



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 335 (2003) 509–524



Géophysique externe, climat et environnement (Climat)

Climat du passé (400 000 ans) : des temps géologiques à la dérive actuelle

Jean Jouzel

*Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, UMR CEA–CNRS 1572, Institut Pierre-Simon-Laplace DSM, CE Saclay,
91191 Gif-sur-Yvette, France*

Reçu le 27 janvier 2003 ; accepté le 20 mai 2003

Rédigé à l'invitation du Comité éditorial

Résumé

Depuis une quinzaine d'années, l'étude du climat du passé a fourni nombre de résultats pertinents vis-à-vis de son évolution future. Ils concernent, en particulier, la mise en évidence d'une relation entre climat et effet de serre et la découverte de variations climatiques rapides. Ils s'appuient sur des enregistrements qui couvrent les derniers cycles climatiques, tels que ceux obtenus à partir de l'étude du forage glaciaire de Vostok, qui permet de décrire l'évolution du climat de l'Antarctique et celle de la composition de l'atmosphère sur plus de 400 000 ans. Cette période est également de mieux en mieux documentée à partir d'enregistrements océaniques et continentaux. Nous illustrons, à partir de quelques exemples s'appuyant sur des travaux récents dans lesquels des équipes françaises sont fortement impliquées, quelques-uns des résultats marquants obtenus à partir de l'étude de carottages en régions polaires, de sédiments marins et d'archives continentales. **Pour citer cet article : J. Jouzel, C. R. Geoscience 335 (2003).**

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Past climate (the last 400 ka): from geological times to future climate change. Studies of past climate have, over the last 15 years, provided a wealth of information directly relevant to its evolution in the future. These results include, in particular, the discovery of a link between greenhouse gases and climate in the past and the characterization of rapid climate changes. They are, for example, based on the analysis of deep ice cores such as the one drilled at the Vostok site, which allows us to describe the evolution of the Antarctic climate and of the atmospheric composition over more than 400 thousands years (kyr). This period is also now better and better documented from the analysis of oceanic and continental records. Through examples based on recent studies, in which French teams are deeply involved, we will illustrate the most important results obtained from the analysis of polar ice cores, deep-sea cores and continental archives. **To cite this article: J. Jouzel, C. R. Geoscience 335 (2003).**

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots clés : carottes de glace ; sédiments marins ; archives continentales ; isotopes ; datations

Keywords: ice cores; deep sea cores; continental archives; isotopes; dating

Adresse e-mail : jouzel@lsce.saclay.cea.fr (J. Jouzel).

1631-0713/\$ – see front matter © 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

doi:10.1016/S1631-0713(03)00103-2

Abridged English version

Many aspects of past climate changes are relevant to our future climate, among them the existence of rapid changes, the correlation between greenhouse gases and the climate of the last millennium. Fig. 1 illustrates one of those aspects, namely the strong relationship between the Antarctic climate and both carbon dioxide and methane, over the last four climatic cycles as evidenced from the analysis of the Vostok ice core and of the enclosed air bubbles [41]. This figure also includes recent anthropogenic changes in these greenhouse gases as derived from other ice core studies and direct atmospheric measurements. Over the last two years, French teams involved in the study of past climate changes at these timescales have been very active and we review, in this article, some of their key contributions in focusing on the recent results obtained by the ice core community.

Three new deep ice cores are now available in Antarctica (Fig. 2), one drilled by the Japanese team at Dome Fuji (Dome F) and the other two in the frame of the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA), at the Dome C and Kohnen sites, respectively. Once placed on a common timescale, the Dome F and Vostok isotopic profiles show remarkable similarities with the last three glacial–interglacial cycles [59]. These similarities (Fig. 3), which are remarkable given the distance between the two sites, concern both large changes (terminations, interglacials and interstadials) and smaller glacial events, remain essentially unaltered once accounted for the influence of the origin of the precipitation. These new results thus support the conclusion that the broad features of the Vostok record are of large geographical significance. Interestingly the Dome C core should allow to extend the ice core record as preliminary dating suggests an age of 530 000 years at the depth of 2864 m (Fig. 4), which was reached at the end of the 2001–2002 field season (the drilling has currently reached a depth of 3200 m).

It is currently difficult to accurately assess the phasing between greenhouse gases and climate changes because of the large uncertainties associated with the gas age–ice age difference, which is probably over 1000 years at the Vostok site. Caillon et al. [12] have recently developed a method allowing us to avoid this difficulty. It is based on very precise measurements

of the isotopic composition of argon in air bubbles. This method first applied to Termination III at Vostok shows that the argon isotopic record closely reflects the temperature change during the deglaciation (Fig. 5). Although the mechanism remains unclear, this allows improvement of the precision of the phase relationship between CO₂ and climate. The sequence of events surrounding the termination suggests that CO₂ concentration lagged Antarctic deglacial warming by 800 ± 200 yr (Fig. 5), which is consistent with a process that involves the deep ocean, and preceded the northern-hemisphere deglaciation.

The isotopic composition of air bubbles (argon and nitrogen isotopes) also provides a way to examine the phase relationship between Antarctic and Greenland records, which is necessary to understand how the northern and southern hemispheres are coupled during climate events. The method is based on the use and comparison of two proxies measured in the same ice core. It was applied to the Vostok core for studying a transition at the start of the last glaciation about 108 000 years ago. Result indicates that the Antarctic temperature increase occurred 2,7 kyr before the onset of the methane, which is used as the time marker of the warming in the northern hemisphere. This would suggest that the bipolar seesaw mechanism pointed out by Blunier et al. [8] and Blunier and Brook [7] was probably active over the entire last glacial period.

This conclusion is however challenged by a correlation performed using the beryllium 10 peak around 40 kyr BP first discovered in the Vostok ice core and subsequently detected in other Antarctic and Greenland ice cores. A new high resolution profile of the this peak measured in the recently recovered EPICA ice core from Dome C [43] shows structures even on decadal time scales, as it has been already observed in similar high-resolution measurements in a Vostok core. This enhances its potential for high-resolution correlation. The ¹⁰Be peak straddles Dansgaard/Oeschger event 10, exactly as seen in the GRIP core. This implies that the GRIP and EPICA climate records at this time are synchronous within probably 200 years. This is in contradiction with conclusions based on methane records, which show Vostok climate leading Greenland in this period. If this analysis is correct, it implies either that there is a significant error in the modelled methane-ice age differences at Vostok, or that the phase relationship between the Antarctica

and Greenland climate records changes with time [43]. One possibility is that significant Greenland lags are only associated with large events.

Our review of deep-sea and continental records is limited to a few articles. They first concern a series of records covering the last four climatic cycles (Fig. 6). They also include recent work to estimate the ^{14}C age reservoir [50,57] and to deal with the ^{14}C calibration during the Last Glacial Maximum [31]. At last we briefly discuss two speleothem records, one of Genty et al. [20], which allows a precise dating of the Dansgaard/Oeschger events in western Europe (Fig. 7), and one of Bard et al. [2], which provides unique information about sea-level change during marine stage 6.

1. Introduction

L'existence de variations climatiques rapides, la corrélation entre climat et effet de serre, les enregistrements du dernier millénaire, sont autant d'aspects des climats passés pertinents vis-à-vis de son évolution future [24]. Dans ce volume, Claude Lorius redit l'importance de ce regard tourné vers le passé pour appréhender correctement cette évolution. Le bien-fondé de cette stratégie est maintenant largement reconnu, mais il nous reste encore beaucoup à documenter des climats du passé et à mieux en comprendre les mécanismes. Indéniablement, les avancées passent là par une approche combinant les informations complémentaires extraites de divers types d'archives et par un effort de modélisation s'appuyant sur une hiérarchie de modèles de complexités différentes. Des résultats importants ont été récemment obtenus sur l'un et l'autre de ces volets. Dans cet article, nous nous intéressons plus particulièrement aux progrès faits dans le domaine de la reconstruction, de tout ou partie, du climat des 400 000 dernières années. Le choix de cette échelle de temps, qui couvre les quatre derniers cycles climatiques, est largement dicté par la publication récente des enregistrements de température et de composition de l'atmosphère, déduits de l'analyse du carottage de Vostok en Antarctique de l'Est [41]. La Fig. 1 combine ces résultats et ceux correspondant aux derniers siècles, au cours desquels les enregistrements de gaz carbonique et de méthane, obtenus sur d'autres carot-

tages de l'Antarctique, témoignent de l'impact des activités humaines sur la composition de l'atmosphère.

Les équipes françaises restent très actives dans l'étude des carottages polaires, mais également dans celle des sédiments marins et des archives continentales. Nous avons largement centré cette synthèse, dont nous sommes conscients qu'elle est extrêmement partielle et biaisée vers les enregistrements obtenus à partir des forages de l'Antarctique, sur des articles publiés au cours des deux dernières années et qui apportent des informations sur la corrélation entre différentes séries climatiques et sur leur chronologie, relative ou absolue.

2. Glaces polaires

Dans le contexte d'une comparaison toujours plus précise entre séries climatiques, les résultats récents déduits de l'analyse des carottes de glace portent sur l'obtention de nouveaux enregistrements et sur l'analyse des déphasages entre gaz carbonique et climat, d'une part, et entre Antarctique et Groenland, de l'autre.

