

# Le carbone 14 : progrès récents et limitations de la méthode de datation

## *Carbon 14 Dating: Recent progress and limits of the method*

J.-C. DUPLESSY, M. ARNOLD, E. BARD, E. CORTIJO,  
L. LABEYRIE, C. LAJ, B. LEHMAN, A. MAZAUD, M. PATERNE,  
N. TISNERAT ET L. VIDAL

**RÉSUMÉ** – La méthode de datation par le carbone 14 a permis l'établissement d'une échelle chronologique du Quaternaire Supérieur et a contribué à la découverte de phénomènes insoupçonnés comme l'existence de variations climatiques abruptes et de grande amplitude pendant la dernière période glaciaire et la déglaciation qui l'a terminée. L'effort continu pour comparer les âges carbone 14 avec les âges calendaires a été maintenant étendu au delà de 30 000 ans, même si le nombre de mesures est encore trop petit pour permettre l'établissement d'une courbe de calibration précise au delà des dix mille dernières années. La comparaison des variations du rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  de l'atmosphère avec celles du champ magnétique terrestre (déduites de l'analyse des carottes de sédiments marins) suggère que les variations de l'activité  $^{14}\text{C}$  de l'atmosphère sont dues pour une très large part aux fluctuations de l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé. Plus généralement, ces variations joueraient un rôle majeur dans les variations des teneurs des autres cosmonucléides, comme  $^{10}\text{Be}$ , dans les échantillons naturels.

**Mots clés** : datation, carbone 14, paléoclimatologie, paléocéanographie.

\*

**Keywords**: dating method, radiocarbon, paleoclimatology, paleoceanography.

\*

## Abridged English version

Carbon-14 is formed by the interaction of cosmic radiation with components of the upper atmosphere. Galactic cosmic protons, which are charged particles, tend to be deviated by the Earth's magnetic field. Those which penetrate the atmosphere generate secondary particles by interaction with atmospheric gases. Secondary neutrons of low energy react with atmospheric nitrogen and generate a new radioactive isotope of carbon,  $^{14}\text{C}$  (5730 year half-life). This newly formed carbon isotope reacts quickly with oxygen and is converted into carbon dioxide. This molecule mixes with atmospheric  $\text{CO}_2$ , and then participates to all the chemical reactions involving the atmospheric, marine and biospheric components of the carbon cycle. Isotope fractionation occurs during these chemical reactions and, as a result, the  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio undergoes changes which are twice as large as those affecting the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio. Within the exchangeable reservoirs (atmosphere, ocean and biosphere),  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  variations are due either to isotopic fractionation or to radioactive decay.

Anderson and Libby (1947), who discovered radiocarbon, suggested that since plants and animals assimilate carbon dioxide directly or indirectly from the atmosphere, any organism should have approximately the same radioactivity as the atmospheric carbon dioxide during its lifetime. When living organisms die, exchanges no longer occur and the  $^{14}\text{C}$  is no longer renewed. Consequently, the radioactivity of the dead organism slowly decays. For most geological and archaeological samples, the age of their death may be calculated from the standard exponential radioactive decay law, assuming that the atmospheric production of radiocarbon has remained constant in the past (Delibrias et Roux, 1975; Valladas *et al.*, 1992). This dating method has been extended to other geological samples, noticeably ocean water which is not fully equilibrated with the atmosphere (Broecker *et al.*, 1960) and groundwaters in which the  $^{14}\text{C}$  content of total dissolved  $\text{CO}_2$  depends on the relative amount of dissolved atmospheric carbon dioxide and rock carbonate (Fontes and Garnier, 1979).

A new development of the radiocarbon method is Accelerator Mass Spectrometry (AMS) technique, which allows geochemists to measure the  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio of samples containing only 1 mg carbon. This allows the measurement of a new set of archaeological and geological samples, which could not be analyzed by the conventional method, either because their carbon content was too small or because the samples were too precious to be destroyed for radioactivity measurements (Arnold *et al.*, 1987 ; Duplessy *et al.*, 1986; Fontes, 1992; Fontes et Gasse, 1991; Fontes *et al.*, 1992; 1993a; 1993b; Gasse and Fontes, 1989). In oceanography, AMS has permitted the routine use of radio-

carbon as a tracer of oceanic circulation and has allowed the penetration into the ocean of  $^{14}\text{C}$  atoms produced during atmospheric nuclear weapon tests to be measured (Bard *et al.*, 1988).

In addition, significant progress has been made in calibrating the radiocarbon time scale. The increasing number and accuracy of  $^{14}\text{C}$  measurements has documented inconsistencies between the calendar age of an object and its  $^{14}\text{C}$  age. These inconsistencies are best explained by changes in  $^{14}\text{C}$  production due to variations of solar activity and/or changes of the geomagnetic field intensity.

In this paper, we illustrate some recent results derived from the high resolution results of marine paleoclimatologists. Special emphasis will be made on two topics, abrupt climatic change and preliminary results of the extension of the radiocarbon time scale to 30,000 years before present, both of which open new research ways for the future.

## CHRONOLOGY OF THE END OF THE LAST GLACIATION

Marine sediments provide continuous records of past climatic changes and may be dated accurately by measuring the  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio of the dominant species of planktonic foraminifera. Figure 1 compares the age-depth relationship in three cores from the North Atlantic Ocean. Core NA 87-22 (55°30'N, 14°42'W, 2161 m) was collected off Ireland, core CH 69-09 (41°45'N, 47°21'W, 4100 m) was collected off Newfoundland and core SU 90-08 (43°03'N, 30°02'W, 3080 m) was raised from the western flank of the Mid Atlantic ridge. Although the mean sedimentation rates are approximately similar in cores NA 87-22 and CH 69-09, small scale temporal changes in sedimentation rates are so large that these cores cannot be correlated without a continuous series of radiocarbon dates covering the last 45,000 years. When an accurate time scale is used, the  $\delta^{18}\text{O}$  benthic records in the three cores may be precisely correlated (Fig. 2), because  $\delta^{18}\text{O}$  variations reflect primarily continental ice volume changes. However, the three records exhibit minor, but significant differences, which may be interpreted in terms of deep water temperature variations.

In Figure 2 significant oscillations can be seen between the two major glacial advances corresponding to isotope stages 4 (65,000 years ago) and 2 (18,000 years ago). Significant ice advances occurred 58,000, 45,000, and 35,000 years ago, and were followed by rapid retreat of the glaciers (about 55,000, 43,000, and 33,000 years ago). These minor climatic cycles exhibit the same saw-tooth shape as the major glacial-interglacial cycles of the Quaternary (Broecker and Van Donk, 1970).

## ABRUPT CLIMATIC CHANGES

Bard *et al.* (1987) discovered that sea surface temperature (SST) of Portugal increased by more than 10 °C in less than 400 years during the last deglaciation. Figure 3 shows that the warmer waters were also more saline, suggesting that rapid SST variations were associated with the displacement of the front separating warm subtropical waters from cold polar and subpolar waters (Duplessy *et al.*, 1993).

Rapid SST variations were also recorded in the North Atlantic Ocean during the last glaciation (oxygen isotope stages 2-4). The foraminiferal and sedimentological record of core SU 90-08 (Fig. 4) shows that SST variations were closely related to massive iceberg discharges originating from the Laurentide and Scandinavian ice sheets (Heinrich events). Iceberg melting resulted in a major increase in the Ice Rafted Debris (IRD) content of the sediment. Heinrich events are followed by a rapid warming phase, which culminated 2000-3000 years after the end of the IRD pulse. This, in turn, is followed by a slow cooling trend, which ends when a new iceberg discharge takes place. These instabilities of the great continental ice sheets resulted in significant changes in the climate system, notably ice volume variations marked by 0.4‰ changes in the benthic  $\delta^{18}\text{O}$  record of North Atlantic sediment cores (Fig. 2). The rapid transfer of the  $\delta^{18}\text{O}$  signal from surface to deep waters also indicates that winter convection and surface water sinking were active during Heinrich events, despite the injection of freshwater which decreased the sea surface salinity and tended to stratify the ocean surface. We still do not know the magnitude of the  $\delta^{18}\text{O}$  signal in the Pacific and Indian Ocean deep waters, so that it is not yet possible to estimate precisely ice volume changes during the climatic oscillations which developed during isotope stage 3.

