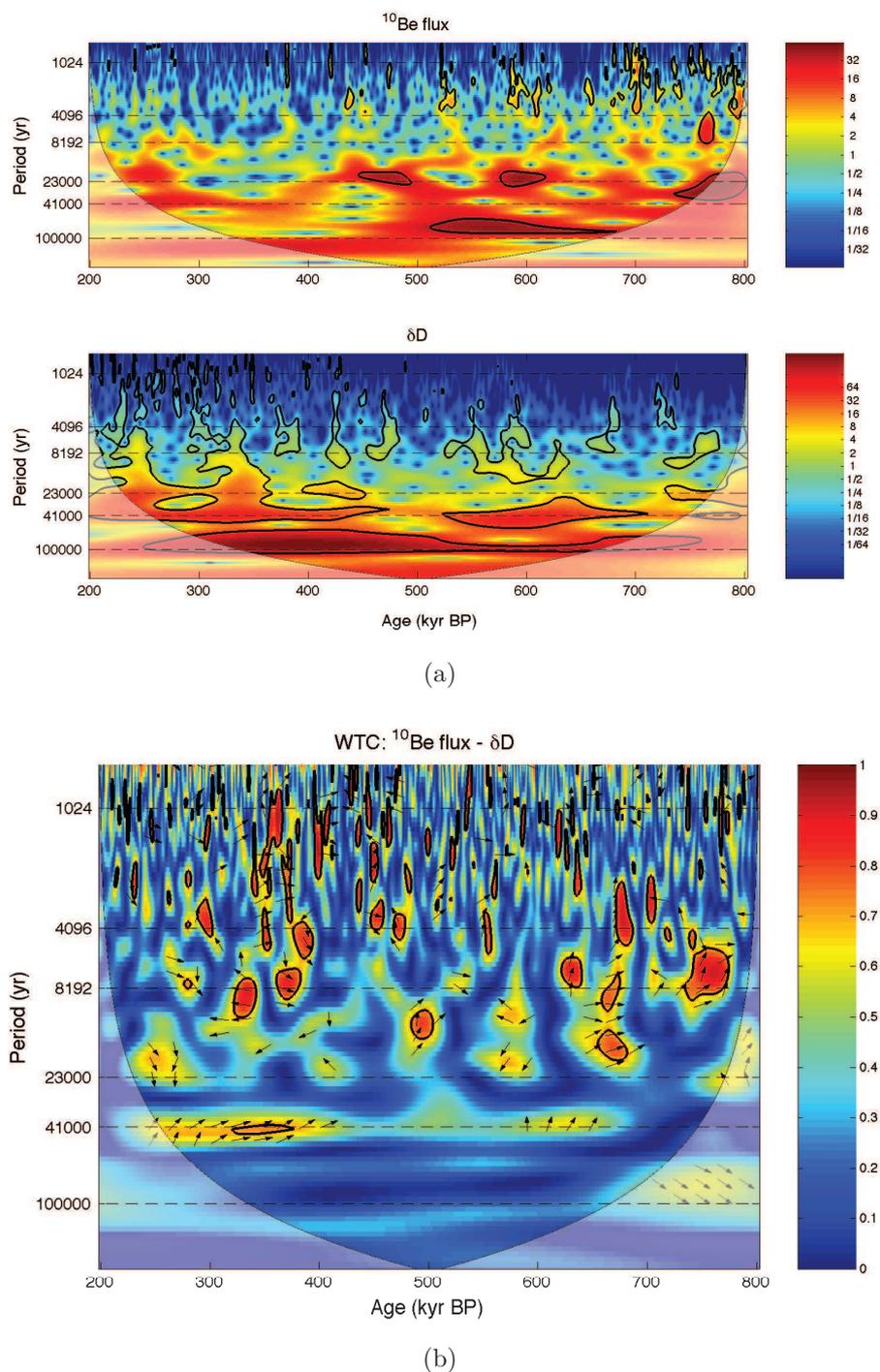


FIGURE 6.3 – (a) Analyse en ondelettes du flux de  $^{10}\text{Be}$  et du  $\delta\text{D}$ . Les périodes orbitales de 100 000, 41 000 et 23 000 ans sont marquées avec des lignes en pointillée. (b) Carte de corrélation locale (WTC) dans l'espace temps – fréquence entre les deux spectres.

(a) Wavelet analyses of  $^{10}\text{Be}$  flux and  $\delta\text{D}$ . The orbital periods of 100 000, 41 000 et 23 000 are marked with dotted lines. (b) Squared Wavelet Coherence (WTC, local correlation in the space time frequency) of both spectra.

manière satisfaisante avec des enregistrements paléomagnétiques provenant de sédiments marins, il est possible de l'utiliser pour effectuer l'exercice de synchronisation avec des archives sédimentaires.

## 6.2 Synchronisation avec les sédiments marins

Pour atteindre notre objectif (c'est-à-dire placer les enregistrements climatiques des sources continentales et océaniques sur la même échelle de temps), une archive sédimentaire contenant des informations sur les variations d'intensité du champ géomagnétique (par des mesures de la paléointensité ou du rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  dans les sédiments) et les changements climatiques (niveau marin global) sur la même séquence est nécessaire. Il serait plus aisé de comparer l'enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  à EDC avec un autre enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  dans les sédiments marins, mais aucune de ces archives ne remplit les conditions nécessaires pour notre étude en terme de résolution, échelle de temps couverte, ou mesures de proxies du climat sur la même séquence. . . Actuellement, l'enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  dans les sédiments le plus adapté pour la synchronisation est compris entre 265 et 800 kyr BP avec une résolution moyenne de 2000 ans [Ménabréaz, 2012], mais aucun enregistrement climatique n'est disponible sur cette carotte. Il existe de nombreux enregistrements paléomagnétiques sur des sédiments marins mais des effets locaux (voir section 2.3.1) peuvent biaiser ce signal. Il est, de plus, difficile d'avoir les deux enregistrements (paléointensité et proxy du climat) de la même carotte sédimentaire avec une résolution suffisante. La solution se trouve sans doute dans la combinaison de ces archives, permettant d'obtenir un signal global et de réduire le rapport signal sur bruit, comme la reconstruction de Channell et al. [2009] à partir de 13 enregistrements marins, PISO-1500.

### 6.2.1 PISO-1500

Pour construire ce signal, la carotte sédimentaire IODP U1308 [Channell et al., 2008; Hodell et al., 2008] a été utilisée comme enregistrement de référence car ce site possède des données de  $\delta^{18}\text{O}$  et de paléointensité (RPI pour Relative Paleointensity) à haute résolution (moins de 200 ans en moyenne, Table 6.3) sur tout l'intervalle de temps concerné (1,5 Ma<sup>†</sup>). Le modèle d'âge du Site U1308 a été bâti en utilisant la chronologie établie par Lisiecki and Raymo [2005] à partir des enregistrements d'oxygène-18 benthique. L'alignement est effectué à l'aide du programme *Match* [Lisiecki and Lisiecki, 2002], un algorithme de corrélation graphique automatisé per-

---

†. Millions d'années

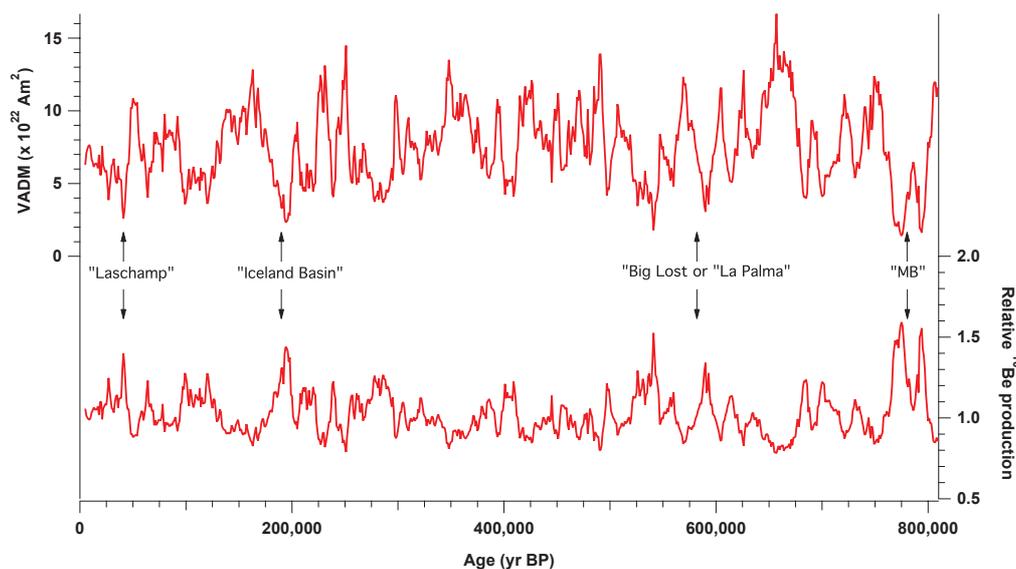


FIGURE 6.4 – Courbe d'intensité paléomagnétique (VADM : moment dipolaire du champ géomagnétique) reconstruite à partir de 13 enregistrements sédimentaires marins (PISO-1500 par [Channell et al. \[2009\]](#)) et production relative globale de  $^{10}\text{Be}$  déduite en utilisant les calculs de [Masarik and Beer \[2009\]](#) durant les 800 000 dernières années.