2.1. Nouveaux enregistrements

Deux nouveaux forages profonds sont désormais disponibles en Antarctique (Fig. 2). L'un, réalisé en 1995 et 1996 au site de Dome Fuji par une équipe japonaise, a atteint 2503 m, profondeur à laquelle le carottier s'est bloqué; il couvre trois cycles climatiques [17]. L'autre, conduit au Dome C dans le cadre du projet européen EPICA (*European Programme for Ice Coring in Antarctica*), devrait donner accès à de la glace vieille de plus de 500 000 ans.

L'enregistrement isotopique du Dome F et celui de Vostok sont remarquablement similaires sur leur partie commune, qui couvre 330 000 ans (330 ka). La Fig. 3 [59] a été construite en utilisant une échelle de temps établie pour le site de Dome F. Celle-ci est a priori plus précise que celle de Vostok. En effet, dans le cas d'un dôme, il n'y a pas à tenir compte des variations spatiales d'accumulation, comme c'est le cas à Vostok, site pour lequel la glace profonde provient de la région de Ridge B, plus de 200 km en amont [45]. Cette chronologie de Dome F a été établie en mettant en œuvre une

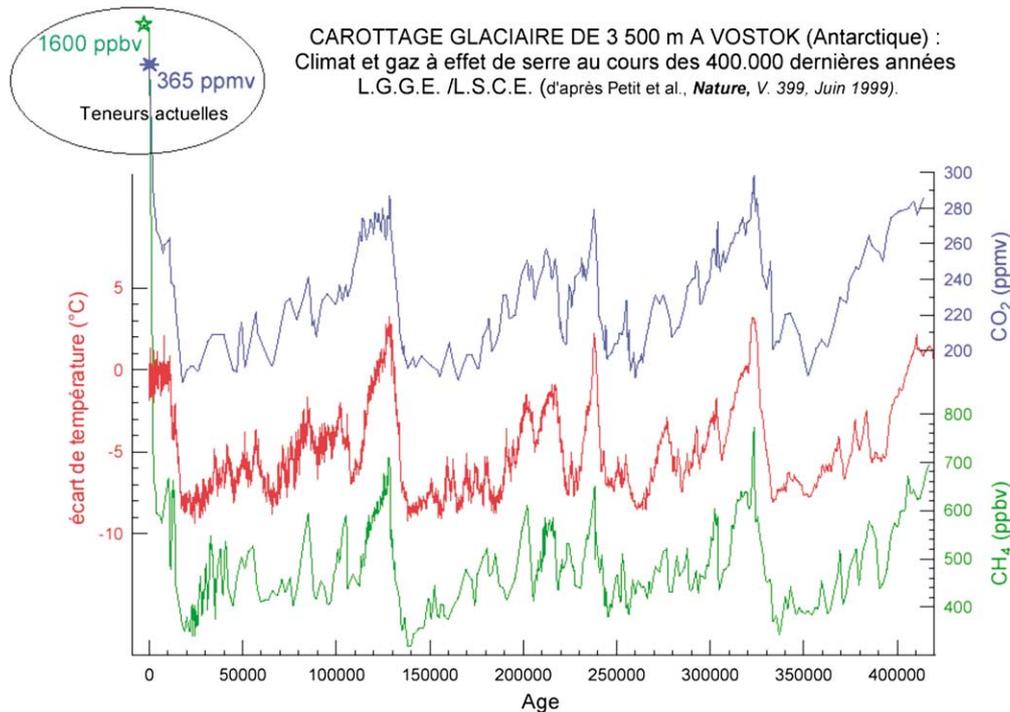


Fig. 1. La courbe centrale représente les variations de la température sur le site de Vostok par rapport aux conditions actuelles ; cette courbe est déduite du profil de teneur en deutérium analysé le long de ce carottage. Les courbes supérieure et inférieure correspondent respectivement aux teneurs en gaz carbonique et en méthane analysées dans l'air piégé dans ce même carottage. Ces trois séries, couvrant 420 000 ans, sont adaptées d'après Petit et al. [41]. Les profils en gaz carbonique et en méthane ont, pour les 300 dernières années, été complétés à partir d'enregistrements réalisés dans des carottes de glace à forte accumulation et des mesures atmosphériques.

Fig. 1. The middle curve represents the temperature change at the Vostok site with respect to present-day conditions, as derived from the ice core deuterium profile. The upper and lower curves correspond, respectively, to the carbon dioxide and methane concentrations measured on the same core. These three records covering 420 000 years are adapted from Petit et al. [41]. For the last 300 years, the carbon dioxide and methane profiles have been completed using ice core records from high accumulation sites and atmospheric measurements.

méthode inverse développée par Parennin et al. [40]. De façon classique [45], l'idée consiste à combiner deux modèles, l'un décrivant l'écoulement de la glace, l'autre l'histoire de l'accumulation. L'originalité de la méthode repose sur la recherche d'une solution qui optimise l'ensemble des informations chronologiques disponibles. Dans le cas de Dome F, cette information est essentiellement d'origine orbitale, avec un cycle précessionnel bien marqué dans le profil de teneur en oxygène 18 de la glace, lequel témoigne des variations de la température du site. L'hypothèse appliquée dans la méthode inverse équivaut simplement à affirmer que le nombre de ces cycles est correctement décompté, sans que ne soit imposée celle de déphasages constants entre forçage orbital et enregistrements climatiques,

qui est généralement faite pour dater les sédiments marins [21,35], et l'a également été pour certaines des chronologies du forage de Vostok [49,55].

Une fois placés sur cette échelle de temps commune, en utilisant un nombre d'événements facilement identifiables, les enregistrements isotopiques de Dome F et Vostok apparaissent extrêmement similaires sur l'ensemble des trois derniers cycles climatiques ($r^2 = 0,96$). Ce résultat est remarquable au regard de la distance entre les deux sites (~ 1500 km), car il concerne aussi bien les grandes variations (terminaisons, interglaciaires et interstades) que celles moins marquées, mais facilement identifiables, des périodes glaciaires. La confirmation d'une déglaciation en deux étapes lors de la terminaison III (autour de 245 ka)

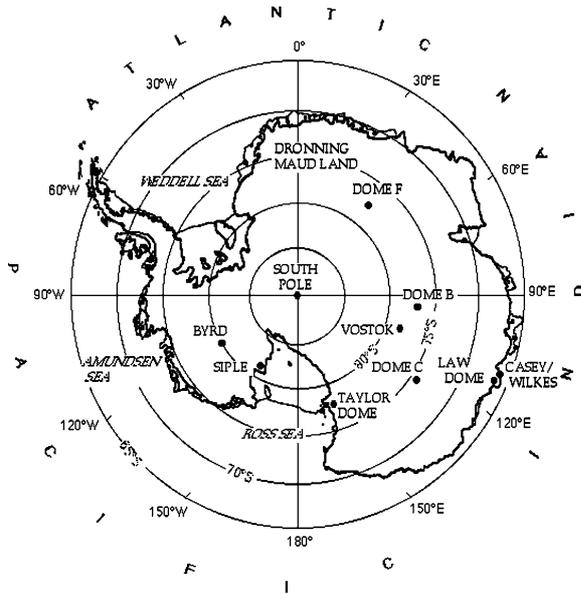


Fig. 2. Carte de l'Antarctique, avec l'indication des différents sites où ont été réalisés des forages profonds.

Fig. 2. Map of Antarctica, with indication of the deep drilling sites.

avec un événement type ACR (*Antarctic Cold Reversal*), caractéristique de la dernière transition climatique [25,27], en constitue un exemple intéressant (Fig. 3f). Cependant, dans ce cas, l'ACR intervient en tout début de déglaciation [59]. Un autre point concerne l'amplitude extrêmement similaire des signaux isotopiques, avec pour conséquence des variations de température tout à fait comparables, si l'on admet que les relations température/isotopes observées à l'échelle spatiale s'appliquent pour estimer les paléotempératures en un site donné. Soulignons que nous avons désormais un ensemble d'éléments qui montrent que cette hypothèse, qui au Groenland conduit à une sous-estimation notoire des changements de température [15,16,22,23], est applicable en Antarctique, tout au moins dans les régions centrales [28]. En particulier, l'estimation des paléotempératures du Dome F est, tout comme celle de Vostok, peu affectée par la prise en compte de l'influence des changements de l'origine des précipitations. Cette influence peut être évaluée à partir des enregistrements conjoints des teneurs en deutérium et en oxygène 18 de la glace [28,53,54].