Sea surface temperature, salinity and density variations are also apparent during the Holocene (Duplessy *et al.*, 1992). Periods of high surface water density should increase winter convection, active deep water formation, and strong inflow of warm North Atlantic Drift water, which brings heat to the high latitudes alongside western Europe. The detailed record of core NA 87-22 (Fig. 5) exhibits a major warming phase which followed the Younger Dryas cold event. It is followed by a slow cooling trend from 9200 to 7500 yr BP, associated with a salinity decrease, suggesting a reduction of the thermohaline circulation during this period. A climatic optimum is marked by the presence of warm saline waters from 7500 to 4500 yr BP. This warm phase ended in an abrupt surface water temperature, salinity, and density decrease. Gasse and Van Campo (1994) have shown that monsoon intensity variations during the Holocene were in phase with sea surface density variations in the North Atlantic. Additional work is required to determine whether this coin-

vidence is fortuitous or indicates a close linkage between monsoon intensity and oceanic thermohaline circulation.

## CALIBRATION OF THE RADIOCARBON TIME SCALE

Dendrochronological studies have confirmed the discrepancy observed in Egyptian samples (Ralph, 1959) and have shown that radiocarbon ages are systematically younger than calendar ages (Suess, 1970; Radiocarbon calibration 1993). Figure 6 shows that the difference between radiocarbon ages and calendar ages increases with time during the Holocene, suggesting that the production of  $^{14}\text{C}$  was higher than today.

During the last glaciation, trees were extremely rare in Europe and the dendrochronological calibration of radiocarbon is limited by the availability of fossil trees. A preliminary tree-ring chronology for the last 11,000 years has been proposed by Becker *et al.* (1991). Fossil organic macrorests found in varved lake sediments have been dated by AMS, providing a new approach to extend the radiocarbon calibration. In these studies the calendar time scale relies on varve counting and assumes that the sediment contains an undisturbed record of annual varve deposition. This is rarely the case and significant discrepancies have been found in the calibration of the radiocarbon time scale in this time interval (Hajdas, 1993, Hajdas *et al.*, 1993). The Gif Tandetron was used to calibrate the radiocarbon time scale by analysing macrorests from a continuous sequence of 13,000 annual varves raised from a Polish lake (Goslar *et al.*, 1995). Results suggest that previous chronologies derived from varve studies were erroneous because many annual layers were missing from the record. For example, the fit between oak and pine dendrochronologies proposed by Becker (1991) should be corrected by about 200 years (Fig. 7).

The recent development in U/Th dating by thermal ionization mass spectrometry provides accurate (better than 100 years) calendar ages of corals, that may be independently dated by radiocarbon (Bard *et al.*, 1990; 1993). Figures 7 and 8 show that the calibration of radiocarbon ages may now be extended to the last 30,000 years, although the number of available samples is still too small to generate a continuous curve. This method assumes that the  $^{14}\text{C}$  activity difference between atmosphere and surface water has remained constant in the past. This hypothesis is probably correct in well-ventilated low-latitude warm waters where corals live. However Bard *et al.* (1994) demonstrated that the ventilation of high latitude surface water was smaller than today during the Younger Dryas cold event in areas covered at least seasonally by sea ice.

Variations of the Earth's magnetic field intensity can be reconstructed from volcanic rocks and marine sediment magnetization. Although minor discre-

pancies are found among the various records, all agree that the mean intensity of the earth's magnetic field decreased to about half its present value during the last 50,000 years. Figure 9 shows that the resulting changes in  $^{14}\text{C}$  production account for most of the difference between the radiocarbon and calendar time scales (Mazaud *et al.*, 1991 ; Laj *et al.*, 1996). If changes of the Earth's magnetic field have been the main factor responsible for the difference between calendar and radiocarbon ages, Figure 9 suggests that radiocarbon ages are too young by about 3000 years during the period 40,000 to 20,000 yr BP. Although  $^{14}\text{C}$  cannot be measured accurately in samples older than 45,000 years, the Earth's magnetic field intensity varied continuously in the past. Fig. 10 shows a low resolution record of the earth's magnetic field variations during the last 300,000 years (Lehman *et al.*, 1996), suggesting that these variations are responsible of changes of  $^{10}\text{Be}$  production, which account for most of the  $^{10}\text{Be}$  flux variations detected by Raisbeck *et al.* (1987) in the Vostok ice core drilled in Antarctica.

\*

### Version française

## INTRODUCTION

Le carbone 14 ( $^{14}\text{C}$ ) est un cosmonucléide produit dans la haute atmosphère sous l'influence du rayonnement cosmique. Les protons cosmiques d'origine galactique sont plus ou moins déviés par le champ magnétique terrestre et ceux qui pénètrent dans l'atmosphère donnent naissance à des neutrons par réaction de spallation sur les atomes de l'air. Ces neutrons à leur tour entrent en collision avec les molécules d'air et perdent de l'énergie. Lorsque celle-ci atteint la valeur de l'énergie thermique des gaz, les neutrons ont une très forte probabilité de réagir sur l'azote de l'air pour donner un proton et un nouvel isotope du carbone,  $^{14}\text{C}$ , selon la réaction :



$^{14}\text{C}$  est un isotope radioactif qui décroît avec sa période voisine de 5730 ans.

Le maximum de production de  $^{14}\text{C}$  est observé entre 15 et 18 km d'altitude. L'isotope ainsi formé s'oxyde très rapidement en gaz carbonique qui se mélange avec celui de l'air et va le suivre dans toutes les réactions de son cycle biogéochimique. On retrouve ainsi du carbone marqué au  $^{14}\text{C}$  dans l'atmosphère, l'océan, les êtres vivants continentaux et marins, et leurs squelettes. Au cours des réactions d'échange entre ces divers réservoirs, l'isotope  $^{14}\text{C}$  va suivre les autres isotopes du carbone, plus légers,  $^{13}\text{C}$  et  $^{12}\text{C}$ , mais être affecté de fractionnements isotopiques proportionnels à la différence de masse entre

ces isotopes. C'est pourquoi, les fractionnements isotopiques sur le  $^{14}\text{C}$  sont doubles de ceux affectant le  $^{13}\text{C}$ . Dans le vaste système échangeable où circule le gaz carbonique, les teneurs en  $^{14}\text{C}$  à un instant donné sont donc très proches les unes des autres. Les écarts entre elles s'expliquent essentiellement par les fractionnements isotopiques associés aux réactions d'échange (par exemple au cours des réactions de photosynthèse) et par le temps de résidence du gaz carbonique dans chaque réservoir (par exemple dans les eaux profondes de l'océan mondial).

Anderson et Libby (1947), qui ont découvert le  $^{14}\text{C}$ , ont immédiatement réalisé que si le taux de production de  $^{14}\text{C}$  était connu et était resté constant dans le passé, il était possible de dater des échantillons géologiques en mesurant leur radioactivité résiduelle. Depuis ces premiers travaux, la méthode de datation par le radiocarbone a connu un essor inégalé en géologie et en archéologie (Delibrias et Roux, 1975 ; Valladas *et al.*, 1992). Les exemples simples de datation ont ensuite été étendus à des cas plus complexes, comme l'âge des eaux souterraines continentales (Fontes et Garnier, 1979) ou celui de l'eau profonde des différents bassins de l'océan mondial (Stuiver *et al.*, 1983), bien qu'elles ne soient pas totalement équilibrées avec l'atmosphère (Broecker *et al.*, 1960). Le développement récent de la spectrométrie de masse par accélérateur et la mise en œuvre du Tandétron, en permettant la mesure de la teneur en  $^{14}\text{C}$  de très petits échantillons contenant seulement 1 mg de carbone, a donné un nouvel essor à cette méthode de datation dans tous ses domaines d'application (Arnold *et al.*, 1987 ; Duplessy *et al.*, 1986 ; Fontes, 1992 ; Fontes et Gasse, 1991 ; Fontes *et al.*, 1992 ; 1993a ; 1993b ; Gasse et Fontes, 1989), mais aussi comme traceur de la circulation océanique et de la pénétration dans l'océan du  $^{14}\text{C}$  produit au cours des essais nucléaires atmosphériques (Bard *et al.*, 1988).