*Paleomagnetic intensity curve (VADM: Virtual Axis Dipole Moment) reconstructed from 13 marine sediment records (PISO-1500 by [Channell et al. \[2009\]](#)) and deduced global relative production of  $^{10}\text{Be}$  using calculations from [Masarik and Beer \[2009\]](#) during the last 800,000 years.*

mettant une synchronisation en continu sans besoin de choisir des points de calage. Ce même protocole a ensuite été appliqué simultanément aux enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  et de paléointensité relative pour les 12 autres archives sédimentaires afin d'optimiser leur alignement sur les enregistrements d'IODP U1308. Cela a pour résultat deux enregistrements couplés de paléointensité et de  $\delta^{18}\text{O}$  pour les derniers 1,5 Ma, rééchantillonnés tous les 1000 ans. Parmi les 13 archives sédimentaires utilisées pour construire PISO-1500, 5 ont des profils complets de paléointensité et de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 200 et 800 kyr BP. La reconstruction paléomagnétique a été traduite en variations du moment dipolaire de l'axe virtuel (VADM), et peut être utilisée pour déduire la production relative globale de  $^{10}\text{Be}$  en utilisant les calculs de [Masarik and Beer \[2009\]](#) (Fig. 6.4). La relation entre l'intensité du champ géomagnétique et le taux de production de  $^{10}\text{Be}$  est clairement visible, en particulier durant les différentes excursions et inversions (annotées dans la Fig. 6.4) où un minimum d'intensité correspond à un maximum de production. Les variations mesurées étant sur des échelles de temps longues (de l'ordre de plusieurs milliers d'années), il peut être difficile de choisir des points de calage clairs pour la synchronisation de PISO-1500 sur EDC.

Le protocole *Match* [Lisiecki and Lisiecki, 2002] est donc une solution plus adaptée en vue de cet objectif.

### 6.2.2 Synchronisation

La résolution de PISO-1500 étant plus faible que celle d'EDC, le flux de  $^{10}\text{Be}$  présenté dans la section précédente (Fig. 6.2) est lissé à une résolution de 1000 ans à l'aide d'un filtre binomial. D'autres méthodes de lissage du flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC ont été testées (rééchantillonnage tous les 1000 ans par exemple) et ne montrent aucun changement notable de la synchronisation (Fig. F.2 de l'annexe F). Le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC ainsi traité est supposé proportionnel au taux de production global de  $^{10}\text{Be}$ , ce qui semble raisonnable au vu des changements de flux mesurés. Le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC et le taux de production de  $^{10}\text{Be}$  d'après PISO-1500 (Fig. 6.5a) présentent des variations millénaires communes, confortant notre démarche de synchroniser ces deux enregistrements. Les changements observés dans le profil de  $^{10}\text{Be}$  mesuré dans la glace polaire peuvent être tout aussi bien en avance (tendance générale entre 200 et 400 kyr BP) qu'en retard (entre 500 et 700 kyr BP en particulier) par rapport à ceux calculés dans l'enregistrement PISO-1500. Ceci est confirmé par leur relation de phase non constante et la discontinuité de leur corrélation montrés par la carte de corrélation locale entre les deux enregistrements (Fig. 6.6a).

La courbe composite de production globale relative de  $^{10}\text{Be}$  selon PISO-1500 est placée sur l'échelle de temps EDC3 par synchronisation sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (Fig. 6.5b). Nous intéressant aux variations relatives dans le temps d'un profil climatique par rapport à un autre, le choix de synchroniser EDC sur PISO-1500 ou l'inverse n'a aucune incidence. La liberté du programme *Match* à optimiser l'alignement est limitée afin d'éviter de trop compresser ou étirer l'enregistrement PISO-1500 lors de la synchronisation. Les points de calage de début et de fin des enregistrements, qui doivent être choisis par l'utilisateur, ont été fixés à [205 000 ; 202 150] et [804 000 ; 802 150]<sup>‡</sup> yr BP. La courbe PISO-1500 a été décalée au maximum de 13 000 ans vers les âges plus jeunes autour de 650 kyr BP, et de 7 350 ans vers les âges plus vieux autour de 330 kyr BP (Fig. 6.5c). Ces décalages opérés, en particulier autour du MIS 11, sont discutés plus en détail dans la section 6.3.1. La définition et l'influence des paramètres du programme *Match* sur la synchronisation sont détaillées dans l'annexe F. Une comparaison visuelle des deux profils de production (ou flux) de  $^{10}\text{Be}$  après synchronisation dévoile une augmentation significative de leur corrélation. Par exemple, la hausse de grande amplitude du taux de production de  $^{10}\text{Be}$  entre 500 et 540 kyr BP ou les changements de plus faible intensité sur les intervalles

‡. [âge initial de PISO-1500 ; âge EDC3], en yr BP.

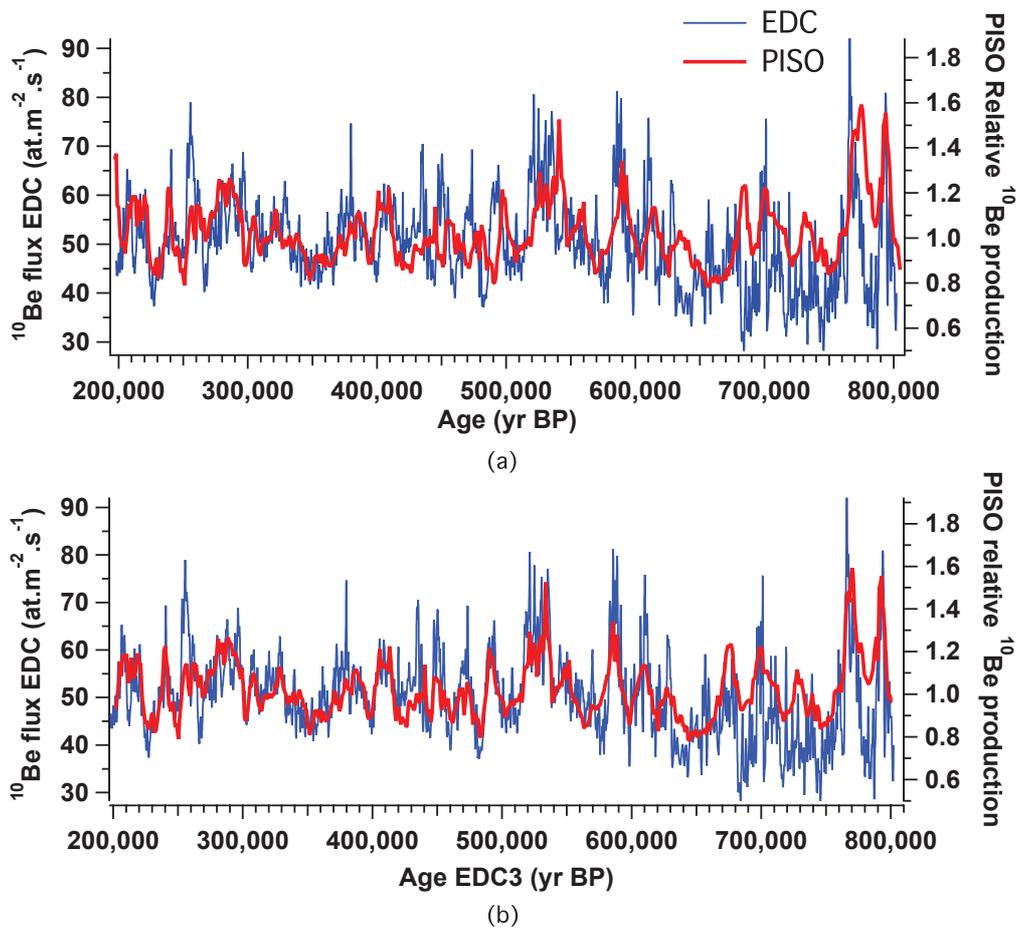


FIGURE 6.5 – Flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (bleu) et taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon l'enregistrement PISO-1500 (rouge, [Channell et al., 2009]) (a) avant et (b) après synchronisation sur l'échelle de temps EDC3 [Parrenin et al., 2007b].