Le site du Dome F aurait probablement pu permettre de remonter plus loin dans le temps qu'à Vos-

tok, mais la perte du carottier y a provoqué l'arrêt des opérations de forage environ 600 m au-dessus du socle rocheux. Cette même mésaventure est survenue au forage entrepris sur le site du Dome C dans le cadre du projet européen EPICA (*European Project for Ice Coring in Antarctica*), placé sous l'égide de la Fondation européenne de la science et fortement soutenu par la Commission européenne. Ce projet, qui implique dix pays (Allemagne, Belgique, Danemark, Italie, France, Norvège, Pays-Bas, Royaume-Uni, Suède et Suisse), a démarré en 1995, avec l'objectif de réalisation de forages profonds en deux sites complémentaires de l'Antarctique de l'Est. L'un devait être localisé sur un dôme, avec l'espoir que le forage puisse couvrir cinq cycles climatiques, l'autre dans le secteur atlantique, pour permettre une comparaison optimale avec les enregistrements du centre du Groenland (GRIP et de GISP2). Le site du Dome C, où les équipes françaises avaient déjà mis en œuvre un forage de 900 m au cours de la saison 1977–1978 [33], s'avérait idéalement placé pour extraire de la glace vieille de plus de 500 000 ans. Le choix était plus compliqué pour le second forage, car le secteur atlantique de l'Antarctique de l'Est était alors complètement inexploré et une série de campagnes de reconnaissance sera nécessaire pour identifier un site de forage approprié. Un tel site a été identifié dans la région de Dronning Maud Land (DML) et le forage profond commencé fin 2001 a atteint la profondeur de près de 1500 m en février 2003.

Le nouveau forage du Dome C démarre en 1996 mais, deux ans plus tard, le carottier est bloqué à une profondeur de 780 m et le projet doit impérativement repartir de la surface. Les opérations reprennent au cours de la saison 2000–2001 et viennent d'être couronnées de succès : 1459 m à la fin de la première campagne (janvier 2001), 2871 m en janvier 2002, puis 3150 m à la fin janvier 2003, une centaine de mètres au-dessus du socle. Grâce aux mesures de conductivité électrique réalisées en continu sur le terrain (ce paramètre est affecté par la présence plus ou moins grande d'impuretés), il devient possible d'attribuer un âge, au moins approximatif, aux carottes, à mesure qu'elles sont extraites, puis analysées. La méthode repose sur la comparaison de ce profil de conductivité (Fig. 4) avec celui disponible sur le forage de Vostok, dont on connaît l'âge avec une bonne précision, jusqu'à la profondeur (~ 3300 m) correspondant à 420 ka. Tout in-

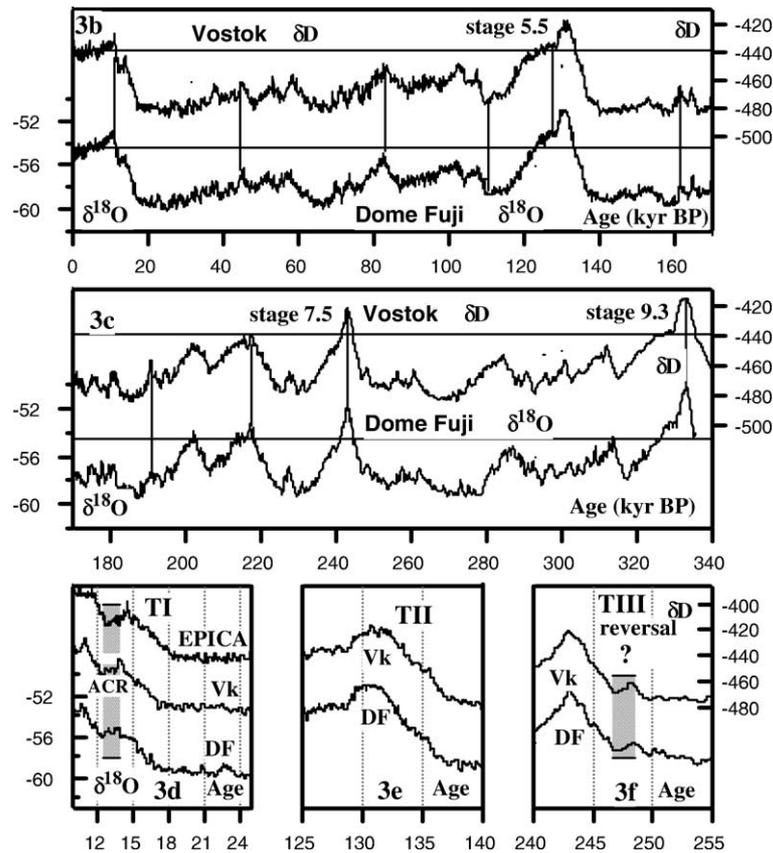


Fig. 3. Comparaison des profils isotopiques de Vostok et de Dome F au cours des 330 000 dernières années avec, en haut, les 170 000 dernières années et, au milieu, la partie la plus ancienne. Les figures du bas montrent le détail des déglaciations, le profil isotopique du forage EPICA Dome C ayant été ajouté à ceux de Vostok et de Dome F pour la terminaison I (3d). Cette figure est adaptée de Watanabe et al. [59].

Fig. 3. Comparison of the Vostok and Dome F isotopic profiles over the last 330 000 years with the upper and middle curves representing the last 170 000 years and the oldest part, respectively. The bottom curves give detail records of the deglaciations with, for termination I (3d), the EPICA Dome C profile in addition to those from Vostok and Dome F. This figure is adapted from Watanabe et al. [59].

dique que cet âge atteint au Dome C est dépassé et que c'est de la glace vieille de 530 000 ans qui a été ramenée à la surface dès la fin de la seconde campagne [18]. Cet âge pourrait être beaucoup plus élevé à proximité du socle, car les couches s'amincissent considérablement sous l'effet de l'écoulement de la glace. Mais il faudra d'autres analyses (en particulier celle de la teneur isotopique de la glace) pour confirmer les premières estimations et vérifier que les couches de glace ne sont pas perturbées. À ce stade, nous retiendrons qu'il y a, grâce au nouveau carottage Dome C, un espoir d'étendre les enregistrements glaciaires au-delà des quatre cycles climatiques couverts par la glace de Vostok.

2.2. Déphasage gaz carbonique/température antarctique

Au-delà de la remarquable corrélation entre gaz carbonique et climat illustrée sur la Fig. 1, subsistent des questions sur l'existence possible de déphasages entre ces deux paramètres, dont les variations sont respectivement enregistrées dans la glace (teneur en deutérium qui reflète la température de l'Antarctique) et dans les bulles d'air qui y sont piégées (gaz à effet de serre). Ce piégeage se produit en profondeur à la base du névé et les bulles d'air sont plus jeunes que la glace qui les contient. Dans un site à faible accumulation comme celui de Vostok, la différence d'âge

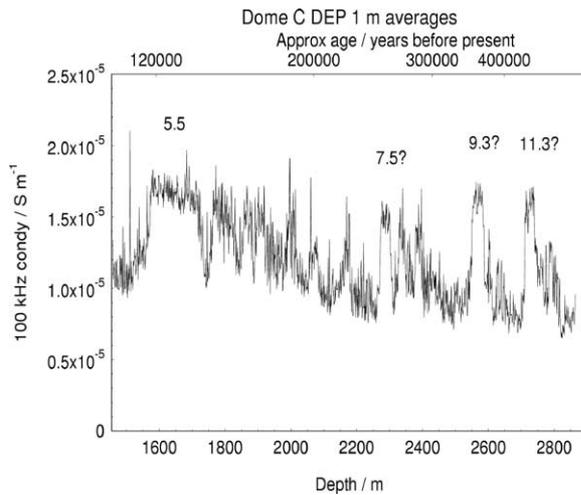


Fig. 4. Variation de la conductivité diélectrique le long du forage EPICA Dome C entre ~1500 et 2780 m de profondeur. Ce profil a été obtenu sur le terrain au cours de la saison de forage 2001–2002. La comparaison de ce profil avec celui mesuré le long du forage de Vostok permet de proposer une corrélation entre les profondeurs de ces deux carottages et d'établir une correspondance avec les stades marins successifs. Ce travail suggère que la glace la plus profonde correspond au stade glaciaire 12, avec un âge de l'ordre de 530 000 ans (adapté de [18]).

Fig. 4. Dielectrical conductivity along the EPICA Dome C core between 1500 and 2780 m depth. This profile was obtained in the field during the 2001–2002 season. Its comparison with the corresponding Vostok profile allows us to propose a depth correlation between the two cores and to establish a correspondence with the successive marine stages. This work suggests that the deepest ice correspond to Marine Stage 12 with an age of about 530 000 years BP.

gaz/glace [4], $\Delta_{\text{âge}}$, peut atteindre des valeurs très importantes (jusqu'à 7000 ans). Mais surtout, la valeur de $\Delta_{\text{âge}}$, calculée à l'aide d'un modèle de densification, y est affectée d'une incertitude qui peut atteindre 1000 ans, voire plus, lors de déglaciations tout au long desquelles l'accumulation varie de façon importante. Cette incertitude obère d'autant l'estimation de déphasages éventuels entre gaz à effet de serre et climat et se reflète directement sur celle proposée dans les références [19,37]. À partir de mesures réalisées sur la glace, soit de Vostok, soit du Dome C, ces auteurs suggèrent qu'au cours des déglaciations, les variations du gaz carbonique suivent celles de la température en Antarctique de 600 et 800 ans, respectivement.