Parallèlement à la généralisation de l'emploi de la méthode du radiocarbone, les progrès des diverses méthodes radiochronologiques ont contribué à montrer l'ampleur de l'écart entre les âges calendaires et les âges  $^{14}\text{C}$  calculés en supposant que la production de cet isotope était restée constante dans le passé. La production de cosmonucléides suit en effet les variations du rayonnement cosmique, de l'activité solaire et du champ magnétique terrestre. Ces deux derniers phénomènes ont reçu de plus en plus d'attention. Même si le flux cosmique reste constant, le vent solaire ralentit les particules du rayonnement cosmique d'énergie inférieure à 2 GeV, les dévie de leur trajectoire et modifie le spectre d'énergie des particules pénétrant dans l'atmosphère terrestre. Lingelfelter et Ramaty (1970) ont ainsi mesuré que le taux de production de  $^{14}\text{C}$  avait diminué d'environ 25 % entre le minimum solaire de 1953-1954 et le maximum solaire suivant de 1957-1958. De son côté, le champ magnétique terrestre agit comme un écran pour les particules cosmiques. Les

variations lentes de son intensité s'accompagnent de changements du taux de production de cosmonucléides, celui-ci étant d'autant plus élevé que l'intensité du champ est faible.

Nous allons nous limiter ici à illustrer les résultats récents des recherches que Jean-Charles Fontes appelait avec son ironie coutumière, « le travail d'orfèvre des paléoclimatologues marins ». Celui-ci s'est traduit récemment par la découverte et la quantification des changements climatiques abrupts et une extension de la calibration de l'échelle de temps fournie par  $^{14}\text{C}$ , autant de thèmes qui ont ouvert de nouvelles voies de recherche pour les prochaines années.

### UNE CHRONOLOGIE CONTINUE DE LA FIN DE LA DERNIÈRE GLACIATION

La dernière période glaciaire qui s'est achevée il y a environ 10 000 ans a été marquée par de nombreuses oscillations climatiques. Des enregistrements continus de cette glaciation sont présents dans les sédiments marins qui présentent le double avantage de contenir un matériel fiable pour les datations et de fournir un enregistrement paléoclimatique précis.

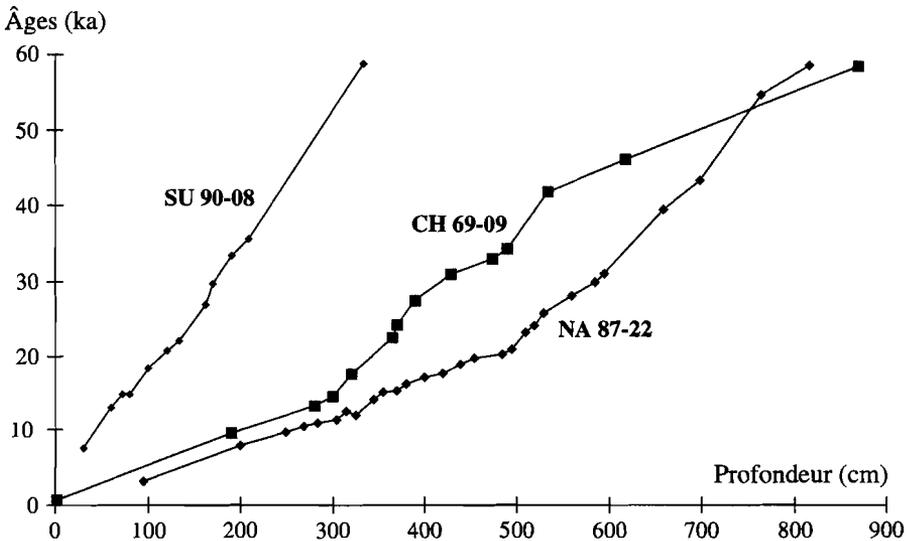


FIGURE 1.

Variation des vitesses de sédimentation dans trois carottes de l'océan Atlantique Nord.  
*Sedimentation rate variations in three North Atlantic deep sea cores.*

La figure 1 compare les variations de l'âge des sédiments de trois carottes prélevées dans l'océan Atlantique Nord, la première, NA 87-22 (55°30'N, 14°42'W, 2161 m) au large de l'Irlande, la seconde CH 69-09 (41°45'N, 47°21'W, 4100 m) au large de Terre-Neuve et la troisième, SU 90-08 (43°03'N, 30°02'W, 3080 m) sur la ride Médio-Atlantique. Leur datation a été effectuée en mesurant, à l'aide du Tandétron, la teneur en  $^{14}\text{C}$  des espèces dominantes de foraminifères planctoniques et en tenant compte de l'âge de deux marqueurs datés respectivement de 55 et 59 ka BP (Before Present). Bien que les vitesses de sédimentation moyennes sur 60 000 ans soient assez voisines dans les carottes NA 87-22 et CH 69-09, la figure 1 montre qu'il est impossible de les corrélérer sans une série de datations couvrant continûment les 45 000 dernières années. La figure 2 compare les enregistrements des variations de la composition isotopique des foraminifères benthiques ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) dans les trois carottes en fonction du temps. La similitude des enregistrements tient au fait qu'ils représentent essentiellement les variations d'un paramètre climatique unique, celles du volume des glaces gelées à la surface des continents. Les écarts entre les courbes reflètent les différences de températures des eaux à la profondeur où les carottes ont été prélevées.

La figure 2 montre que les deux grandes poussées glaciaires correspondant respectivement aux stades isotopiques 4 (culminant vers 65 000 ans) et 2 (dernier maximum glaciaire culminant vers 18 000 ans) ont été séparées par des oscillations importantes reflétant des changements majeurs du climat, de la circulation océanique et du volume des glaces continentales. On peut noter en particulier trois poussées glaciaires vers 58 000, 45 000 et 35 000 ans BP suivies chacune d'une phase de recul marquée vers 55 000, 43 000 et 33 000 ans BP. On retrouve ainsi la forme caractéristique en dents de scie des variations du volume des glaces que l'on peut observer non seulement à l'échelle glaciaire-interglaciaire (Broecker et Van Donk, 1970), mais aussi à l'échelle des fluctuations à l'intérieur même d'une période glaciaire.

## DES VARIATIONS CLIMATIQUES RAPIDES ET DE GRANDE AMPLITUDE

Bard *et al.* (1987) ont montré que la fin de la dernière glaciation s'est traduite au large du Portugal par un réchauffement de plus de 10 °C survenu en moins de 400 ans. Ces variations de température sont couplées à des variations de salinité importantes: les eaux les plus chaudes sont aussi les plus salées (Figure 3). Ceci conduit à penser que les variations brutales des conditions hydrologiques sont associées à des déplacements des masses d'eau et que les réchauffements sont en fait la manifestation de l'invasion du bassin Nord Atlantique par des eaux d'origine subtropicale chaudes et salées.