$^{10}\text{Be}$  flux at EDC (blue) and relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to the PISO-1500 record (red, [Channell et al., 2009]) (a) before and (b) after synchronization on the EDC3 age scale [Parrenin et al., 2007b].

de temps 200 – 300 et 400 – 500 kyr BP montrent clairement cette amélioration. Suite aux probables effets de post-déposition dans le fond de la carotte de glace EDC (Fig. 6.1 et section 6.1), la synchronisation est moins certaine sur l'intervalle de temps 640 – 750 kyr BP. En revanche, l'inversion de Brunhes-Matuyama et son précurseur sont extrêmement bien reconnus dans les deux profils, ce qui permet une synchronisation satisfaisante durant cette période. La synchronisation relative de PISO-1500 sur EDC a aussi été réalisée en utilisant les calculs de Kovaltsov and Usoskin [2010] pour la conversion de la courbe de paléointensité de PISO-1500 en production globale relative de  $^{10}\text{Be}$ , sans aucun changement notable (annexe F). Le coefficient de corrélation entre les deux signaux de production passe de  $r = 0,3298$

([0,2563 ; 0,3995] pour un niveau de confiance de 95%) sur les échelles de temps d'origine à  $r = 0,6236$  ([0,5719 ; 0,6703] à 95%) après synchronisation. Ceci est montré graphiquement avec la carte de corrélation locale entre les deux enregistrements, avant et après alignement de PISO-1500 sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (Fig. 6.6). Après synchronisation du profil de production de  $^{10}\text{Be}$  d'après PISO-1500 sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC, la carte de corrélation locale montre en effet une tendance plus uniforme (Fig. 6.6b), avec une corrélation forte et des enregistrements en phase sur toute la période concernée. EDC et PISO-1500 étant à présent sur la même échelle de temps, il devient possible de comparer les enregistrements climatiques de ces deux réservoirs (continental et océanique) et d'identifier leurs relations de phase.

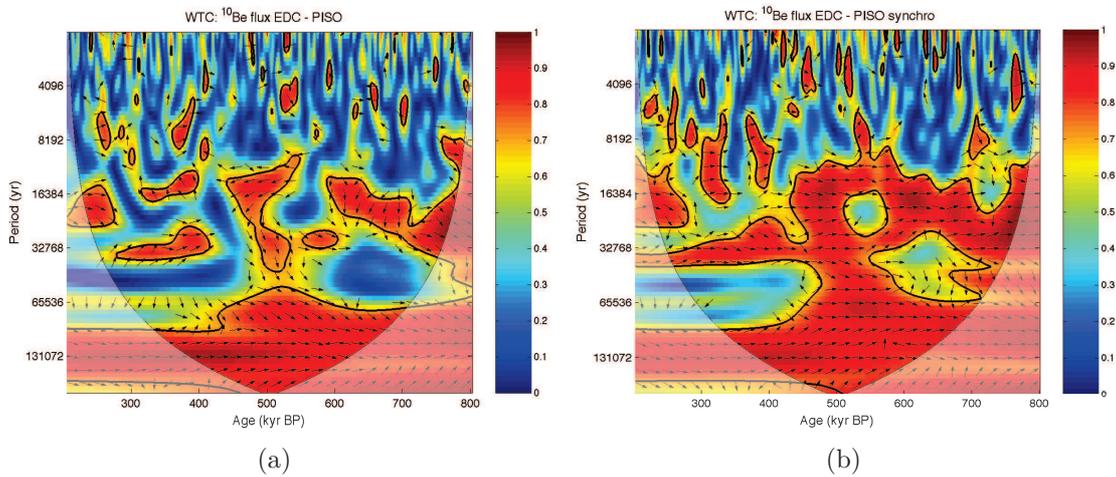


FIGURE 6.6 – Carte de corrélation locale (WTC) entre le taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon PISO-1500 et le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (a) avant et (b) après synchronisation. Les flèches pointant vers la droite montrent une relation de phase entre les deux enregistrements.

*WTC between the global relative  $^{10}\text{Be}$  production rate according to the PISO-1500 stack and the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC (a) before and (b) after synchronization. The arrows pointing to the right show a phase relationship between the two records.*

## 6.3 Les enregistrements climatiques

### 6.3.1 Alignement orbital : comparaison entre les proxies climatiques de EDC et PISO-1500

Les chronologies de LR04 [Lisiecki and Raymo, 2005] (sur laquelle IODP-1308, et donc PISO-1500, est basé) et de EDC [Parrenin et al., 2007a,b] n'ont pas été produites de la même manière. L'échelle d'âge EDC3 a été construite à l'aide d'un modèle 1D d'écoulement de glace [Parrenin et al., 2007a] simulant le taux d'accumulation et d'amincissement (compression verticale des couches) de la carotte de glace du site. Ce modèle est ensuite contraint par des données volcaniques, de teneur en air dans la glace (insolation locale intégrée), de  $^{10}\text{Be}$  (excursion de Laschamp et inversion de brunhes-Matuyama), de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  [Parrenin et al., 2007b]. Ces

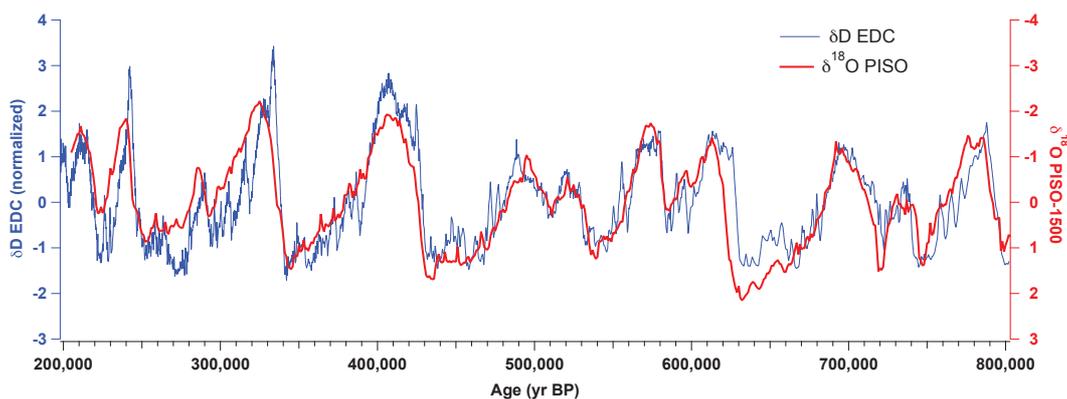


FIGURE 6.7 – Enregistrements climatiques d'EDC (bleu,  $\delta\text{D}$  [Jouzel et al., 2007]) et PISO-1500 (rouge,  $\delta^{18}\text{O}$  [Channell et al., 2009]) sur leur propre échelle d'âge entre 200 et 800 kyr BP avant synchronisation.

*Climatic proxies records of EDC (blue,  $\delta\text{D}$  [Jouzel et al., 2007]) and PISO-1500 (red,  $\delta^{18}\text{O}$  [Channell et al., 2009]) on their own age scale between 200 and 800 kyr BP before synchronization.*

dernières permettent de corriger des irrégularités du flux de glace sur les 500 m les plus profonds de la carotte (au delà du MIS 11,  $\sim 400$  kyr BP) par ajustement orbital sur le signal de précession (avec un décalage de 5000 ans [Dreyfus et al., 2007]). La reconstruction marine LR04 [Lisiecki and Raymo, 2005] est composée de 57 enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique (dont les sites sont globalement distribués) alignés à l'aide du protocole *Match* [Lisiecki and Lisiecki, 2002]. Une fois le composite construit, son modèle d'âge a été produit par alignement sur un modèle simple de volume de glace [Imbrie and Imbrie, 1980] basé sur l'insolation du 21 Juin à  $65^\circ$

N. En plus de contraintes supplémentaires sur le taux de sédimentation afin d'éviter des erreurs d'alignement, le modèle introduit un temps de réponse (non linéaire, déterminé de manière empirique) de la calotte lors de sa croissance ou au moment de sa fonte. Les deux courbes climatiques sur leur propre échelle d'âge entre 200 et 800 kyr BP (Fig. 6.7, ici PISO-1500 équivalent à LR04) peuvent présenter des déphasages différents selon la période étudiée, avec une augmentation du  $\delta D$  à EDC en avance ou en retard sur la diminution du  $\delta^{18}O$  de PISO-1500 selon les Terminaisons. Mais au vu des incertitudes sur la datation de plusieurs milliers d'années des deux enregistrements, il est difficile d'évaluer de cette manière les décalages climatiques continent – océan.