Caillon et al. [12] ont récemment développé une méthode qui permet de se libérer de cette incertitude

inhérente à l'estimation de $\Delta_{\text{âge}}$. Elle part de l'observation, tout à fait inattendue, d'une corrélation très étroite (Fig. 5a) entre la teneur en deutérium de la glace et la composition en isotopes 36 et 40 de l'argon contenu dans les bulles d'air ($\delta^{40}\text{Ar}$). Ces analyses isotopiques extrêmement précises, réalisées entre ~250 et 240 ka (période couvrant la terminaison III et l'entrée en glaciation qui l'a suivie), suggèrent que la valeur de $\delta^{40}\text{Ar}$ est directement influencée par la température au site de Vostok, ou éventuellement par l'accumulation. Comme le soulignent ces auteurs, les mécanismes sous-jacents qui font intervenir les fractionnements dans le névé (gravitationnel et thermique) sont loin d'être compris, mais la température en est probablement le paramètre clé. L'analyse isotopique de l'argon offre donc la possibilité d'estimer la température à Vostok à partir d'une quantité mesurée dans les bulles d'air et élimine, par là même, l'incertitude liée au $\Delta_{\text{âge}}$ dans toute comparaison entre température et composition des bulles d'air. Dans ce contexte, les résultats de Caillon et al. [12] suggèrent que, lors de la terminaison III, l'augmentation de teneur en CO_2 survient 800 ans (± 200) après celle de la température à Vostok (Fig. 5b). La comparaison avec les variations du méthane et de l'oxygène 18 de l'air confirme, en outre, que l'augmentation en gaz carbonique précède la déglaciation dans l'hémisphère nord et y aurait contribué à travers les rétroactions rapides liées à la vapeur d'eau, à la glace de mer et aux nuages [34,41,44].

Le fait que l'augmentation de la température antarctique précède celle du CO_2 ne remet donc pas en cause le rôle des gaz à effet de serre dans le climat du Quaternaire, dont le forçage astronomique et les gaz à effet de serre sont respectivement le métronome et un des mécanismes amplificateurs. Soulignons d'ailleurs qu'une telle séquence apparaît logique du point de vue du cycle du carbone, dans lequel l'océan Austral joue vraisemblablement un rôle capital. Une fois que celui-ci commence à se réchauffer, en phase probablement avec l'Antarctique, il faut un certain temps (et une valeur de 800 ans semble ici raisonnable) pour que la circulation de cette partie de l'océan mondial se modifie et permette aux couches profondes d'arriver à la surface et de libérer les importantes quantités de CO_2 nécessaires pour en modifier la composition atmosphérique [12]. En ce sens, la situation diffère de celle que nous vivons actuellement, car, dans le passé, le forçage était interne, contrairement à celui, externe, lié aux ac-

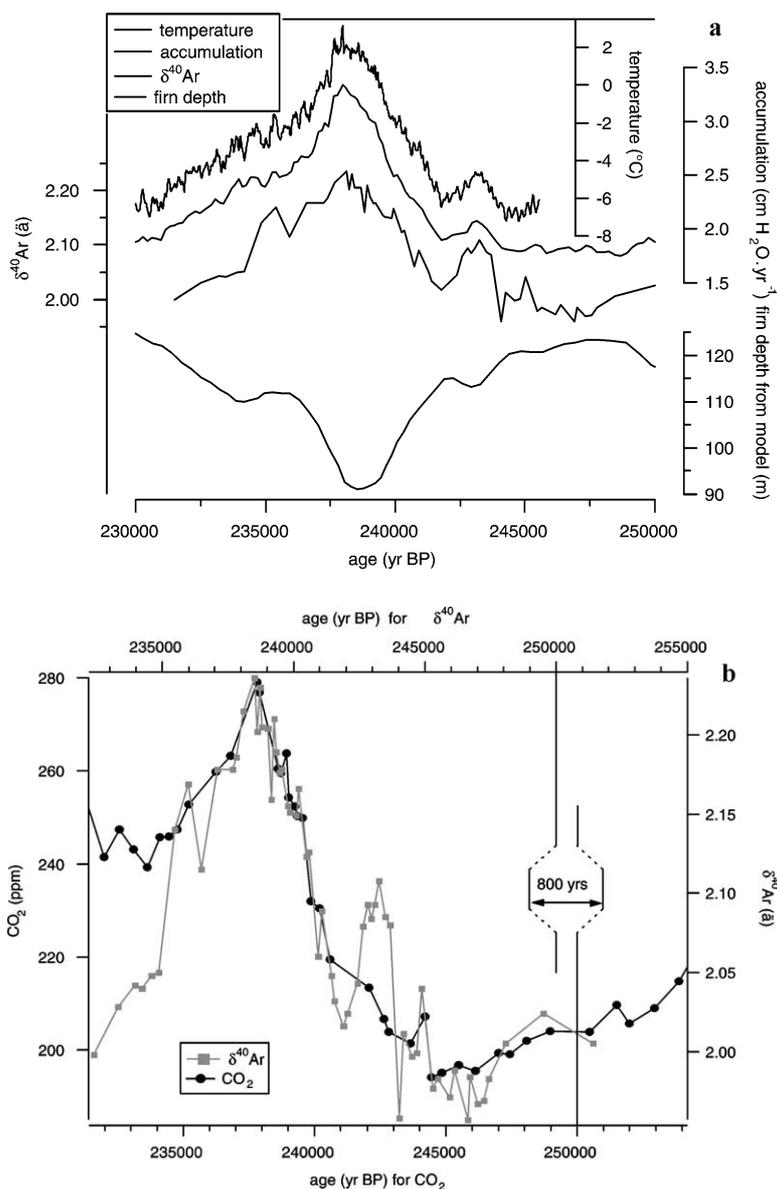


Fig. 5. Ces figures, adaptées de Caillon et al. [12], se réfèrent à la période correspondant à l'avant-dernier interglaciaire à Vostok, il y a environ 240 000 ans. La Fig. 5a illustre la remarquable corrélation entre la température à Vostok et l'accumulation qui en est déduite (courbes du haut) et, courbe suivante, la teneur isotopique de l'argon extrait des bulles d'air. La quatrième courbe indique la profondeur du névé (cf. Caillon et al. [12]). La Fig. 5b permet d'établir le déphasage entre la teneur isotopique en argon, qui peut être considérée comme un indicateur des changements de température, et celle du gaz carbonique : cette dernière a dû être déplacée de 800 ans, de façon à obtenir la corrélation optimale avec l'enregistrement de la teneur isotopique en argon.

Fig. 5. These curves, adapted from Caillon et al. [12], correspond to the penultimate interglacial at Vostok, about 240 000 years ago. Fig. 5a illustrates the remarkable correlation (e.g., the upper curves) between the Vostok temperature (and the accumulation that is derived from it) and the argon isotopic concentration in the extracted air bubbles (following curve). Fig. 5b allows establishing the phasing between this argon isotopic concentration, which can be taken as a temperature palaeoindicator, and carbon dioxide: this latter record was shifted by 800 years in order to obtain the optimal correlation with argon isotopic concentration profile.

tivités anthropiques [30]. À l'inverse, les rétroactions rapides qui opéraient dans le passé le feront également dans le futur.

2.3. Déphasages entre Antarctique et Groenland

L'analyse des bulles d'air a joué un rôle essentiel dans l'établissement de corrélations entre les enregistrements des deux grandes calottes polaires. La méthode s'appuie sur le fait que la composition de l'atmosphère s'homogénéise rapidement. Elle a été mise en œuvre en utilisant la composition en oxygène 18 de l'air [5,6] et celle en méthane [7,8] comme marqueurs interhémisphériques. Cependant, sa précision est limitée par les incertitudes sur les $\Delta_{\text{âge}}$, lorsqu'il s'agit de passer à la comparaison de séries climatiques enregistrées dans la glace et non dans les bulles. L'incertitude sur $\Delta_{\text{âge}}$ est d'autant plus faible que l'accumulation est élevée et les comparaisons les plus précises sont donc, a priori, celles qui impliquent également un carottage antarctique à accumulation relativement forte, tel celui de Byrd. C'est dans cet esprit que Morgan et al. [38] ont récemment corréler, tout au long de la dernière déglaciation, le carottage du Law Dome, site côtier à très forte accumulation, et celui de GRIP. Même si ces auteurs ont combiné les analyses en méthane et en oxygène 18 de l'air, les incertitudes liées aux $\Delta_{\text{âge}}$ ne sont pas encore définitivement levées. Il reste donc intéressant d'explorer des approches qui ne souffrent pas d'une telle limitation. C'est le cas de celles récemment mises en œuvre par Caillon et al. [10] et par Raisbeck et al. [43].