## Foraminifères benthiques

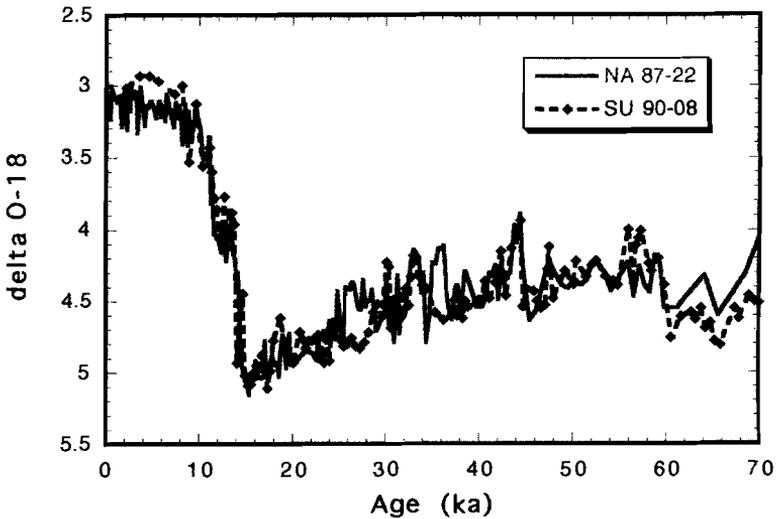
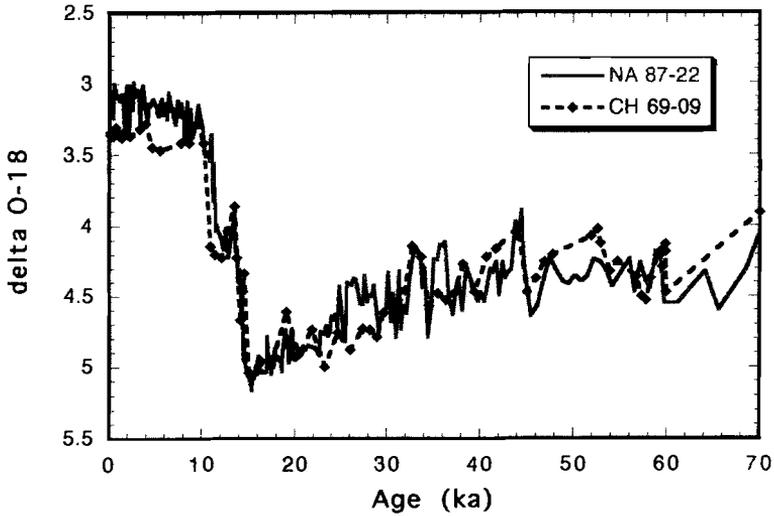


FIGURE 2.

(A) Comparaison des enregistrements isotopiques obtenus sur les foraminifères benthiques des carottes NA 87-22 et CH 69-09.

(B) Comparaison des enregistrements isotopiques obtenus sur les foraminifères benthiques des carottes NA 87-22 et SU 90-08.

(A) Comparison of the benthic isotope records of cores NA 87-22 and CH 69-09.

(B) Comparison of the benthic isotope records of cores NA 87-22 and SU 90-08.

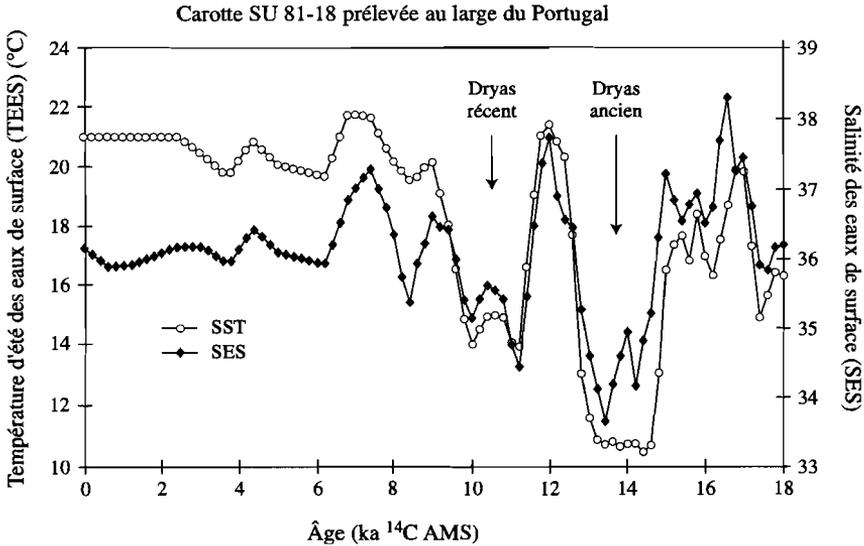


FIGURE 3.

Variation de la température et de la salinité des eaux superficielles de l'océan Atlantique Nord au large du Portugal d'après les analyses isotopiques et micropaléontologiques effectuées sur la carotte SU 81-18 (37°46'N, 10°11'W, 3135 m).

*Sea surface temperature and salinity variations off Portugal estimated from isotope and micropaleontological data in core SU 81-18 (37°46'N, 10°11'W, 3135 m).*

Au contraire, les phases de refroidissement, comme celle du Dryas Récent, traduisent le retrait des eaux subtropicales et l'avancée des eaux polaires et subpolaires (Duplessy *et al.*, 1993).

Des variations de température rapides et de grande amplitude sont également susceptibles de se développer dans le bassin Nord Atlantique en plein cœur de la glaciation. L'enregistrement micropaléontologique et sédimentologique de la carotte SU 90-08 (Figure 4) montre que les oscillations thermiques de la dernière période glaciaire sont étroitement associées à des débâcles d'icebergs (appelées événements de Heinrich) vêlés par les calottes glaciaires Laurentide et Fennoscandinave. La présence des icebergs a laissé des traces : un lit de sédiments détritiques grossiers caractéristiques du transport par les glaces dérivantes. La fin d'un événement de Heinrich est marquée par un réchauffement rapide qui se poursuit par un refroidissement très progressif, s'étalant sur plusieurs millénaires. Au paroxysme du refroidissement est associée une nouvelle débâcle d'icebergs. Il est à noter que l'événement de Heinrich et le réchauffement rapide qui le suit ont un impact majeur sur le système climatique global. Ils s'accompagnent en général d'une diminution signifi-

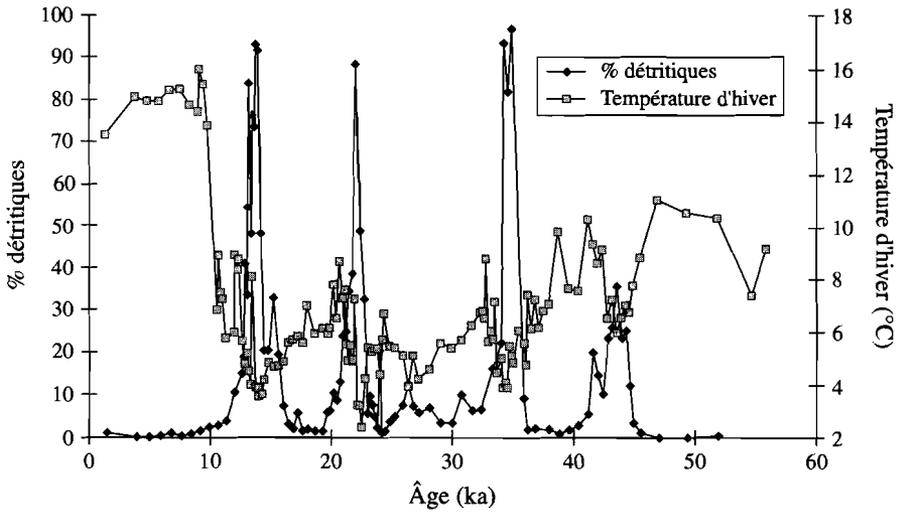


FIGURE 4.

Variation de la teneur en éléments détritiques des sédiments de la carotte SU 90-08 et de la température des eaux superficielles déduite des analyses micropaléontologiques. Les pics d'éléments détritiques correspondent au dépôt d'éléments transportés par les icebergs pendant les périodes les plus froides.

*Ice rafted detrital element variations and sea surface temperature estimates from core SU 90-08.*

cative de la quantité de glace gelée sur les continents, qui se traduit par une diminution du rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  des foraminifères benthiques profonds de l'océan Atlantique Nord pouvant atteindre 0,4 ‰ (Figure 2). Le transfert rapide vers l'océan profond de la diminution du rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  des eaux superficielles témoigne de la persistance ou au moins du rapide retour des conditions permettant la convection profonde et la plongée des eaux superficielles dans les zones de haute latitude. On ne sait pas encore quelle fraction de ce signal isotopique se retrouve dans les océans Pacifique et Indien, de sorte qu'il n'est pas possible d'évaluer avec précision le volume de glaces passant à la mer à l'occasion d'un événement de Heinrich et du réchauffement qui l'a suivi.