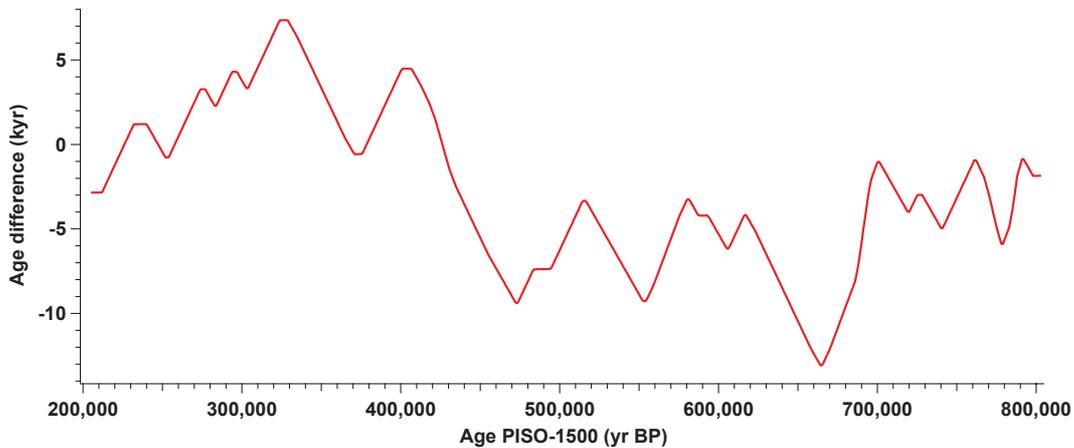


FIGURE 6.8 – Courbe de différences d'âge (= nouvel âge après synchronisation – âge d'origine) appliquée à PISO-1500 durant sa synchronisation sur le flux de  $^{10}Be$  à EDC entre 200 et 800 kyr BP.

*Age difference curve (= new age after synchronization – original age) applied to PISO-1500 during its synchronization on the  $^{10}Be$  flux at EDC between 200 et 800 kyr BP.*

La synchronisation du taux de production de  $^{10}Be$  d'après le signal paléomagnétique de PISO-1500 sur le flux de  $^{10}Be$  à EDC permet donc de s'affranchir de cette incertitude sur la datation absolue pour discuter des relations de phase entre le  $\delta D$  à EDC et le  $\delta^{18}O$  marin. D'autres incertitudes, détaillées dans la section 6.3.3, demeurent néanmoins. La courbe représentant le décalage temporel appliqué à PISO-1500 pour être aligné sur l'échelle de temps EDC3 (Fig. 6.8) montre clairement une phase de transition autour de 400 kyr BP. En effet, l'enregistrement PISO-1500 est repoussé vers les âges plus vieux (jusqu'à +7000 ans) durant la période la plus récente entre 200 et 400 kyr BP, tandis qu'il est décalé vers les âges plus jeunes (de –2000 à –13000 ans) entre 400 et 800 kyr BP. Cette transition coïncide avec le minimum

d'excentricité durant le MIS 11, et donc avec une période de faible variabilité de la précession. Pour EDC, l'alignement des mesures de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  [Dreyfus et al., 2007] sur le signal de précession est moins certaine autour de cet intervalle de temps, en particulier entre 400 et 450 kyr BP (zone jaune de la Fig. 6.9a). En comparaison, l'alignement orbital sur l'intervalle de temps plus récent 200 – 400 kyr BP est clairement plus aisé. L'alignement du  $\delta^{18}\text{O}$  marin sur la courbe de volume de glace basée sur le modèle d'Imbrie and Imbrie [1980] (Fig. 6.9b) est aussi sujet à cette difficulté autour de 400 kyr BP. Comme le volume de glace est basé sur l'insolation du 21 Juin à  $65^\circ$  N, ses variations sont extrêmement faibles durant le MIS 11. Il n'est pas étonnant qu'il y ait un gros changement de décalage entre avant et après synchronisation sur cette période de temps car les chronologies initiales ne sont pas fiables par rapport à la méthode d'alignement orbital. En revanche, il est plus étonnant que les décalages appliqués durant la synchronisation soient élevés durant des périodes de temps où l'alignement orbital semble bien contraint. Les déphasages entre le  $\delta\text{D}$  à EDC et le  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500 après synchronisation de son signal paléomagnétique sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  ne dépendent pas de l'alignement orbital. Il serait intéressant d'évaluer les incertitudes liées à cette synchronisation, notamment pour les déphasages les plus extrêmes (zones bleues et rouges de la Fig. 6.9) discutés dans la section 6.3.2.

La courbe de différence d'âge appliquée à PISO-1500 durant la synchronisation de son signal paléomagnétique sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (Fig. 6.8) ne montre pas de saut de 23 000 ans durant le MIS 11. L'hypothèse d'un cycle de précession manqué durant l'alignement orbital de l'un des enregistrements est donc à exclure. Il est aussi observé que la synchronisation du signal paléomagnétique de PISO-1500 sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC ne semble pas apporter d'amélioration de l'alignement du profil de  $\delta^{18}\text{O}$  marin (Fig. 6.9b, courbe bleue) sur la courbe de volume de glace. Une explication possible est l'incertitude liée au déphasage entre le  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  et le signal de précession supposé constant (5000 ans) du côté d'EDC [Dreyfus et al., 2007], et celle liée au temps de réponse de la calotte de glace à l'insolation pour LR04 (et donc PISO-1500) [Imbrie and Imbrie, 1980; Lisiecki and Raymo, 2005]. Il est probable que ces déphasages changent au cours du temps, mais il est actuellement impossible de prédire leurs variations car la compréhension des mécanismes impliquées est incomplète.

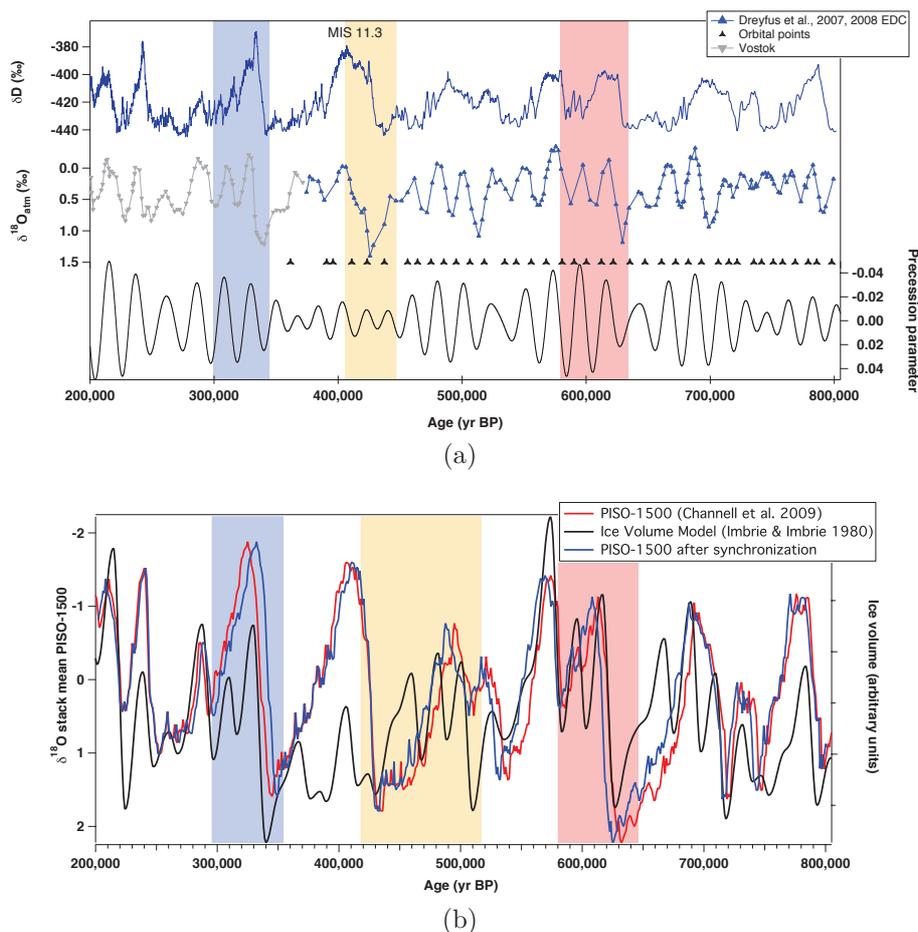


FIGURE 6.9 – (a) Données de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  (marqueurs bleus) mesurées sur la carotte de glace EDC [Dreyfus et al., 2007] alignées sur le signal de précession décalé 5000 ans plus jeune (courbe noire) [Laskar et al., 2004] pour la construction de la chronologie EDC3 [Parrenin et al., 2007b]. Des mesures de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  de Vostok sur l'échelle d'âge EDC3 sont incluses pour comparaison (marqueurs gris, non publiés). (b)  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500 avant (rouge) et après synchronisation (bleu) de son signal paléomagnétique sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC, et sortie du modèle de volume de glace (courbe noire, basée sur l'insolation du 21 Juin à  $65^\circ\text{N}$ , [Imbrie and Imbrie, 1980]) utilisée pour la construction de la chronologie de composite de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique LR04 [Lisiecki and Raymo, 2005]. La zone jaune souligne l'intervalle de temps où l'alignement orbital est le moins certain (voir texte et section 6.3.2 pour les zones bleues et rouges).