Dans son esprit, l'approche de Caillon et al. [10] est proche de celle décrite ci-dessus. De la même façon, elle s'appuie sur le fait que la teneur isotopique des bulles d'air en argon ($\delta^{40}\text{Ar}$) et, pour les mêmes raisons, celle en azote 15 ($\delta^{15}\text{N}$) sont influencées par les variations du climat (température et éventuellement accumulation). Ainsi, Caillon et al. [11] ont identifié le début du réchauffement correspondant à la transition 5d/5c, il y a environ 108 000 ans, directement à partir des profils en $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$. Le lien entre cet événement (début du réchauffement à Vostok) et les variations rapides du Groenland peut alors être établi à partir des profils de teneur en méthane, dont il a été montré que les variations sont, à quelques dizaines d'années près au maximum, synchrones avec les réchauffements abrupts identifiés à partir de l'oxygène 18

de la glace de GRIP et GISP2 [9,13,48]. Comme ces mêmes variations de teneur en méthane sont enregistrées dans l'air piégé à Vostok, leur comparaison avec celles en $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$ y permet une corrélation directe des changements de température en Antarctique et au Groenland. Celle-ci indique que lors de la transition 5d/5c, la température en Antarctique commence à augmenter 2700 ans avant le réchauffement rapide correspondant (événement Dansgaard/Oeschger DO/24). Dans la mesure où elle s'appuie uniquement sur des paramètres, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{40}\text{Ar}$ et CH_4 , analysés dans l'air de Vostok, cette méthode est effectivement exempte des incertitudes liées aux $\Delta_{\text{âge}}$.

Ce résultat confirme et étend ceux obtenus par Blunier et al. [8] et Blunier et Brook [7]. À partir d'enregistrements obtenus à Byrd en Antarctique de l'Ouest, ces auteurs ont montré que, pour sept événements millénaires majeurs entre 30 et 90 ka (A1 à A7), le début du réchauffement précède une variation rapide et importante au Groenland de 1000 à 3000 ans (DO/8, 12, 14, 17, 19, 20 et 21). À première vue, cet ensemble de résultats semble contradictoire avec ceux de Bender et al. [5] qui, à partir de la comparaison des profils de teneur en oxygène 18 de l'air, suggèrent que ces mêmes événements sont, en moyenne, en phase à $\pm 1,3$ ka près. Blunier et Brook [7] soulignent qu'il n'en est rien. En effet, le déphasage que ces auteurs mettent en évidence se réfère au début des réchauffements, tandis que Bender et al. [5] prennent en compte leurs maxima, dont Blunier et Brook [7] concluent effectivement qu'ils sont en phase avec les événements Dansgaard/Oeschger correspondants.

Raisbeck et al. [43] se sont appuyés sur l'existence d'un pic de production de béryllium 10, isotope cosmogénique, autour de 40 ka. Ce pic, découvert dans la glace des forages Vostok et Dome C [42] et identifié ensuite dans l'ensemble des carottages de l'Antarctique et du Groenland, a en fait ce caractère global parce que le phénomène qui en est à l'origine, vraisemblablement une diminution forte du champ magnétique terrestre, a affecté l'ensemble de notre planète. Il est donc extrêmement intéressant pour corréler des enregistrements obtenus à partir de l'analyse de la glace [60], même si la méthode ne peut guère s'étendre au-delà de la période d'environ 2000 ans couverte par le pic. Raisbeck et al. [43] ont obtenu un nouveau profil très détaillé du béryllium 10 sur le forage EPICA Dome C (résolution de 11 cm, soit de

9 ans en moyenne sur une période d'environ 6000 ans, sur laquelle le profil de teneur en deutérium permet d'identifier une série de quatre événements qui peuvent être associés aux DO de 8 à 11). Les structures internes au pic du béryllium permettent une excellente corrélation entre GRIP et EPICA Dome C. À GRIP, ce pic couvre le DO/10 et, à Vostok, l'événement qui en est la contrepartie. Ceci implique qu'à la précision près de la corrélation des pics du béryllium 10, estimée à 200 ans, ceux-ci sont synchrones. Cette conclusion et celle déduite des mesures du méthane apparaissent contradictoires. Il faut cependant souligner que cette dernière n'a été établie que pour des événements majeurs (DO/8 et 12 correspondant aux événements antarctiques A1 et A2 dans le cas présent). Par ailleurs, dans la ligne de la différence d'approche mentionnée ci-dessus (référence au démarrage du réchauffement ou à son maximum), il est intéressant de noter que le DO/10 est plus symétrique à GRIP que ne le sont les DO/8 et 12, avec un réchauffement rapide moins marqué et donc une forme plus proche des événements de l'Antarctique. Ces deux remarques laissent place à une explication selon laquelle les déphasages entre Antarctique et Groenland n'existent que pour les DO majeurs, dont certains tels DO/8 et 12 sont associés avec des événements de Heinrich, alors que les réchauffements intermédiaires sont en phase, tout au moins le DO/10.

3. Enregistrements marins

Notre présentation de résultats récents sera, dans ce domaine, beaucoup plus succincte que celle faite à partir des glaces de l'Antarctique. Nous nous limiterons à quelques séries couvrant les 400 ka, puis à des aspects spécifiques à la dernière période glaciaire (utilisation des propriétés magnétiques) et à la dernière déglaciation (estimations des âges réservoir ^{14}C).

3.1. Enregistrements couvrant quatre cycles climatiques

Quatre séries sont reportées sur la Fig. 6. Waelbroeck et al. [57] ont étendu la reconstruction du niveau marin à quatre cycles climatiques. À cette fin, ces auteurs ont combiné les informations dérivées d'enregistrements de l'oxygène 18 analysé dans des for-

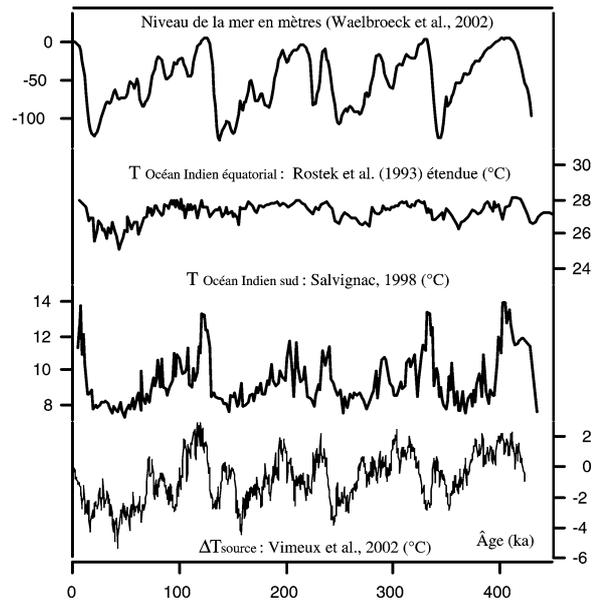


Fig. 6. Séries climatiques récentes couvrant les quatre derniers cycles climatiques (cf. texte).

Fig. 6. Climatic series covering the last four climatic cycles (see text).

minifères benthiques de l'Atlantique nord et du Pacifique équatorial, après avoir établi et validé les relations entre ces séries benthiques et le niveau marin au cours du dernier cycle climatique. La courbe de température de l'océan Indien équatorial est basée sur l'analyse des alkénones, initialement réalisée sur le dernier cycle [46] et étendue depuis à quatre cycles complets. Sa comparaison avec la température de l'océan Indien sud déduite de l'analyse isotopique de foraminifères planctoniques [47] illustre la grande différence de la variabilité glaciaire–interglaciaire de la température océanique dans les tropiques, d'une part, et dans les latitudes moyennes, de l'autre. Enfin, la courbe de Vimeux et al. [54] est, quant à elle, basée sur l'analyse conjointe du deutérium et de l'oxygène 18 de la carotte de Vostok, mettant à profit le lien existant entre excès en deutérium ($d = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$) et température de la source des précipitations antarctiques. La reconstruction présentée représente les variations de la température moyenne de cette source, dont il faut noter qu'elle se déplace géographiquement au cours du temps, ce qui explique à la fois la forte empreinte de l'excentricité (périodicité de 40 ka) et le fait que cet enregistrement diffère notablement d'une courbe de tempéra-

ture océanique telle celle de Salvignac [47], qui, quant à elle, s'applique à une zone géographique précise. À noter que cette même approche, appliquée au forage EPICA Dome C, a permis de mettre en évidence qu'au cours de la dernière déglaciation, la température de la source océanique des précipitations s'était réchauffée en deux étapes, avec un OCR (*Oceanic Cold Reversal*) déphasé de quelques centaines d'années par rapport au refroidissement (ACR) observé en Antarctique [51].

3.2. Propriétés magnétiques

L'analyse des propriétés magnétiques des sédiments marins offre des perspectives nouvelles et intéressantes, désormais largement explorées pour l'étude du dernier glaciaire. Cette approche [31] est basée sur l'utilisation des variations d'intensité paléomagnétique, dont a été construite une courbe de référence composite NAPIS-75 (*North Atlantic Paleomagnetic Intensity Stack*). NAPIS-75 présente des similarités avec les variations des flux de chlore 36 et de béryllium 10 déduits de l'analyse de ces isotopes cosmogéniques dans les glaces du Groenland. Ces similarités, qui s'étendent à des excursions géomagnétiques telles celle de Laschamps autour de 40 ka, résultent du fait que la production de ces isotopes est modulée par le champ géomagnétique et fournissent un moyen de placer sédiments marins et glaces du Groenland sur une échelle de temps commune. Ces propriétés magnétiques permettent, par ailleurs, de corréler les sédiments marins entre eux et offrent donc un cadre de comparaison des enregistrements glaciaires et océaniques [36]. Enfin, Laj et al. [32] ont calculé la production de carbone 14 dans l'atmosphère en combinant la courbe d'intensité paléomagnétique avec un modèle de production de cet isotope et en tenant compte des changements de circulation océanique dans l'Atlantique nord (cf. Stuiver et al. [52] pour une discussion générale de la calibration carbone 14). Cette modélisation permet, en particulier, de proposer une correction des âges carbone 14 sur la période 25–40 ka, pour laquelle une courbe de calibration n'est pas disponible [32].