Des variations de température, de salinité et de densité ont pu également être mises en évidence et datées avec précision au cours de l'Holocène (Duplessy *et al.*, 1992). La figure 5 montre l'enregistrement des températures, salinité et densité des 12 000 dernières années dans la carotte NA 87-22. Après le réchauffement qui a mis fin au Dryas Récent, la température des eaux super-

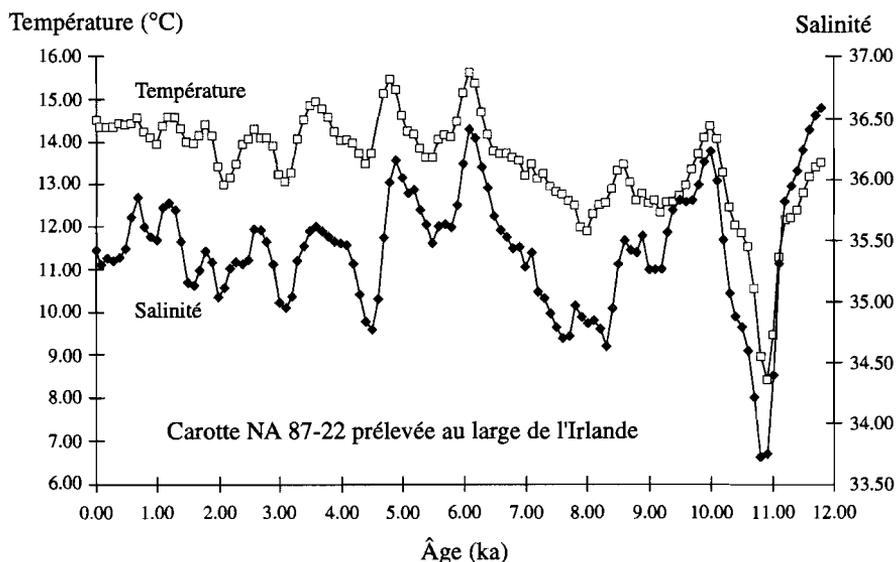


FIGURE 5.

Variation de la température et de la salinité des eaux superficielles de l'Atlantique Nord au large de l'Irlande d'après les analyses isotopiques et micropaléontologiques effectuées sur la carotte NA 87-22. Les variations de température et de salinité pendant l'Holocène sont significatives à l'intérieur de leurs incertitudes respectives ( $\pm 1^\circ\text{C}$  et  $\pm 0.5$  psu).

*Sea surface temperature and salinity variations off Ireland estimated from isotope and micropaleontological data in core NA 87-22. Statistical uncertainty on temperature and salinity are respectively  $\pm 1^\circ\text{C}$  and  $\pm 0.5$  psu.*

ficielles décroît sensiblement de 9 200 à 7 500 ans BP. Simultanément baissent la salinité et la densité des eaux superficielles, ce qui suggère un ralentissement de la circulation thermohaline qui amène un courant d'eaux superficielles chaudes vers les hautes latitudes de l'océan Atlantique Nord. De 7 500 à 4 500 ans BP, les eaux deviennent plus chaudes, plus salées et plus denses, ce qui facilite la convection hivernale. Cet optimum s'achève par une diminution rapide des densités qui ne reprendront jamais les valeurs du milieu de l'Holocène. Gasse et Van Campo (1994) ont remarqué que les périodes pendant lesquelles les eaux superficielles de l'océan Atlantique Nord avaient une faible salinité et une faible densité coïncident avec celles pendant lesquelles la mousson d'été est faible. Il reste à déterminer si cette coïncidence est fortuite ou relève d'un mécanisme complexe liant l'intensité de la mousson à celle de la circulation thermohaline.

## LES ÉCARTS ENTRE L'ÉCHELLE CHRONOLOGIQUE CALENDRAIRE ET L'ÉCHELLE RADIOCARBONE

Dès 1959, Ralph démontra que l'âge  $^{14}\text{C}$  d'échantillons égyptiens historiquement datés était plus jeune que l'âge calendaire. La réalité de ces écarts fut confirmée par l'étude détaillée du rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  du bois prélevé dans des anneaux d'arbre bien datés par les études dendrochronologiques (Suess, 1970; Radiocarbon Calibration 1993). La calibration la plus récente (Figure 6) montre que la différence entre les âges calendaires et les âges  $^{14}\text{C}$  est de plus en plus importante au fur et à mesure que les échantillons sont plus anciens. Ceci indique que la production de  $^{14}\text{C}$  était en moyenne plus élevée qu'aujourd'hui. Dans le détail, on observe des variations significatives à plus petite échelle,

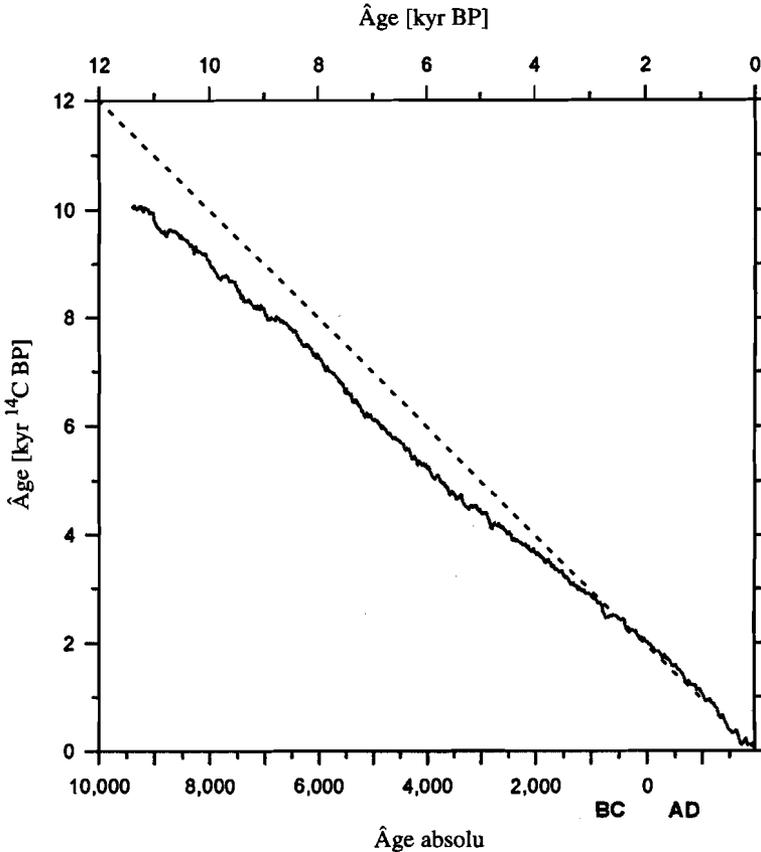


FIGURE 6.

Comparaison des âges  $^{14}\text{C}$  d'anneaux d'arbre avec leurs âges calendaires.

*Comparison of radiocarbon ages of tree rings with their calendar chronology.*

dont certaines se traduisent par des « plateaux » au cours desquels l'activité  $^{14}\text{C}$  de l'atmosphère a diminué sensiblement au rythme de la décroissance radioactive de cet isotope. Il existe ainsi des périodes dont la durée a dépassé plusieurs siècles et pendant lesquelles les fossiles ont tous le même âge  $^{14}\text{C}$  quel que soit leur âge vrai.

Les calibrations dendrochronologiques sont limitées par la difficulté de trouver des arbres en bon état de conservation plus vieux que dix mille ans. En outre, la fin de la glaciation a profondément modifié la flore des régions actuellement tempérées qui a été profondément affectée par la présence des grands glaciers. C'est ainsi qu'en Europe, ce sont des chênes qui fournissent les séries dendrochronologiques continues des dix mille dernières années ; ils étaient absents antérieurement et les seuls arbres disponibles au cours du Dryas Récent sont des pins. Un raccordement de ces deux séries d'arbres a été proposé par Becker *et al.* (1991), permettant d'étendre la calibration sur les 11 000 dernières années, mais il devra être vérifié par de nouvelles mesures.