(a)  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  data (blue markers) measured in the EDC ice core [Dreyfus et al., 2007] aligned on the precession signal shifted younger by 5000 years (black curve) [Laskar et al., 2004] for the construction of the EDC3 chronology [Parrenin et al., 2007b].  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  measurements from Vostok on the EDC3 age scale are included for comparison (grey markers, unpublished). (b) Marine  $\delta^{18}\text{O}$  from PISO-1500 before (red) and after synchronization (blue) of its paleomagnetic signal on the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC, and output of the ice volume model (black curve, based on 21 June insolation at  $65^\circ\text{N}$ , [Imbrie and Imbrie, 1980]) used for the construction of the chronology of the benthic  $\delta^{18}\text{O}$  stack LR04 [Lisiecki and Raymo, 2005]. The yellow area highlights the time interval where the orbital tuning is the less certain (see text and section 6.3.2 for the blue and red areas).

### 6.3.2 Déphasages entre les profils de $\delta D$ sur EDC et de $\delta^{18}O$ sur PISO-1500

La courbe de  $\delta^{18}O$  marin de PISO-1500 (proxy du niveau marin global) est placée sur l'échelle de temps EDC3 grâce à la synchronisation réalisée précédemment. L'objectif ici est d'identifier les relations de phase entre les enregistrements glaciaires et marins afin d'améliorer notre compréhension des mécanismes impliqués dans la variabilité climatique aux échelles orbitales ou millénaires. L'intérêt de cette méthode de synchronisation est qu'elle s'appuie sur des paramètres (intensité du champ magnétique terrestre et flux de  $^{10}Be$ ) peu influencés par le changement climatique. Les enregistrements de  $\delta D$  à EDC [Jouzel et al., 2007] et de  $\delta^{18}O$  du composite PISO-1500 [Channell et al., 2009] peuvent être à présent comparés (Fig. 6.10). Les zones surlignées correspondent aux déphasages observés entre l'enregistrement glaciaire et océanique à chaque Terminaison (répertoriés dans la Table 6.1). Dans l'ensemble, l'augmentation des températures en Antarctique (augmentation du  $\delta D$  à EDC) semble se produire quelques centaines ou milliers d'années avant l'augmentation du niveau marin (diminution du  $\delta^{18}O$  marin reconstruit dans PISO-1500). Les Terminaisons IV et VII, qui présentent des décalages de  $-3200$  ans (retard de EDC par rapport à PISO-1500, zone bleue sur la Fig. 6.10) et  $+11000$  ans (zone rouge sur la Fig. 6.10) respectivement, représentent des exceptions à ce schéma. Les paramètres d'obliquité et de précession étant en phase durant ces deux Terminaisons, l'explication par une faible contrainte astronomique peut être exclue. Sur les autres Terminaisons, le déphasage observé oscille entre 640 et 3000 ans. Les incertitudes sur ces déphasages sont discutées dans la section suivante.

Le déphasage de 11000 ans sur la Terminaison VII semble élevé pour une hypothèse purement climatique. La comparaison des paires d'enregistrements  $^{10}Be$  – isotope de l'eau des deux archives EDC et PISO-1500 (sur leur échelle de temps initiale) permet de comprendre l'origine de ce déphasage. Les trois pics de flux de  $^{10}Be$  entre 580 et 630 kyr BP (zone rouge de la Fig. 6.11a) sur l'enregistrement d'EDC sont clairement identifiables sur l'enregistrement de PISO-1500 entre 580 et 645 kyr BP (zone rouge de la Fig. 6.11b). L'emplacement du plus vieux maximum de ce trio (autour de 625 kyr BP à EDC et de 635 kyr BP dans le composite PISO-1500) par rapport à l'enregistrement climatique explique le déphasage de 11000 ans. En effet, tandis qu'il tombe durant la Terminaison VII à EDC, le pic de production de  $^{10}Be$  est détecté 10000 ans avant cette dernière sur le composite marin PISO-1500, expliquant le déphasage de 11000 ans entre les deux enregistrements climatiques. Il faut noter que sur leur échelle de temps d'origine, une différence d'âge de plus de 6000 ans est déjà présente entre EDC et PISO-1500 à la Terminaison VII (Fig. 6.7).

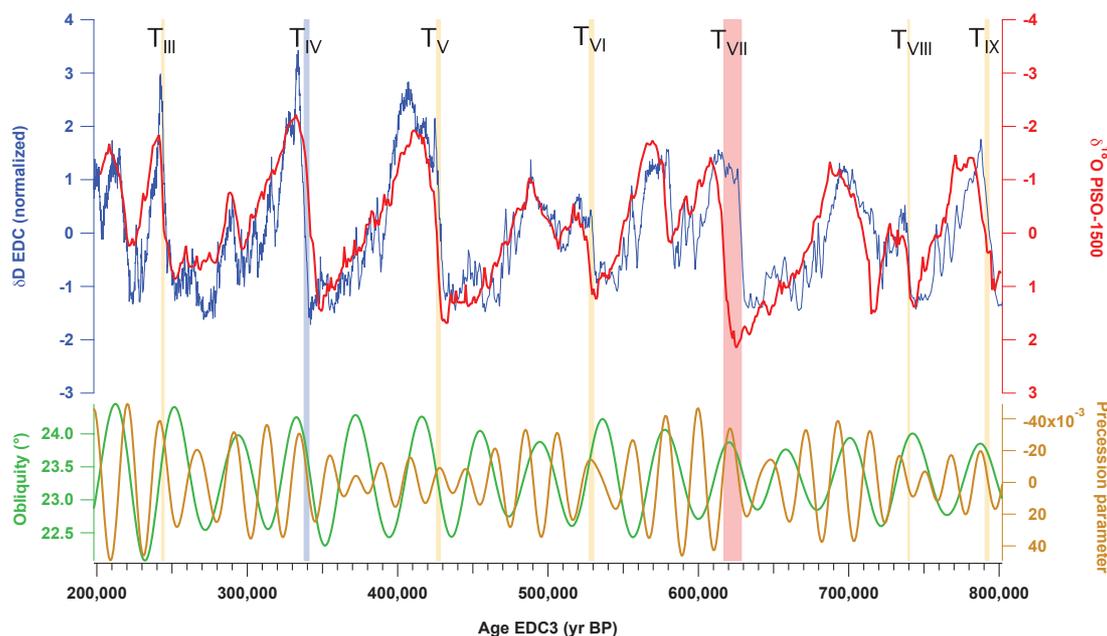


FIGURE 6.10 – Enregistrements climatiques d’EDC (bleu,  $\delta D$  [Jouzel et al., 2007]) et PISO-1500 (rouge,  $\delta^{18}O$  [Channell et al., 2009]) après synchronisation sur l’échelle de temps EDC3; obliquité (vert) et paramètre de précession (jaune foncé) entre 200 et 800 kyr BP [Laskar et al., 2004]. Les zones de couleur soulignent les déphasages à chaque Termination. Le plus large déphasage est surligné en rouge et le retard de l’enregistrement glaciaire avant la Termination IV en bleu.

*Climatic proxies records of EDC (blue,  $\delta D$  [Jouzel et al., 2007]) and PISO-1500 (red,  $\delta^{18}O$  [Channell et al., 2009]) after synchronization on the EDC3 age scale; obliquity (green) and precession index (dark yellow) between 200 and 800 kyr BP [Laskar et al., 2004]. The colored areas highlight the phase differences at each Termination. The largest delay is highlighted in red and the lag of the glacial record before the Termination IV in blue.*

L’origine du retard de l’enregistrement glaciaire au niveau de la Termination IV (zones bleues de la Fig. 6.11) est différente. En comparaison, cette période présente un faible taux de variabilité du taux de production (ou du flux) de  $^{10}Be$ , rendant la synchronisation moins certaine sur cette séquence. Le retard de l’enregistrement glaciaire par rapport à la courbe climatique marine n’étant localisé que durant le MIS 9, une incertitude sur la synchronisation semble plus plausible qu’une véritable inversion de la relation de phase climatique continent – océan. Ceci est confirmé par la sensibilité de la synchronisation autour de cette période selon la chronologie choisie (et donc le taux d’accumulation) pour EDC (EDC3 ou AICC2012, Fig. D.1). En effet, sur l’échelle d’âge AICC2012, cette inversion n’est plus visible à moins d’imposer l’alignement par des marqueurs d’âge autour de cette période (Fig. F.4 et F.5).