3.3. Âges réservoir ^{14}C

Outre ce problème de calibration lié à la variation de la production de carbone 14 dans le passé,

les datations des sédiments marins basées sur l'analyse de cet isotope sont sujettes à une autre correction dite « d'âge réservoir ». Celle-ci résulte du fait que le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ des eaux de surface (dans lesquelles vivent les foraminifères) diffère de celui de l'atmosphère. La méthode classique consiste à supposer que cet âge réservoir est constant pour une région océanique donnée, mais deux études récentes montrent qu'il s'agit là d'une hypothèse erronée. Dans la ligne de la méthode proposée par Bard [1], elles sont, l'une et l'autre, basées sur la comparaison de séries océaniques datées au ^{14}C avec des événements dont une chronologie absolue est disponible.

Waelbroeck et al. [56] utilisent les variations rapides correspondant à la transition vers le Bolling Allerod et à la fin du Younger Dryas, très bien marquées dans les profils de température déduits de l'analyse de trois carottes de l'Atlantique nord. Ces variations sont, à l'évidence, synchrones de celles enregistrées dans les profils isotopiques de GRIP et GISP2, ce qui, après prise en compte de la correction ^{14}C , permet de déduire les âges réservoir. Ceux-ci varient d'une carotte à l'autre avec, pour les deux situées au nord de 40°N , des valeurs qui peuvent atteindre près de 2000 ans à 15 ka (événement Heinrich I) et sont proches de 1000 ans à la fin du Younger Dryas, soit de trois à cinq fois plus élevées que durant l'Holocène. Ces larges variations sont probablement liées à des changements majeurs de la circulation et de la couverture de glace dans ces régions et leur prise en compte permet de réconcilier les chronologies marines dans l'Atlantique nord [56].

Siani et al. [50] utilisent des couches de cendres volcaniques, présentes dans une carotte de la mer Adriatique, comme horizons repères. La différence entre l'âge ^{14}C des foraminifères présents dans cette couche et celui des dépôts de charbon d'origine continentale qui y sont associés (ou avec l'âge de ces couches déterminé de façon indépendante), donne accès à l'âge réservoir. En Méditerranée, ceux-ci sont restés proches de leur valeur actuelle tout au cours des derniers 18 000 ans, sauf au début de la déglaciation, période pour laquelle ils ont augmenté d'un facteur 2. Par ailleurs, la chronologie prenant en compte ces âges réservoir met en évidence une bonne corrélation entre les variations de la température en Méditerranée et au centre du Groenland [50].

Il s'agit là d'estimations notablement plus faibles que celles proposées par Waelbroeck et al. [56] pour l'Atlantique nord. Cette différence est liée, pour partie, aux incertitudes inhérentes aux méthodes adoptées, mais elle tient probablement pour une large part à des différences d'origine géographique.

4. Archives continentales

Sur ce volet, notre présentation sera très restreinte. Après avoir noté les remarquables similarités entre l'enregistrement pollinique obtenu dans le Velay (France) et les variations de température à Vostok sur les quatre derniers cycles climatiques [14], nous allons brièvement faire état de deux études basées sur l'analyse de spéléothèmes. Elles ont en commun de s'appuyer sur des chronologies obtenues à partir de l'analyse uranium–thorium, qui ont l'avantage d'être exemptes de toute correction et sont donc les plus précises aux échelles de temps concernées.

Genty et al. [20] se sont intéressés à la chronologie et aux variations climatiques de la dernière déglaciation à partir d'une stalagmite collectée dans la grotte de Villars située en Dordogne (France) en un site très proche de l'océan Atlantique. Les événements de Dansgaard/Oeschger sont très clairement inscrits dans les enregistrements isotopiques analysés (carbone 13 et oxygène 18 de la calcite) et ce, sur l'ensemble de la période étudiée (de 32 à 83 ka). En particulier, les variations très importantes du $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 7) sont le résultat de changements rapides et drastiques de végétation qui sont associés à ces événements qui, par leur structure, peuvent de façon univoque être associés à ceux mis en évidence dans les glaces du Groenland. La stalagmite, datée à mieux de 1% près (1σ), fournit donc une chronologie beaucoup plus précise de ces variations rapides que celles de GRIP ou GISP2. Par ailleurs, l'interprétation proposée par Genty et al. [20] est plus directe que ne l'est celle des variations d'oxygène 18 analysées sur une stalagmite chinoise (Hulu Cave) par Wang et al. [58]. Ceux-ci font appel à un changement de saisonnalité de la mousson pour expliquer les similarités de leur enregistrement avec ceux du Groenland et, alors que leur chronologie proposée est ambiguë pour le DO/12, cet événement est très bien marqué dans la stalagmite de Villars et sa datation très précise : le réchauffement abrupt commence

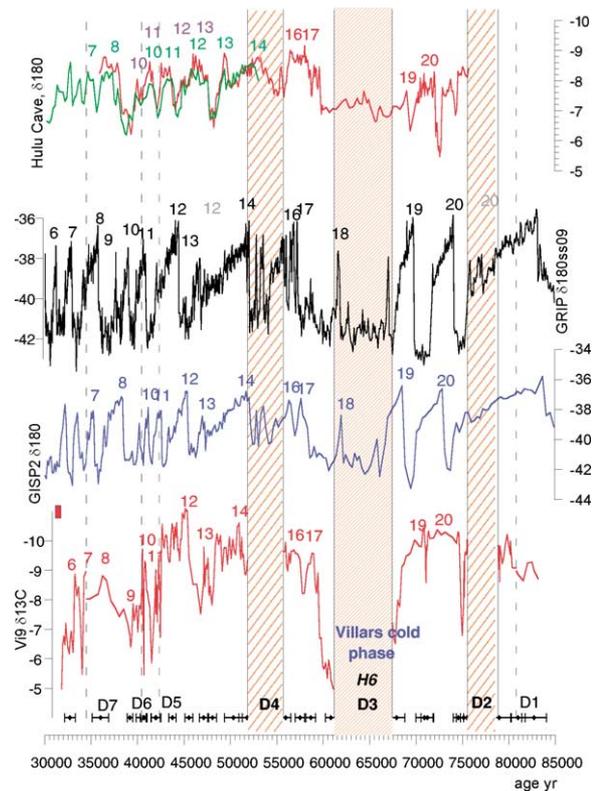


Fig. 7. La courbe inférieure représente l'enregistrement de la teneur en carbone 13 dans la stalagmite de la grotte de Villars, avec l'indication des événements Dansgaard Oeschger identifiés par Genty et al. [20] et, en dessous, celle des points où des datations ont été réalisées et des incertitudes associées. Les courbes suivantes correspondent, de bas en haut, à trois enregistrements de teneur en oxygène 18, avec successivement, GISP2, GRIP (avec deux datations SS09 et SS09sea) et Hulu Cave, avec les deux chronologies proposées par Wang et al. [58]. Cette figure est adaptée d'après Genty et al. [20].

Fig. 7. The lower curve corresponds to the carbon 13 record in a speleothem from the Villars cave, with indication of the Dansgaard/Oeschger events identified by Genty et al. [20], and, below, indication of the periods for which dating have been obtained (along with indication of associated dating uncertainties). The other records correspond, from top to bottom, to three oxygen-18 records, with successively GISP2, GRIP (with two chronologies) and Hulu cave, with the two chronologies proposed by Wang et al. [58]. This figure is adapted from Genty et al. [20].

à $46,8 \pm 0,4$ ka et se termine à $45,3 \pm 0,4$ ka. De même, le DO/10 peut-être daté sans ambiguïté (de 40,4 à 41,5 ka), offrant par là même une datation du pic de production du béryllium 10 enregistré dans les glaces du Groenland et de l'Antarctique.

C'est sur une période plus ancienne, l'avant-dernière période glaciaire, et avec des objectifs différents, que Bard et al. [2,3] ont étudié une stalagmite de la grotte d'Argentarola en Italie. Cette grotte a la particularité d'être actuellement submergée et la stalagmite, prélevée à une profondeur de 18,5 m par rapport au niveau de la mer actuel, n'a pu croître que lorsque ce niveau était inférieur à cette valeur. C'était le cas au cours des stades 7,2 et 6, mais cette croissance s'est, en revanche, arrêtée au cours du stade 7,1, sur une période qui peut-être précisément datée entre 190 et 202 ka, en parfait accord avec la chronologie SPECMAP, ce qui renforce l'idée d'un lien direct entre forçage astronomique et interstades marins [1]. Combinés avec d'autres données, ces résultats placent également des contraintes sur le niveau de la mer durant le stade 6,5 (autour de 172 ka). En accord avec Waelbroeck et al. [57], ils montrent que le niveau de la mer n'était alors pas aussi élevé qu'au cours du stade 7,1, comme le suggère la reconstruction de Shackleton [49], basée sur l'utilisation de l'enregistrement de l'oxygène 18 de l'air piégé dans les glaces de Vostok. Ce stade 6,5 est également intéressant vis-à-vis des teneurs en oxygène 18 de la calcite, qui, entre 170 et 180 ka, sont de 2 à 3‰ plus faibles que durant les périodes adjacentes [2]. Ces teneurs faibles sont expliquées par un surcroît de précipitations (*amount effect*) et attribuées au fait que le stade 6,5, au cours duquel une couche de sapropel (S6) s'est déposée en Méditerranée, était une période humide.