Avec les possibilités offertes par la spectrométrie de masse par accélérateur, plusieurs auteurs ont tenté de mesurer l'âge  $^{14}\text{C}$  des macrofossiles végétaux prélevés dans les sédiments varvés de différents lac d'Europe. Les varves sont très souvent annuelles, et leur comptage permet d'obtenir un âge absolu du sédiment. Ainsi, plusieurs courbes de calibrations ont-elles été proposées, couvrant essentiellement la période du Dryas Récent et de sa transition avec le Préboréal (Hajdas, 1993, Hajdas *et al.*, 1993). Celles-ci présentent des différences significatives. Le travail réalisé grâce au Tandétron en collaboration avec une équipe de chercheurs polonais a permis d'établir une nouvelle courbe à partir d'échantillons provenant d'un lac de Pologne Centrale, présentant une série pratiquement continue de plus de 13 000 varves annuelles (Goslar *et al.*, 1995). Cette courbe suggère que les différences mesurées sur les autres séries varvées proviennent essentiellement de lacunes de sédimentation, difficiles à mettre en évidence uniquement par l'observation. Elle montre par ailleurs, que le recouvrement des séries dendrochronologiques des pins et des chênes proposées par Becker devrait être vieilli d'au moins 200 ans (Figure 7).

Récemment, une nouvelle méthode a été mise au point pour étendre la comparaison des âges calendaires et  $^{14}\text{C}$ . Celle-ci repose sur la comparaison des âges  $^{14}\text{C}$  des coraux avec les âges déduits de leur teneurs en  $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$  et  $^{230}\text{Th}$  (Bard *et al.*, 1990; 1993). La méthode de datation U/Th fournit des âges absolus, indépendants des variations du flux du rayonnement cosmique atteignant la Terre. Le développement de la technique de datation U/Th par spectrométrie de masse a permis d'améliorer considérablement la précision des mesures. Celle-ci est meilleure que 100 ans pour les âges inférieurs à 10 000 ans et meilleure que 200 ans pour des âges inférieurs à 30 000 ans. La différence entre les âges U/Th et  $^{14}\text{C}$  fournit donc une estimation de l'écart entre les âges

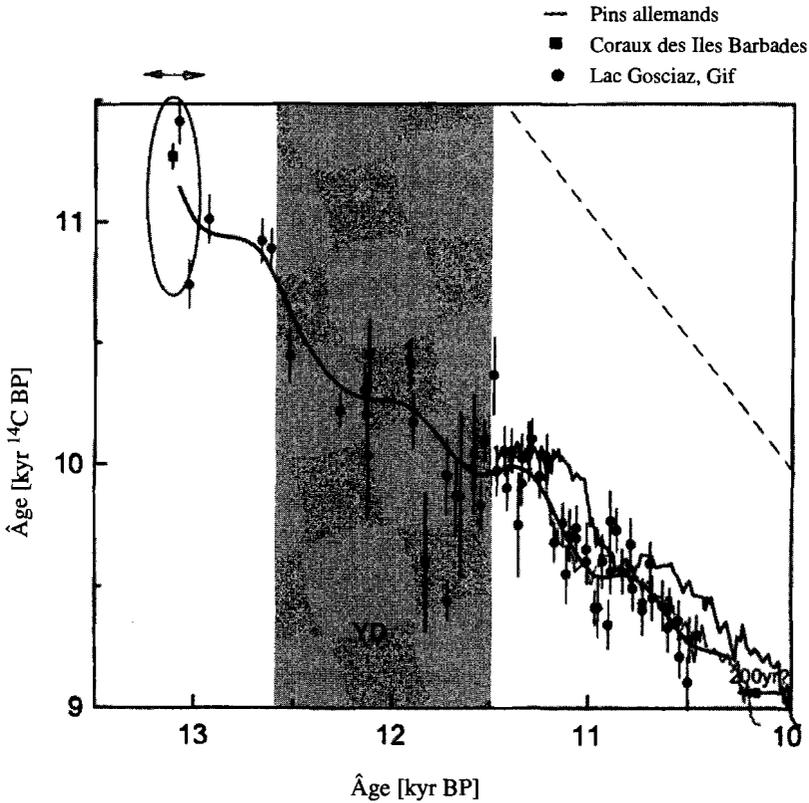


FIGURE 7.

Comparaison des âges <sup>14</sup>C d'échantillons formés pendant la dernière déglaciation avec leurs âges calendaires vrais déduits soit de la méthode dendrochronologique, soit de la datation U/Th des coraux.

*Comparison of radiocarbon ages of geological samples deposited during the last deglaciation with their calendar ages derived either from tree ring chronology or from coral U/Th dating.*

<sup>14</sup>C et les âges vrais, avec une précision de quelques siècles (Figures 7 et 8). Il faut souligner que les eaux superficielles de l'océan ont dans les basses latitudes un âge <sup>14</sup>C de 400 ans et qu'on considère qu'il est resté constant dans le passé. Alors que cette hypothèse est vraisemblable dans les zones où l'océan est resté bien ventilé, elle ne l'est plus dans les zones de haute latitude où l'extension de la glace de mer et les changements de circulation thermohaline provoquent des modifications de ventilation, et donc de teneur en <sup>14</sup>C et d'âge apparent des eaux superficielles (Bard *et al.*, 1994).

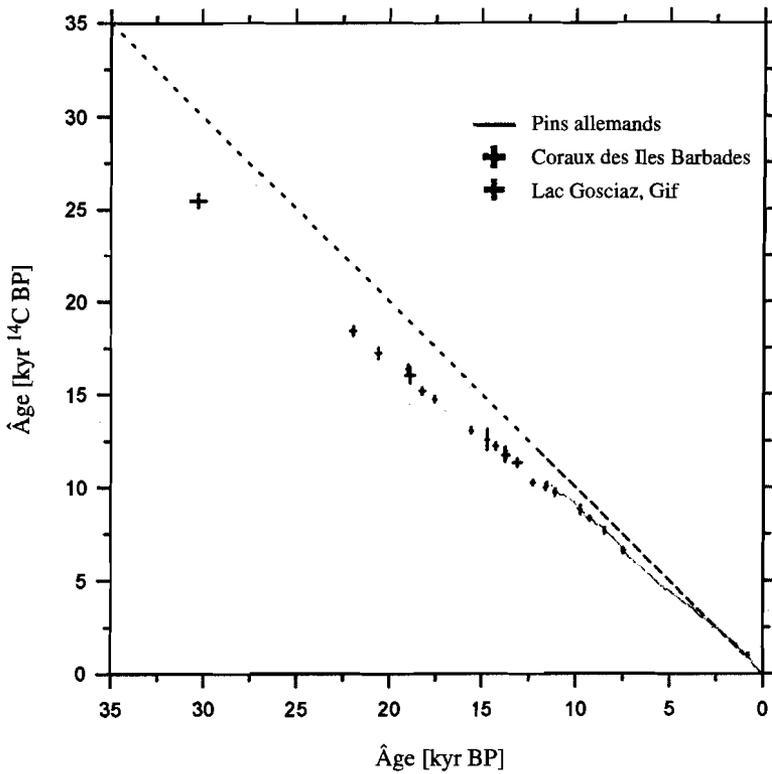


FIGURE 8.

Comparaison des âges  $^{14}\text{C}$  d'échantillons formés au cours des 35 000 dernières années avec leurs âges calendaires.