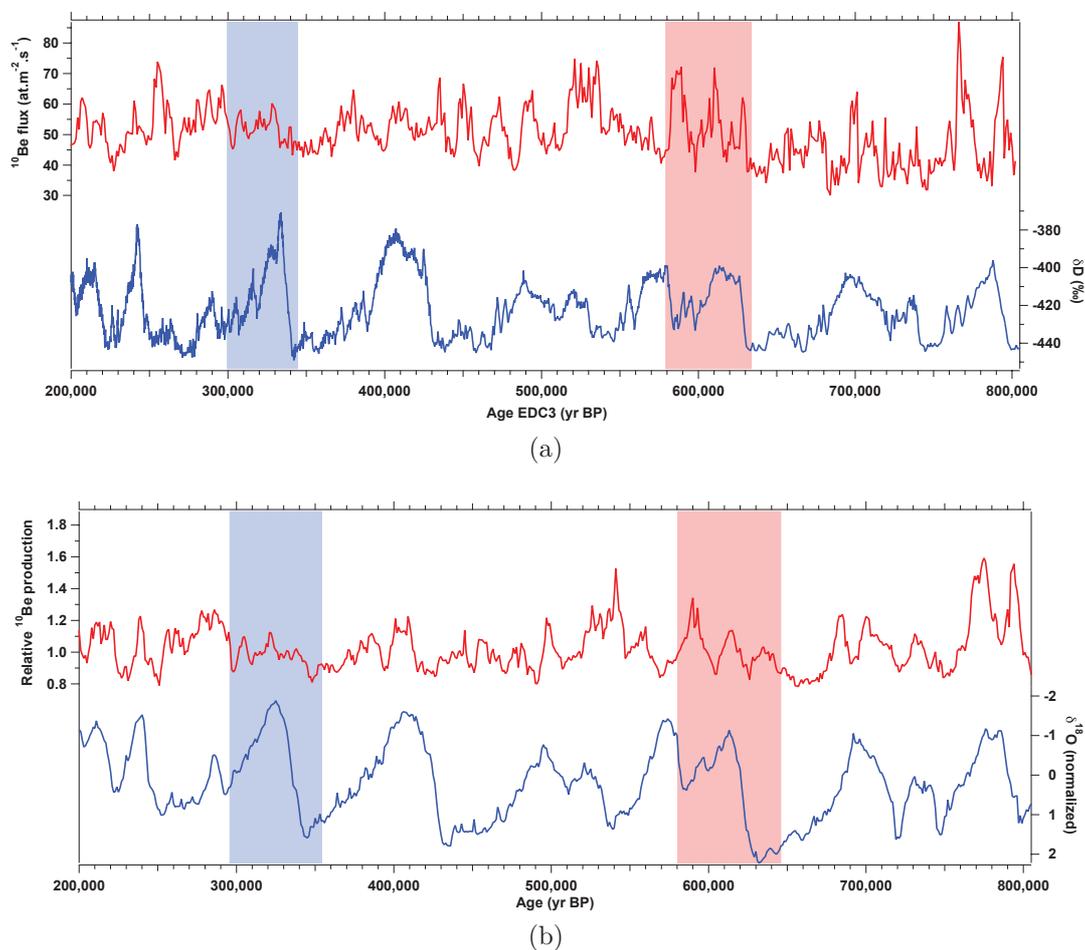


FIGURE 6.11 – Courbes de production de  $^{10}\text{Be}$  (rouges) et de composition isotopique de l'eau (bleues,  $\delta\text{D}$  pour EDC [Jouzel et al., 2007] et  $\delta^{18}\text{O}$  pour PISO-1500 [Channell et al., 2009]) de (a) EDC et (b) PISO-1500 sur leurs échelles de temps d'origine entre 200 et 805 kyr BP. La zone en bleue se concentre sur le retard de l'enregistrement glaciaire à la Termination IV, et la zone en rouge sur le déphasage le plus important au niveau de la Termination VII.

$^{10}\text{Be}$  production (red) and climate proxies curves (blue,  $\delta\text{D}$  for EDC [Jouzel et al., 2007] and  $\delta^{18}\text{O}$  for PISO-1500 [Channell et al., 2009]) de (a) EDC and (b) PISO-1500 on their own time scales between 200 and 805 kyr BP. The area in blue focuses on the change of the lead-lag relationship at the Termination IV, and the red area on the most important phase difference during the Termination VII.

Terminaison	Décalage (années)
III	1400
IV	-3200
V	2300
VI	3000
VII	11000
VIII	640
IX	2700

TABLE 6.1 – Décalage entre le signal climatique continental (EDC) et océanique (PISO-1500) pour les Terminaisons III à IX. Un déphasage positif signifie que les changements climatiques enregistrés à EDC sont en avance par rapport à ceux reconstruits sur PISO-1500.

*Lag between the climatic signal from the continent (EDC) and the ocean (PISO-1500) for the Terminations III to IX. A positive phase difference means that climatic changes recorded at EDC happened earlier than those reconstructed in PISO-1500.*

### 6.3.3 Incertitudes

En addition des incertitudes liées à la synchronisation qui sont directement liées à la résolution temporelle de l'enregistrement (Table 6.3), plusieurs points critiques doivent être gardés à l'esprit. Il a déjà été mentionné les incertitudes liées à l'accumulation, le transport atmosphérique et la déposition du  $^{10}\text{Be}$  dans la glace polaire (section 1.3). Concernant le composite PISO-1500, en plus de sa résolution plus faible (de l'ordre de 2000-3000 ans), certains éléments essentiels pour la datation des carottes sédimentaires marines semblent occultés. Un point important déjà mentionné dans la section 2.3.1 est la profondeur de blocage paléomagnétique (Lock-In Depth : LID) du sédiment, amenant un décalage du signal de paléointensité relative par rapport au  $\delta^{18}\text{O}$ . En effet, l'immobilisation des particules magnétiques, intervenant avec la déshydratation et la compression des sédiments, peut causer un décalage centimétrique à décimétrique entre l'interface eau/sédiment et la zone où l'enregistrement paléomagnétique est fixé. Cette profondeur de blocage peut être estimée par comparaison du  $^{10}\text{Be}$  et de la paléointensité relative mesurés dans une même carotte sédimentaire. [Suganuma et al. \[2010\]](#) ont déduit par exemple une profondeur de blocage de 15 centimètres sur plusieurs carottes marines autour de l'évènement de Brunhes-Matuyama par cette méthode. Cela aurait pour conséquence de vieillir artificiellement l'âge de cette inversion jusque 10 000 ans, son âge révisé étant donc de  $770 \pm 6$  kyr BP. [Dreyfus et al. \[2008\]](#) ont aussi montré que le pic de flux de  $^{10}\text{Be}$  à EPICA Dome C relié à l'inversion Brunhes-Matuyama est apparemment décalé vers les âges plus jeunes relativement aux proxies climatiques, à la fin du MIS 19,

et non au milieu de cette période interglaciaire avec un âge de 780 kyr BP [Lisiecki and Raymo, 2005]. Ménabréaz [2012], en comparant la position stratigraphique relative des signaux de  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  et de RPI dans la carotte sédimentaire MD05-2930 entre 265 et 800 kyr BP, a montré que les enrichissements de nucléides cosmogéniques pouvaient aussi bien être en phase avec les minima de RPI que décalés de 30 centimètres. Les enregistrements sédimentaires composant PISO-1500 ont un taux de sédimentation moyen variant de 1,6 (MD97-2143 de Horng et al. [2002, 2003]) à plus de 13 cm/kyr (ODP 983 de Channell et al. [1997]; Channell [1999]; Channell and Kleiven [2000]) pour la période étudiée, et donc des décalages temporels possiblement différents les uns par rapport aux autres (exemple avec une profondeur de blocage paléomagnétique de 15 cm en 3<sup>ème</sup> colonne de la Table 6.3). En effet, pour une profondeur de blocage fixée, un fort taux de sédimentation atténuera l'effet de décalage temporel et inversement (voir la Fig. 5 de Suganuma et al. [2010]). Ces décalages qui peuvent être différents pour chaque carotte marine ne sont pas discutés lors de la compilation de PISO-1500 [Channell et al., 2009]. À cause de cet effet, l'ajustement du profil de paléointensité de PISO-1500 sur le  $^{10}\text{Be}$  d'EDC pourrait conduire à une sous-estimation de l'âge de PISO-1500 de quelques milliers d'années (car la majorité des enregistrements sédimentaires composant PISO-1500 ont un taux de sédimentation moyen de 12 cm/kyr, voir Table 6.3 et Channell et al. [2009]) avec en plus la possibilité d'une variabilité dans le temps. Par exemple, cela pourrait conduire à supprimer les « retards » du  $\delta\text{D}$  à EDC sur le  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500 aux Terminaisons III et VIII, où les décalages sont les plus faibles (moins de 1400 ans). Une solution serait de synchroniser directement un enregistrement sédimentaire de  $^{10}\text{Be}$ , comme celui de Ménabréaz [2012], sur EDC (Fig. F.10). Le problème de la profondeur de blocage serait ainsi réduit, et l'étape de conversion intensité du champ géomagnétique – production de  $^{10}\text{Be}$  serait supprimée. L'enregistrement de  $\delta^{18}\text{O}$  sur la même séquence n'étant pas disponible à l'heure actuelle, il est impossible d'utiliser cet enregistrement pour notre étude.