5. Conclusion

Dans la ligne de la présentation que nous avons faite lors du colloque *Effet de serre*, en septembre 2002, nous avons, dans cet article, présenté un ensemble de résultats nouveaux qui illustrent les progrès récents réalisés dans notre connaissance de la variabilité climatique au cours des 400 000 dernières années. Les articles dont nous avons fait état et brièvement décrit le contenu ont, pour leur quasi-totalité, soit été publiés au cours des deux dernières années, soit sont en cours de publication. Notre synthèse est clairement orientée sur la variabilité à long terme (cycles glaciaires/interglaciaires) et sur celle enregistrée au cours de la dernière période glaciaire et de la dernière déglaciation, à l'exclusion de la variabilité plus récente (Ho-

locène, dernier millénaire) ou de celle spécifique aux périodes interglaciaires. Elle est relativement exhaustive pour ce qui concerne les carottages glaciaires (les résultats nouveaux attendus du forage de North GRIP au Groenland ne sont pas encore en cours de publication). Cet article est, en revanche, extrêmement partiel pour ce qui concerne les enregistrements marins et continentaux, où nous nous sommes limités à commenter quelques résultats importants dans le contexte des aspects que nous souhaitons couvrir : extension des séries climatiques à 400 000 ans et avancées dans le domaine des chronologies et des corrélations entre enregistrements glaciaires, marins et continentaux. Par ailleurs, nous avons fait le choix délibéré de privilégier les travaux dans lesquels des équipes françaises sont fortement impliquées ; il nous semble que la qualité de cet ensemble de publications qui, dans ce domaine de la reconstruction des climats du passé, constitue une contribution très significative sur le plan international, en est une bonne justification.

Un autre choix a été de nous restreindre aux aspects dédiés à la reconstruction de séries climatiques, aux dépens de ceux relevant de l'approche modélisation. Celui-ci résulte de la contrainte d'une présentation en un temps relativement limité, mais nous sommes, à l'évidence, extrêmement convaincus de la complémentarité données/modèles dans nos domaines de recherche. Effort de modélisation qui, dans les études liées aux climats du passé, se décline à travers la mise en œuvre d'une hiérarchie de modèles, depuis les modèles simples jusqu'aux modèles de circulation générale, avec là aussi des contributions clé des équipes françaises [29,39] et de modèles « traceurs », tels ceux développés dans le cas des isotopes de l'eau (cf. [26] pour une synthèse récente). Cette démarche est indispensable pour inscrire les données, dont beaucoup sont par nature à caractère local ou régional, dans un contexte global et pour explorer l'ensemble des questions qui, à ces échelles de temps, restent à élucider : rôles du forçage astronomique et des changements de composition de l'atmosphère, transferts interhémisphériques et contributions respectives de l'océan et de l'atmosphère, implication éventuelle des tropiques dans les variations climatiques rapides... Enfin, c'est à travers cette complémentarité entre données et modèles que l'étude des climats du passé apporte des informations pertinentes par rapport à son évolution future et de questions telles celles relatives à l'évalua-

tion de la sensibilité du climat vis-à-vis de l'effet de serre ou à la possibilité que des variations climatiques rapides puissent, ou non, survenir en cas de réchauffement climatique.

Remerciements

Cet article est basé sur une présentation faite lors des journées *Effet de serre, impacts et solutions : quelle crédibilité ?*, qui se sont tenues à l'Académie des sciences, à Paris, du 16 au 18 septembre 2002. Je remercie les organisateurs, qui m'ont invité à intervenir sur le volet « Climats du passé », ainsi que de nombreux collègues pour les discussions très constructives que nous avons eues sur ces thèmes et pour la mise à ma disposition de documents et figures. Ce travail a bénéficié du soutien du PNEDC (Programme national de l'étude du climat et de l'environnement) et des projets européens EPICA (*European Project for Ice Coring in Antarctica*) et POP (*Pole–Ocean–Pole*; EVK2–2000–00089).

Références

- [1] E. Bard, Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: paleoceanographic implications, *Paleoceanography* 3 (1988) 635–645.
- [2] E. Bard, F. Antonioli, S. Silenzi, Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola cave (Italy), *Earth Planet. Sci. Lett.* (2002) 1–12.
- [3] E. Bard, G. Delaygue, F. Rostek, F. Antonioli, S. Silenzi, D.P. Schrag, Hydrological conditions over the western Mediterranean basin during the deposition of the cold sapropel 6 (ca. 175 kyr BP), *Earth Planet. Sci. Lett.* (2002) 481–494.
- [4] J.M. Barnola, P. Pimienta, D. Raynaud, Y.S. Korotkevich, CO_2 climate relationship as deduced from the Vostok ice core: a re-examination based on new measurements and on a re-evaluation of the air dating, *Tellus* 43B (1991) 83–91.
- [5] M. Bender, T. Sowers, M.L. Dickson, J. Orchado, P. Grootes, P.A. Mayewski, D.A. Meese, Climate connection between Greenland and Antarctica during the last 100 000 years, *Nature* 372 (1994) 663–666.
- [6] M. Bender, B. Malaize, J. Orchado, T. Sowers, J. Jouzel, High-precision correlations of Greenland and Antarctic ice core records over the last 100 kyr, in : P.U. Clark, R.S. Webb, L.D. Keigwin (Eds.), *Geophysical Monograph*, 112, Mechanisms of global climate change at millennial timescales, pp. 149–164.
- [7] T. Blunier, E.J. Brook, Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period, *Science* 291 (2001) 109–112.
- [8] T. Blunier, J. Chappellaz, J. Schwander, A. Dallenbäch, B. Stauffer, T. Stocker, D. Raynaud, J. Jouzel, H.B. Clausen, C.U. Hammer, S.J. Johnsen, Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature* 394 (1998) 739–743.
- [9] E.J. Brook, T. Sowers, J. Orchado, Rapid variations in atmospheric methane concentration during the past 110 000 years, *Science* 273 (1996) 1087–1090.
- [10] N. Caillon, J. Jouzel, J.-P. Severinghaus, J. Chappellaz, T. Blunier, A novel method to study the phase relationship between Antarctic and Greenland climate, *Geophys. Res. Lett.* (submitted).
- [11] N. Caillon, J.-P. Severinghaus, J.M. Barnola, J.C. Chappellaz, J. Jouzel, F. Parrenin, Estimation of temperature change and of gas age–ice age difference, 108 kyr BP, at Vostok, Antarctica, *J. Geophys. Res.* 106 (2001) 31893–31901.
- [12] N. Caillon, J.P. Severinghaus, J. Jouzel, J.M. Barnola, J. Kang, V.Y. Lipenkov, Timing of atmospheric CO_2 and Antarctic temperature changes across termination III, *Science* 299 (2003) 1728–1731.
- [13] J. Chappellaz, T. Blunier, D. Raynaud, J.-M. Barnola, J. Schwander, B. Stauffer, Synchronous changes in atmospheric CH_4 and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP, *Nature* 366 (1993) 443–445.
- [14] R. Cheddadi, V. Andrieu, J.-L. de Beaulieu, M. Reille, J. Jouzel, D. Raynaud, Land-Ice comparison: the four last climatic cycles in the Velay long continental sequence and in the Vostok core (in preparation).
- [15] K.M. Cuffey, G.D. Clow, R.B. Alley, M. Stuiver, E.D. Waddington, R.W. Saltus, Large Arctic temperature change at the Wisconsin–Holocene glacial transition, *Science* 270 (1995) 455–458.
- [16] D. Dahl-Jensen, K. Mosegaard, N. Gundestrup, G.D. Clow, S.J. Johnsen, A.W. Hansen, N. Balling, Past temperatures directly from the Greenland ice sheet, *Science* 282 (1998) 268–271.
- [17] Dome F Ice Core research Group, Deep-ice core drilling at Dome Fuji and glaciological studies in east Dronning Maud Land, Antarctica, *Ann. Glaciol.* 27 (1998) 333–337.
- [18] EPICA Dome C 2001–02 science and drilling teams, Extending the ice core record beyond half a million years, *EOS*, 83, 45, 509 et 517, 2002.
- [19] H. Fischer, M. Wahlen, J. Smith, D. Mastroianni, B. Deck, Ice core records of atmospheric CO_2 around the last three glacial terminations, *Science* 283 (1999) 1712–1714.
- [20] D. Genty, D. Blamart, R. Ouhadi, M. Gilmour, A. Baker, J. Jouzel, S. Van-Exter, Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from speleothem data, *Nature* 421 (2003) 831–837.
- [21] J. Imbrie, J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell, N.J. Shackleton, The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in : A.L. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, B. Saltzman (Eds.), *Milankovitch and Climate*, Part 1, D. Riedel, Hingham, MA, 1984, pp. 269–305.
- [22] S.J. Johnsen, D. Dahl-Jensen, W. Dansgaard, N. Gundestrup, Greenland paleotemperatures derived from GRIP borehole