*Comparison of radiocarbon ages of geological samples deposited during the last 35,000 years with their calendar ages.*

Les écarts entre âges  $^{14}\text{C}$  et âges calendaires s'expliquent essentiellement par des fluctuations du taux de production de  $^{14}\text{C}$ . Celles-ci résultent pour une large part des variations de l'intensité du champ magnétique terrestre que l'on sait maintenant reconstruire à partir des variations de l'aimantation des sédiments marins et des roches volcaniques. Les courbes obtenues montrent que l'intensité du champ géomagnétique a beaucoup varié, et en particulier que sa valeur moyenne a été deux fois inférieure à celle d'aujourd'hui au cours des derniers 50 000 ans. La production de  $^{14}\text{C}$  a alors été plus forte, puisque l'écrantage magnétique était moindre. Mazaud *et al.* (1991), puis Laj *et al.* (1996) ont utilisé une reconstitution des variations de l'intensité du champ

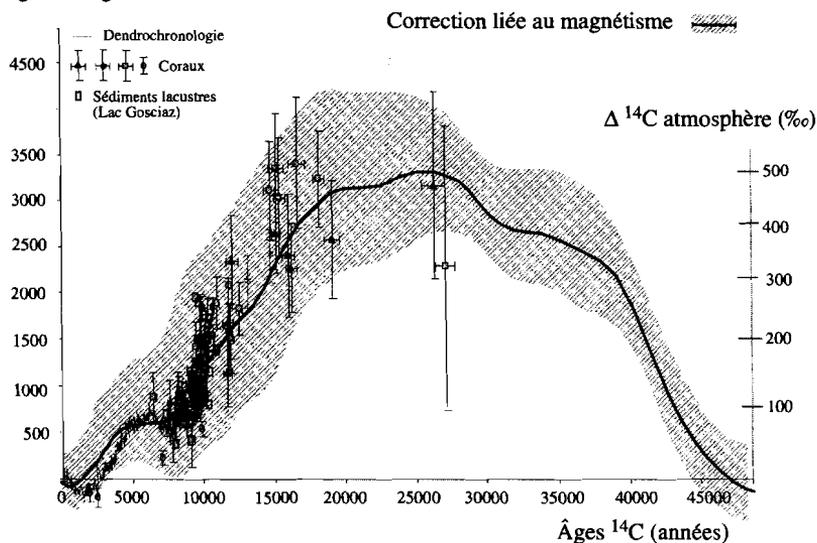
Décalage sur l'âge  $^{14}\text{C}$ 

FIGURE 9.

Comparaison de la différence entre les âges vrais (calendaires) et les âges  $^{14}\text{C}$  avec celle due aux variations du taux de production de  $^{14}\text{C}$  dans l'atmosphère sous l'influence des changements de l'intensité du champ magnétique terrestre. La zone hachurée représente l'incertitude sur la correction d'âge associée à celle sur la détermination de l'intensité du dipôle magnétique.

*Difference between calendar ages and radiocarbon ages for geological samples deposited during the last 35,000 years. The solid line is calculated assuming that the difference between calendar and radiocarbon ages is due entirely to changes in the intensity of the earth's magnetic field. The hatched area reflects the uncertainty associated with the determination of past geomagnetic intensity.*

géomagnétique pour calculer les variations de la production du  $^{14}\text{C}$  au cours des 50 000 dernières années et proposer une estimation de la correction à apporter aux âges  $^{14}\text{C}$ . Les résultats obtenus (Figure 9) suggèrent que les âges  $^{14}\text{C}$  sont trop jeunes d'environ 3 000 ans entre 20 000 et 40 000 ans BP. L'écart ainsi calculé est très voisin de celui déduit de la calibration des âges  $^{14}\text{C}$  par les datations des coraux par la méthode U-Th (Bard *et al.*, 1990).

Ces études ont été récemment étendues aux 300 000 dernières années (Lehman *et al.* 1996). La modulation géomagnétique a également affecté la production des autres isotopes cosmogéniques ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ...). La figure 10 montre son impact sur la production primaire de  $^{10}\text{Be}$ . L'accroissement de production ainsi calculé pourrait représenter une grande partie des fluctuations du flux de  $^{10}\text{Be}$  déduit des analyses effectuées par Raisbeck *et al.* (1987) dans les glaces Antarctiques à Vostok (Mazaud *et al.*, 1994).

## Intensité du champ géomagnétique

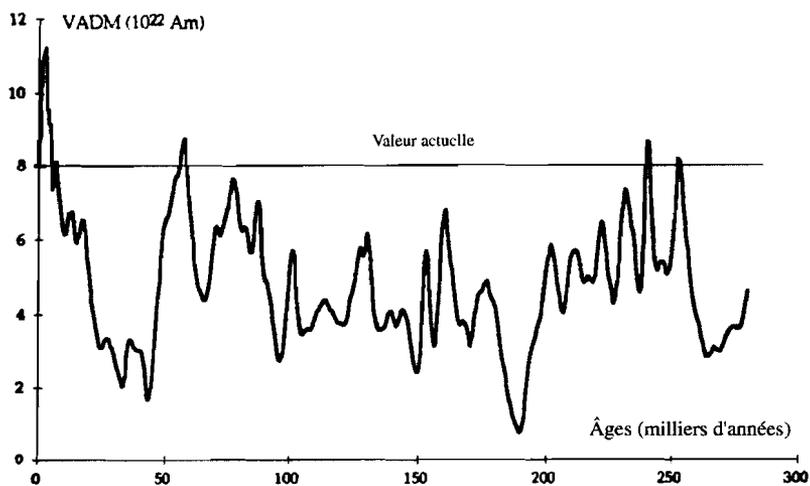
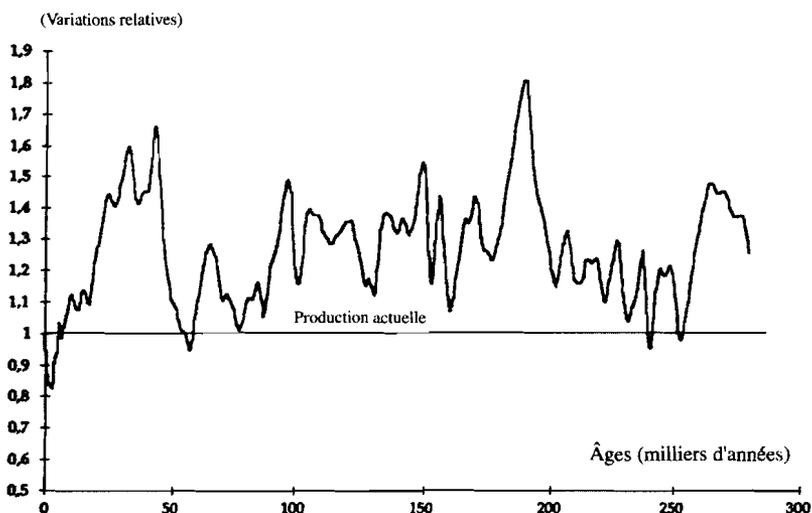
Production de  $^{10}\text{Be}$ 

FIGURE 10.

(A) Variations de l'intensité du champ magnétique terrestre déduite de l'analyse d'une carotte prélevée dans l'océan Atlantique Nord au large des Açores.

(B) Variations correspondantes du taux de production de  $^{10}\text{Be}$ .

(A) Variation of the earth's magnetic field intensity over the last 280,000 years deduced from the study of a North Atlantic core collected off Azores Islands, and

(B) Resulting variations of  $^{10}\text{Be}$  production

## REMERCIEMENTS

Ces recherches ont été financées par le CEA, le CNRS (SdU) et l'INSU.