Un autre point à souligner est la présence de 4 enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  planctonique parmi les 13 archives sédimentaires utilisées pour la construction de PISO-1500. En effet, il y a deux types de foraminifères dans les sédiments marins : les foraminifères benthiques et planctoniques. L'analyse du  $\delta^{18}\text{O}$  des premiers, vivant au fond de l'océan, reflète en première approximation les variations du volume des calottes glaciaires, et donc du niveau marin global (voir sections 2.1 et 6.2). Les variations du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques, vivant dans la colonne d'eau, ont une composante thermique (locale de l'eau de surface) plus importante et sont aussi sensibles à la teneur isotopique de l'eau [Duplessy and Shackleton, 1985]. Pour

la période étudiée dans ce chapitre, deux enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  planctonique sont susceptibles d'influencer les résultats de PISO-1500 (entre 200 – 430 kyr BP et 200 – 540 kyr BP). Puisque ces enregistrements sont peu nombreux et limités à la période la plus récente, nous espérons une faible influence de ce paramètre pour l'étude du déphasage entre les variations de température en Antarctique et le niveau marin global.

#### 6.3.4 Test avec les archives sédimentaires individuelles

En excluant la Terminaison VII, les déphasages observés entre EDC et PISO-1500 sont de l'ordre de quelques milliers d'années. Mais des incertitudes demeurent, comme la profondeur de blocage, la compilation de plusieurs carottes marines de caractéristiques différentes, la plus faible résolution de PISO-1500 ou la conversion paléomagnétisme – production de  $^{10}\text{Be}$ . . . Il est donc intéressant d'appliquer cette méthode de corrélation à des carottes sédimentaires marines individuelles composant PISO-1500 afin de tester, sinon l'écart relatif, du moins le signe des déphasages constatés entre les déglaciations marquées par le  $\delta\text{D}$  d'EDC ou le  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500. Quatre archives avec des profils complets de  $\delta^{18}\text{O}$  et de paléointensité relative entre 200 et 800 kyr BP ont été choisies : IODP U1308 [Channell et al., 2008; Hodell et al., 2008], ODP 983 [Channell et al., 1997; Channell, 1999; Channell and Kleiven, 2000] et ODP 984 [Channell et al., 1997; Channell, 1999] dans l'Atlantique Nord, et MD97-2143 [Horng et al., 2002, 2003] dans le Pacifique Ouest. Après avoir aligné les taux de production relatifs de  $^{10}\text{Be}$  d'après ces enregistrements sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (Fig. F.6 à F.9), il est possible de comparer les déphasages obtenus entre le profil de  $\delta\text{D}$  à EDC et leur enregistrement de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique à chaque Terminaison par rapport aux déphasages moyens obtenus entre le  $\delta\text{D}$  d'EDC et le  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500 (Fig. 6.12 et agrandissements sur chaque Terminaison en annexe G ; Table 6.2). Étant la courbe de référence pour le composite PISO-1500, les déphasages obtenus avec IODP U1308 sont sensiblement les mêmes (Fig. 6.12 et Table 6.3). L'enregistrement MD97-2143 présente une des plus faibles résolutions en  $\delta^{18}\text{O}$  et en paléointensité (2700 ans en moyenne entre 200 et 800 kyr BP) des archives sédimentaires complètes utilisées pour la construction de PISO-1500. Les déphasages observés entre cet enregistrement et le profil de  $\delta\text{D}$  à EDC sont fort différents, que ce soit par la valeur des écarts (Terminaisons III, V, VI et VII) ou leur signe (Terminaisons IV, VIII), en comparaison des décalages entre EDC et PISO-1500 (Table 6.3). De plus, il est impossible de calculer le déphasage avec EDC à la Terminaison IX, car cette dernière n'est pas clairement visible dans l'enregistrement sédimentaire. La plus faible résolution temporelle de l'archive sédimentaire MD97-

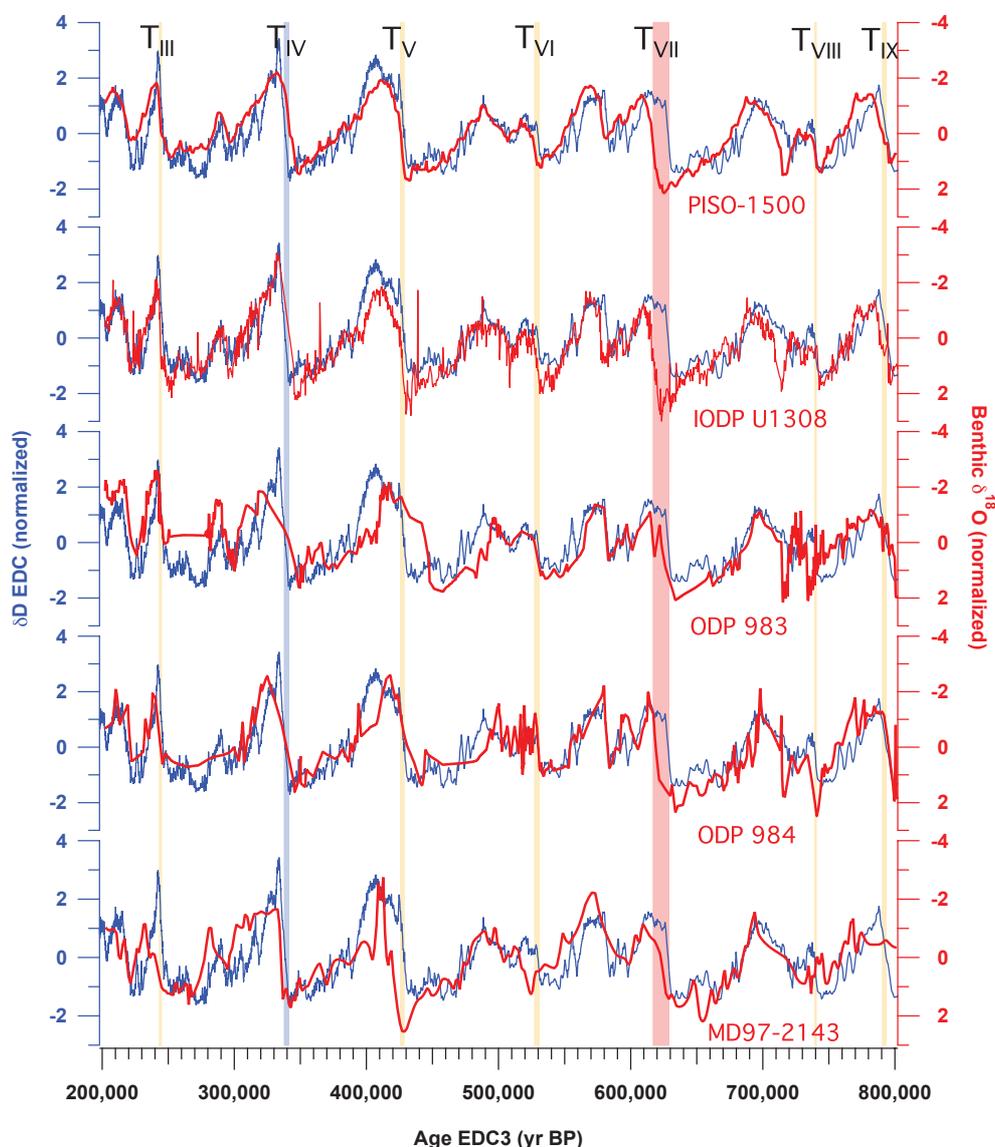


FIGURE 6.12 – Enregistrements climatiques d’EDC (bleu,  $\delta D$  [Jouzel et al., 2007]) et de plusieurs carottes marines incluses dans PISO-1500 (rouge,  $\delta^{18}O$ ) après synchronisation sur l’échelle de temps EDC3. De haut en bas : PISO-1500 [Channell et al., 2009], IODP U1308 [Hodell et al., 2008], ODP 983 [Channell et al., 1997; Channell and Kleiven, 2000], ODP 984 [Channell, 1999] et MD97-2143 [Hornig et al., 2002]. Les déphasages entre EDC et PISO-1500 à chaque Termination sont indiqués par les zones de couleur.