- temperature and ice core isotope profiles, *Tellus* 47B (1995) 624–629.
- [23] J. Jouzel, Calibrating the isotopic paleothermometer, *Science* 286 (1999) 910–911.
- [24] J. Jouzel, C. Lorius, Évolution du climat : du passé vers le futur, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 328 (1999) 229–239.
- [25] J. Jouzel, R. Vaikmae, J.R. Petit, M. Martin, Y. Duclos, M. Stievenard, C. Lorius, M. Toots, M.A. Mélières, L.H. Burckle, N.I. Barkov, V.M. Kotlyakov, The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica, *Clim. Dynam.* 11 (1995) 151–161.
- [26] J. Jouzel, G. Hoffmann, R.D. Koster, V. Masson, Water isotopes in precipitation: data/model comparison for present-day and past climates, *Quat. Sci. Rev.* 19 (2000) 363–379.
- [27] J. Jouzel, V. Masson, O. Cattani, S. Falourd, M. Stievenard, B. Stenni, A. Longinelli, S.J. Johnsen, J.P. Steffensen, J.R. Petit, J. Schwander, R. Souchez, N.I. Barkov, A new 27-kyr high-resolution East-Antarctic climate record, *Geophys. Res. Lett.* 28 (2001) 3199–3202.
- [28] J. Jouzel, F. Vimeux, N. Caillon, G. Delaygue, G. Hoffmann, V. Masson, F. Parrenin, Magnitude of the isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores, *J. Geophys. Res.* 108 (2003) No. D12, 4361, doi: 10.1029/2002JD002677.
- [29] M. Khodri, Y. Leclainche, G. Ramstein, P. Braconnot, O. Marti, E. Cortijo, Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation, *Nature* 410 (2001) 570–574.
- [30] L.R. Kump, Reducing uncertainty about carbon dioxide as a climate driver, *Nature* 419 (2002) 188–190.
- [31] C. Laj, C. Kissel, A. Mazaud, J.E.T. Channel, J. Beer, North Atlantic paleointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A* 358 (2000) 1009–1025.
- [32] C. Laj, C. Kissel, A. Mazaud, E. Michel, R. Muscheler, J. Beer, Geomagnetic field intensity, North Atlantic deep water circulation and atmospheric $\delta^{14}\text{C}$ during the last 50 kyr, *Earth Planet. Sci. Lett.* 200 (2002) 177–190.
- [33] C. Lorius, L. Merlivat, J. Jouzel, M. Pourchet, A 30 000-yr isotope climatic record from Antarctic ice, *Nature* 280 (1979) 644–648.
- [34] C. Lorius, J. Jouzel, D. Raynaud, J. Hansen, H. Le Treut, Greenhouse warming, climate sensitivity and ice core data, *Nature* 347 (1990) 139–145.
- [35] D.G. Martinson, N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore, N.J. Shackleton, Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0–300 000-year chronostratigraphy, *Quat. Res.* 27 (1987) 1–30.
- [36] A. Mazaud, M.-A. Sicre, U. Ezat, J.-J. Pichon, J. Duprat, C. Laj, C. Kissel, L. Beaufort, E. Michel, J.-L. Turon, Geomagnetic-assisted stratigraphy and sea surface temperature changes in core MD94–103 (southern Indian Ocean): possible implications for north–south climate relationships around H4, *Earth Planet. Sci. Lett.* 201 (2002) 159–170.
- [37] E. Monnin, A. Indermühle, A. Dällenbach, J. Flückiger, B. Stauffer, T. Stocker, D. Raynaud, J.M. Barnola, Atmospheric CO_2 concentrations over the last glacial termination from the Dome Concordia, Antarctica, ice core, *Science* 291 (2001) 112–114.
- [38] V. Morgan, M. Delmotte, T. van Ommen, J. Jouzel, J. Chappellaz, S. Woon, V. Masson-Delmotte, D. Raynaud, Relative timing of deglacial climate events in Antarctica and Greenland, *Science* 297 (2002) 1862–1864.
- [39] D. Paillard, The timing of Pleistocene glaciation from a simple multiple-state climate model, *Nature* 391 (1998) 378–381.
- [40] F. Parrenin, J. Jouzel, C. Waelbroeck, C. Ritz, J.-M. Barnola, Dating the Vostok ice core by an inverse method, *J. Geophys. Res.* 106 (2001) 31837–31851.
- [41] J.R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, J. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399 (1999) 429–436.
- [42] G.M. Raisbeck, F. Yiou, D. Bourles, C. Lorius, J. Jouzel, N.I. Barkov, Evidence for two intervals of enhanced deposition in Antarctic ice during the last glacial period, *Nature* 326 (1987) 273–277.
- [43] G.M. Raisbeck, F. Yiou, J. Jouzel, Cosmogenic ^{10}Be as a high-resolution correlation tool for climate records, in: Goldschmidt Conference, 2002.
- [44] D. Raynaud, J. Jouzel, J.-M. Barnola, J. Chappellaz, R.-J. Delmas, C. Lorius, The ice record of greenhouse gases, *Science* 259 (1993) 926–934.
- [45] C. Ritz, Un modèle thermomécanique d'évolution pour le bassin glaciaire Antarctique Vostok–Glacier Byrd : sensibilité aux valeurs des paramètres mal connus, thèse, université de Grenoble, 1992.
- [46] F. Rostek, G. Ruhland, F.-C. Bassinot, P.-J. Müller, L.-D. Labeyrie, Y. Lancelot, E. Bard, Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records, *Nature* 364 (1993) 319–321.
- [47] M.E. Salvignac, Variabilité hydrologique, climatique dans l'océan Austral au cours du Quaternaire terminal, thèse, université Bordeaux-1, 1998, 354 p.
- [48] J.P. Severinghaus, E. Brook, Simultaneous tropical-Arctic abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice, *Science* 286 (1999) 930–934.
- [49] N.J. Shackleton, The 100 000-year Ice-age cycle identified and found to lag temperature, CO_2 and orbital eccentricity, *Science* 289 (2000) 1897–1902.
- [50] G. Siani, M. Paterne, E. Michel, R. Sulpizio, A. Sbrana, M. Arnold, G. Haddad, Mediterranean Sea surface radiocarbon reservoir age changes since the Last Glacial Maximum, *Science* 294 (2001) 1917–1920.
- [51] B. Stenni, V. Masson-Delmotte, S.J. Johnsen, J. Jouzel, A. Longinelli, E. Monnin, R. Roethlisberger, E. Selmo, An oceanic cold reversal during the last deglaciation, *Science* 293 (2001) 2074–2077.
- [52] M. Stuiver, P.J. Reimer, E. Bard, J.W. Beck, G.S. Burr, K.A. Hughen, B. Kromer, G. Mac Cormac, J. van der Plicht, M. Spurk, INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24 000–0 cal BP, *Radiocarbon* 40 (1998) 1041–1083.
- [53] F. Vimeux, V. Masson, G. Delaygue, J. Jouzel, M. Stievenard, J.R. Petit, A 42 000 year long deuterium-excess record

- measured along the Vostok core: information on past changes in Vostok precipitation origin, *J. Geophys. Res.* 106 (2001) 31863–31873.
- [54] F. Vimeux, K. Cuffey, J. Jouzel, New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction over the last 420 000 years, *Earth Planet. Sci. Lett.* 203 (2002) 829–843.
- [55] C. Waelbroeck, J. Jouzel, L. Labeyrie, C. Lorius, M. Labracherie, M. Stievenard, N.I. Barkov, A comparison of the Vostok ice deuterium record and series from Southern Ocean core MD 88–770 over the last two glacial–interglacial cycles, *Clim. Dynam.* 12 (1995) 113–123.
- [56] C. Waelbroeck, J.-C. Duplessy, E. Michel, D. Paillard, J. Duprat, The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate records, *Nature* 412 (2001) 724–727.
- [57] C. Waelbroeck, L. Labeyrie, E. Michel, J.-C. Duplessy, J.F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon, M. Labracherie, Sea-level and deep-water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 295–305.
- [58] Y.J. Wang, H. Cheng, R.L. Edwards, Z.S. An, J.Y. Wu, C.C. Shen, J.A. Dorale, A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China, *Science* 294 (2001) 2345–2348.
- [59] O. Watanabe, J. Jouzel, F. Parrenin, H. Shoji, N. Yoshida, S. Johnsen, Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles, *Nature* 422 (2003) 509–512.
- [60] F. Yiou, G.M. Raisbeck, S. Baumgartner, J. Beer, C. Hammer, J. Johnsen, J. Jouzel, P.W. Kubik, J. Lestringuez, M. Stievenard, M. Suter, P. Yiou, Beryllium-10 in the Greenland Ice Core Project ice core at Summit Greenland, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 26783–26794.