## RÉFÉRENCES

- Anderson (E. D.) and Libby (W.F.), 1947. « Natural radiocarbon from cosmic radiation », *Phys. Rev.*, 72 (10) : 931-936.
- Arnold (M.), Bard (E.), Maurice (P.) and Duplessy (J.C.), 1987. «  $^{14}\text{C}$  dating with the Gif-sur-Yvette Tandetron Accelerator: status report », *Nucl. Instr. Meth. in Phys. Res.* B29 : 120-123.
- Bard (E.), Hamelin (B.), Fairbanks (R. G.), and Zindler (A.), 1990. « Calibration of the  $^{14}\text{C}$  timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals », *Nature*, 345 : 405-410.
- Bard (E., Arnold (M.), Fairbanks (R.G.), and Hamelin (B.), 1993. «  $^{230}\text{Th}$ - $^{234}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  ages obtained by mass spectrometry on corals », *Radiocarbon*, 35 (1) : 191-199.
- Bard (E.), Arnold (M.), Mangerud (J.), Paterne (M.), Labeyrie (L.), Duprat (J.), Mélières (M.A.), Sonstegaard (E.), and Duplessy (J.C.), 1994. « The North Atlantic atmosphere-sea surface  $^{14}\text{C}$  gradient during the Younger Dryas climatic event », *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126 : 275-287.
- Bard (E.), Arnold (M.), Maurice (P.) Duprat (J.), Moyes (J.) and Duplessy (J.C.), 1987. « Retreat velocity of the North Atlantic Polar front during the last deglaciation determined by means of  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry », *Nature*, 328 : 791-794.
- Bard (E.), Arnold (M.), Ostlund (H. G.), Maurice (P.), Monfray (P.) and Duplessy (J.C.), 1988. « Penetration of bomb radiocarbon in the tropical Indian Ocean measured by means of accelerator mass spectrometry », *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87 : 379-389.
- Broecker (W.S.) and Van Donk (J.), 1970. « Insolation changes, ice volume and the  $^{18}\text{O}$  record in deep sea cores », *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8 : 169-198,
- Broecker (W.S.), Gerard (R.), Ewing (M.), and Heezen (B.C.), 1960. « Natural radiocarbon in the Atlantic Ocean », *J. Geophys. Res.*, 65 : 2903-2931.
- Delibrias (G.) et Roux (C. T.), 1975. « Un exemple d'application des datations radiocarbones à l'interprétation d'une stratigraphie complexe la fouille des ateliers de Plussulien (Côtes du Nord) », *Bull. Soc. Préhistorique Française*, 72 (3) : 78-82.
- Duplessy (J.C.), Arnold (M.), Maurice (P.), Bard (E.), Duprat (J.) and Moyes (J.), 1986. « Direct dating of the oxygen-isotope record of the last deglaciation by  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry », *Nature*, 320 : 350-352.

- Duplessy (J. C.), Labeyrie (L.), Arnold (M.), Paterne (M.), Duprat (J.) and van Weering (T. C. E.), 1992. « Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation », *Nature*, 358 : 485-488,
- Duplessy (J. C.), Bard (E.), Labeyrie (L.), Duprat (J.) and Moyes (J.), 1993. « Oxygen isotope records and salinity changes in the Northeastern Atlantic Ocean during the last 18,000 years », *Paleoceanography*, 8 : 341-350.
- Fontes (J.-Ch.), 1992. « Geochemical and isotopic constraints on  $^{14}\text{C}$  dating of groundwaters », in *Radiocarbon after four decades*, edited by R.E. Taylor, A. Long, and R.S. Kra, Springer Verlag, 242-261,
- Fontes (J.-Ch.) and Garnier (J. M.), 1979. « Determination of the initial  $^{14}\text{C}$  activity of the total dissolved carbon : a review of the existing models and a new approach », *Water Res.*, 15, 399-413.
- Fontes (J.-Ch.) and Gasse (F.), 1991. « PALHYDAF (Paleohydrology in Africa) program: objectives, methods, major results », *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, 84, 191-215.
- Fontes (J.-Ch.), Andrews (J.N.), Causse (C.), and Gibert (E.), 1992. « A comparison of radiocarbon and U/Th ages on continental carbonates », *Radiocarbon* 34 : 602-610.
- Fontes (J.-Ch.), Gasse (F.), and Andrews (J. N.), 1993a. « Climatic conditions of Holocene groundwater recharge in the Sahel zone of Africa », in *Proceedings of an International symposium on applications of isotope techniques in studying past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere*, I.A.E.A., Vienna,
- Fontes (J.-Ch.), Mélières (F.), Gibert (E.), Liu Qing and Gasse (F.), 1993b. « Stable isotope and radiocarbon balances of two Tibetan lakes (Sumxi Co, Longmu Co) from 13,000 BP », *Quat. Sc. Rev.*, 12 : 875-887.
- Gasse (F.) and Fontes (J.-Ch.), 1989. « Paleoenvironments and paleohydrology of a tropical closed lake (lake Asal, Djibouti) since 10,000 yr BP », *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, 69 : 67-102.
- Gasse (F.) and Van Campo (E.), 1994. « Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains », *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126 : 435-456,
- Goslar (T.), Arnold (M.) and Pazdur (M.F.), 1995 (sous presse). « The Younger Dryas cold event-was it synchronous over the North Atlantic region? », *Radiocarbon*, 37 (1).
- Hajdas (I.), 1993. *Extension of the radiocarbon calibration curve by AMS dating of laminated sediments of Lake Holzmaar*. PhD dissertation, Swiss Federal Inst. of Tech., Zürich, 147 p.
- Hadjas (I.), Ivy (S.D.), Beer (J.), Bonani (G.), Imboden (D.), Lotter (A.F.), Sturm (M.), and Suter (M.), 1993. « AMS radiocarbon dating and varve

- chronology of Lake Soppensee: 6,000 to 12,000 years BP », *Climate Dynamics*, 9 : 107-116,
- Laj (C.), Mazaud (A.) and Duplessy (J.C.), 1996. « Geomagnetic intensity and  $^{14}\text{C}$  abundance in the atmosphere and ocean during the past 50 kyr », *Geophys. Res. Lett.*, 23 : 2045-2048.
- Lehman (B.), Laj (C.), Kissel (C.), Mazaud (A.), Paterne (M.) and Labeyrie (L.), 1996. « Relative changes of the geomagnetic field intensity during the last 280,000 years obtained from piston cores in the Açores area », *Phys. Earth and Planet. Int.*, 93 : 269-284.
- Lingelfelter (R. E.) and Ramaty (R.), 1970. « Astrophysical and geophysical variations in  $^{14}\text{C}$  production, In Olson I. U. ed. », *Radiocarbon variations and absolute chronology*, Nobel symposium, John Wiley and sons, New York, 513-537,
- Mazaud (A.), Laj (C.), Bard (E.), Arnold (M.) and Tric (E.), 1991. « Geomagnetic field control of  $^{14}\text{C}$  production over the last 80 ky: implication for the radiocarbon time-scale », *Geophys. Res. Lett.*, 18 : 1885-1888.
- Mazaud (A.), Laj (C.) and Bender (M.), 1994. « A geomagnetic modulation for  $^{10}\text{Be}$  accumulation in Antarctic ice: implication for ice chronology », *Geophys. Res. Lett.*, 21 : 337-340.
- Radiocarbon Calibration 1993, *Radiocarbon*, 35 (1), 1993.
- Raisbeck (G.M.), Yiou (F.), Bourles (D.), Lorius (C.), Jouzel (J.), and Barkov (N.I.), 1987. « Evidence for two intervals of enhanced  $^{10}\text{Be}$  deposition in Antarctic ice during the last glacial period », *Nature*, 326 : 273-277.
- Ralph (E. K.), 1959. « University of Pennsylvania radiocarbon dates », 3, *Am. J. Sci., Radiocarbon Suppl.*, I : 45-58.
- Stuiver (M.), Quay (P. D.) and Ostlund (H. G.), 1983. « Abyssal water carbon-14 distribution and the age of the world oceans », *Science*, 219 : 849-851.
- Suess (H. E.), 1970. « Bristlecone Pine calibration of the radiocarbon time scale 5 200 BC to the present, In Olson I. U. ed. », *Radiocarbon variations and absolute chronology*, Nobel symposium, John Wiley and sons, New York, 303-311.
- Valladas (H.), Cachier (H.), Maurice (P.), Bernaldo de Quiros (F.), Clottes (J.), Cabrera Valdes (V.), Uzquiano (P.), and Arnold (M.), 1992. « Direct radiocarbon dates for prehistoric painting at the Altamira, El Castillo and Niaux caves », *Nature*, 357 : 68-70.