*Climatic proxies records of EDC (blue,  $\delta D$  [Jouzel et al., 2007]) and several marine cores including in PISO-1500 (red,  $\delta^{18}O$ ) after synchronization on the EDC3 age scale. From top to bottom: PISO-1500 [Channell et al., 2009], IODP U1308 [Hodell et al., 2008], ODP 983 [Channell et al., 1997; Channell and Kleiven, 2000], ODP 984 [Channell, 1999] et MD97-2143 [Hornig et al., 2002]. The colored areas highlight the phase differences between EDC and PISO-1500 at each Termination.*

2143, aussi bien en  $\delta^{18}\text{O}$  marin qu'en paléointensité relative, ainsi qu'un décalage entre ces deux enregistrements possiblement plus élevé à cause de la profondeur de blocage (plus de 10 000 ans pour une profondeur moyenne de blocage de 15 cm, Table 6.3) nous poussent à exclure cette carotte sédimentaire de la comparaison.

À présent, les déphasages observés entre les sites ODP 983/984 et EDC sont comparés avec ceux obtenus en utilisant PISO-1500. Le détail pour chaque Terminaison est en annexe G. La comparaison montre plus de similitude mais des désaccords subsistent avec les résultats de la synchronisation de PISO-1500 sur EDC (Table 6.3). Par exemple, il y a des différences de plus de 7000 ans avec ODP 983 pour les Terminaisons V et VIII. De même, autour des Terminaisons V et IX, alors que le  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500 est en retard par rapport au  $\delta\text{D}$  à EDC, les signaux de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique à ODP 983 et 984 sont au contraire en avance sur le signal climatique d'EDC. Les différences entre les enregistrements paléomagnétiques de ODP 983/984 et PISO-1500 (Fig. E.1, E.3 et E.4) et la résolution des enregistrement de  $\delta^{18}\text{O}$  marin, en plus des incertitudes de synchronisation, expliquent ces désaccords. Inversement, les déphasages des différents enregistrements sédimentaires marins avec EDC aux Terminaisons III et IV, bien que faibles, sont en accord entre eux. On note une avance de l'augmentation de température en Antarctique par rapport à la hausse du niveau marin durant la Terminaison III et un retard du  $\delta\text{D}$  à EDC par rapport au  $\delta^{18}\text{O}$  marin à la Terminaison IV (Table 6.3). Cet accord concerne donc la partie la plus récente des enregistrements il y a moins de 400 000 ans.

Terminaison	PISO-1500	IODP U1308	ODP 983	ODP 984	MD97-2143
III	1400	1400	1500	2300	8000
IV	-3200	-3200	-1800	-1300	2500
V	2300	1700	*	-1000	8300
VI	3000	1900	1000	-200	11000
VII	11000	11000	4500	9000	4000
VIII	640	-1400	6900	3000	-5800
IX	2700	3000	-2400	-1600	?

TABLE 6.2 – Décalage entre le signal de  $\delta\text{D}$  à EDC et les profils de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique de plusieurs archives sédimentaires (colonnes 3 à 6) pour les Terminaisons III à IX (1<sup>ère</sup> colonne) et comparaison avec PISO-1500 (colonne 2). Les résultats en vert sont en accord à l'égard de ceux obtenus avec PISO-1500 (signe et valeur de l'écart), ceux en rouge non (\*voir Fig. G.3).

*Lag between the  $\delta\text{D}$  signal at EDC and the  $\delta^{18}\text{O}$  profiles of several sedimentary archives (columns 3 to 6) for the Terminations III to IX (1<sup>st</sup> column) and comparison with PISO-1500 (column 2). The results in green are in agreement with those obtained with PISO-1500, not those in red (\*see Fig. G.3).*

Archive sédimentaire	Taux de sédimentation moyen (cm/kyr)	LID (15 cm) (ans)	Résolution moyenne $\delta^{18}\text{O}$ (ans)
IODP U1308	7,3	2000	200
ODP 983	13,3	1130	1200
ODP 984	12,2	1230	2700
MD97-2143	1,6	9375	2700

TABLE 6.3 – Taux de sédimentation moyen, résolution moyenne (basée sur les profils de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique) de carottes marines composant PISO-1500 et décalage hypothétique entre les enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  marin et de paléointensité relative d'une même carotte marine pour une profondeur de blocage paléomagnétique de 15 cm.

*Average sedimentation rate, resolution (based on the benthic  $\delta^{18}\text{O}$  profiles) of marine cores used for the construction of PISO-1500 and hypothetic time lag between the marine  $\delta^{18}\text{O}$  and relative paleointensity records from a same marine core for a 15cm Lock-In Depth.*

L'objectif était d'apporter une indication sur les déphasages entre le climat Antarctique, décrit par le profil de  $\delta\text{D}$  à EDC, et le climat océanique (niveau marin global) indiqué par les enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  marin entre 200 et 800 kyr BP. Pour cela, des enregistrements paléomagnétiques provenant de ces mêmes carottes sédimentaires ont été placés sur l'échelle de temps EDC3 par synchronisation sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Quelques études du déphasage climatique entre les variations de température australe et le changement du niveau des mers ont été menées. [Vázquez Riveiros \[2010\]](#) a montré un déphasage de plusieurs milliers d'années entre l'augmentation de la température de surface de l'océan Austral et le  $\delta^{18}\text{O}$  marin lors des Terminaisons I et V, expliqué par le temps de reprise nécessaire de la circulation méridionale de renversement de l'océan Atlantique après avoir été ralenti par des apports d'eau douce dans l'Atlantique Nord. À l'aide d'une reconstruction de la température durant la dernière déglaciation, en utilisant 80 enregistrements de proxies marins, terrestres et polaires, [Shakun et al. \[2012\]](#) ont pu montrer, entre autres, une avance de l'augmentation de la température en Antarctique sur la hausse du niveau marin global. Pour expliquer ce phénomène, ils proposent qu'une réduction de la circulation méridionale de renversement de l'océan Atlantique ait mené à un réchauffement de l'hémisphère Sud et un net refroidissement de l'hémisphère Nord. La concentration en dioxyde de carbone a commencé à augmenter peu après, probablement à cause du dégazage de l'océan Austral profond, puis les deux hémisphères se sont réchauffés ensemble en grande partie en réponse à la hausse des émissions de dioxyde de carbone. Il faut noter que [Parrenin et al. \[2013\]](#) ont, quant à eux, déduit un changement synchrone du l'augmentation de  $\text{CO}_2$  atmosphérique et de la tempé-

rature en Antarctique durant la dernière déglaciation. L'avance de l'augmentation de température en Antarctique par rapport à la hausse du niveau marin global à la Terminaison I d'environ un millier d'années [Shakun et al., 2012] ne peut donc être confirmée ici pour les Terminaisons V à IX au vu de la disparité des résultats obtenus. Les différences de résolution et les possibles effets locaux (profondeur de blocage paléomagnétique, les composantes non-dipolaires du champ géomagnétique, temps de réponse du  $\delta^{18}\text{O}$  marin aux changements climatiques...) sont autant de sources d'erreur supplémentaires sur les déphasages résultants. Néanmoins, si l'on exclut la carotte sédimentaire marine MD97-2143 [Horng et al., 2002, 2003], les déphasages des différents enregistrements marins avec EDC sur la période plus récente ( $T_{\text{III}}$  et  $T_{\text{IV}}$ ) sont cohérents entre eux. Bien que les Terminaisons III et IV indiquent des décalages opposés de l'augmentation de température en Antarctique (augmentation du  $\delta\text{D}$ ) sur la montée du niveau marin global (diminution du  $\delta^{18}\text{O}$  marin) au moment d'un réchauffement climatique global, ces derniers résultats encouragent à effectuer ce type d'étude pour des périodes plus récentes (incluant la Terminaison II par exemple). En effet, l'intensité du champ magnétique terrestre a fortement varié pendant cette période, incluant les excursions de Blake et d'Iceland Basin (120 et 188 kyr BP respectivement). Ces évènements apporteraient une contrainte forte sur la synchronisation entre le signal paléomagnétique des sédiments marins et le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Une autre possibilité, déjà mentionnée, est de comparer directement le flux de  $^{10}\text{Be}$  enregistré dans la glace polaire avec un autre profil de  $^{10}\text{Be}$  provenant de sédiments marins [Ménabréaz, 2012]. Bien que les corrections sur les mesures de  $^{10}\text{Be}$  dans les sédiments marins comportent aussi des difficultés (détermination du temps de résidence du  $^{10}\text{Be}$  dans la colonne d'eau, transport latéral synsédimentaire<sup>§</sup> du béryllium adsorbé, circulation des eaux profondes contribuant à l'élimination du  $^{10}\text{Be}$  dissous... [Ménabréaz et al., 2011]), ce type de profil permettrait d'éliminer l'étape préliminaire de conversion intensité du champ géomagnétique – production de  $^{10}\text{Be}$  et de contourner la difficulté de la profondeur de blocage paléomagnétiques.

---

§. Phénomène se produisant dans un dépôt sédimentaire au moment de la sédimentation