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}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 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 $^{14}C/^{12}C$ ratio undergoes changes which are twice as large as those affecting the $^{13}C/^{12}C$ ratio. Within the exchangeable reservoirs (atmosphere, ocean and biosphere), $^{14}C/^{12}C$ 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}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}C content of total dissolved 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 $^{14}C/^{12}C$ 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}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}C measurements has documented inconsistencies between the calendar age of an object and its ^{14}C age. These inconsistencies are best explained by changes in ^{14}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 $^{14}C/^{12}C$ 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 $\delta^{18}O$ benthic records in the three cores may be precisely correlated (Fig. 2), because $\delta^{18}O$ 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).

ces isotopes. C'est pourquoi, les fractionnements isotopiques sur le ^{14}C sont doubles de ceux affectant le ^{13}C. Dans le vaste système échangeable où circule le gaz carbonique, les teneurs en ^{14}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}C, ont immédiatement réalisé que si le taux de production de ^{14}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}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}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}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}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

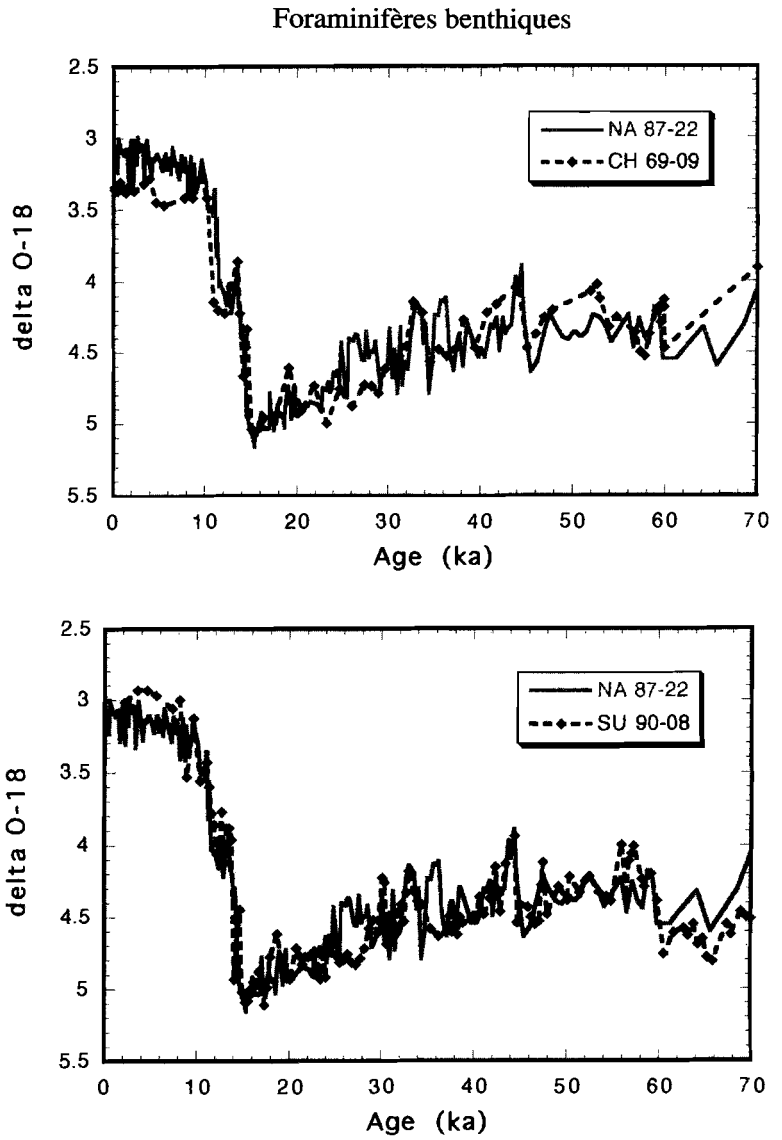

FIGURE 2.

(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.

dont certaines se traduisent par des « plateaux » au cours desquels l'activité ^{14}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}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}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}C. Celle-ci repose sur la comparaison des âges ^{14}C des coraux avec les âges déduits de leur teneurs en ^{238}U, ^{234}U et ^{230}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}C fournit donc une estimation de l'écart entre les âges

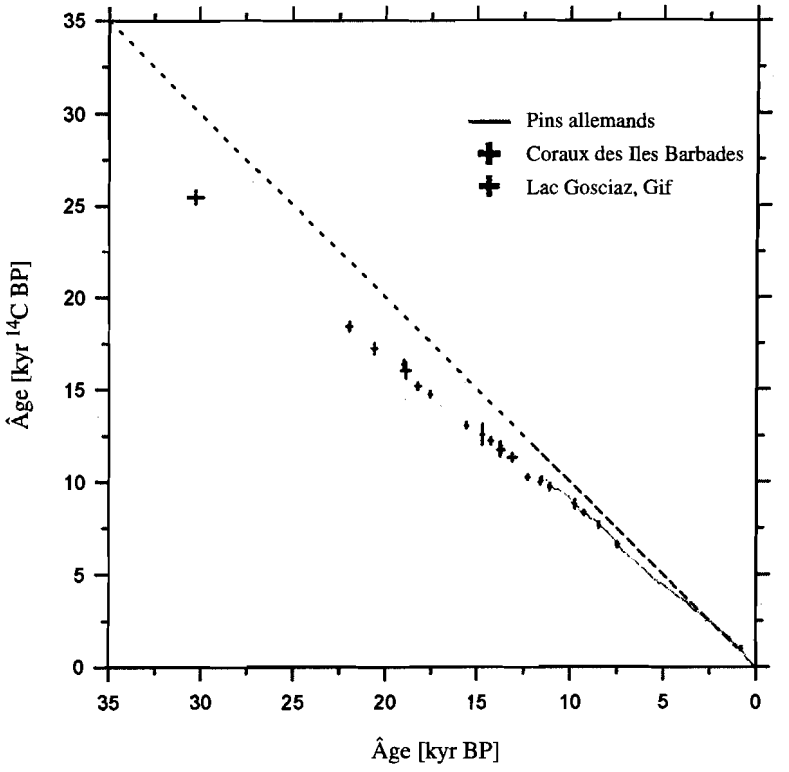

FIGURE 8.

Comparaison des âges ^{14}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}C et âges calendaires s'expliquent essentiellement par des fluctuations du taux de production de ^{14}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}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

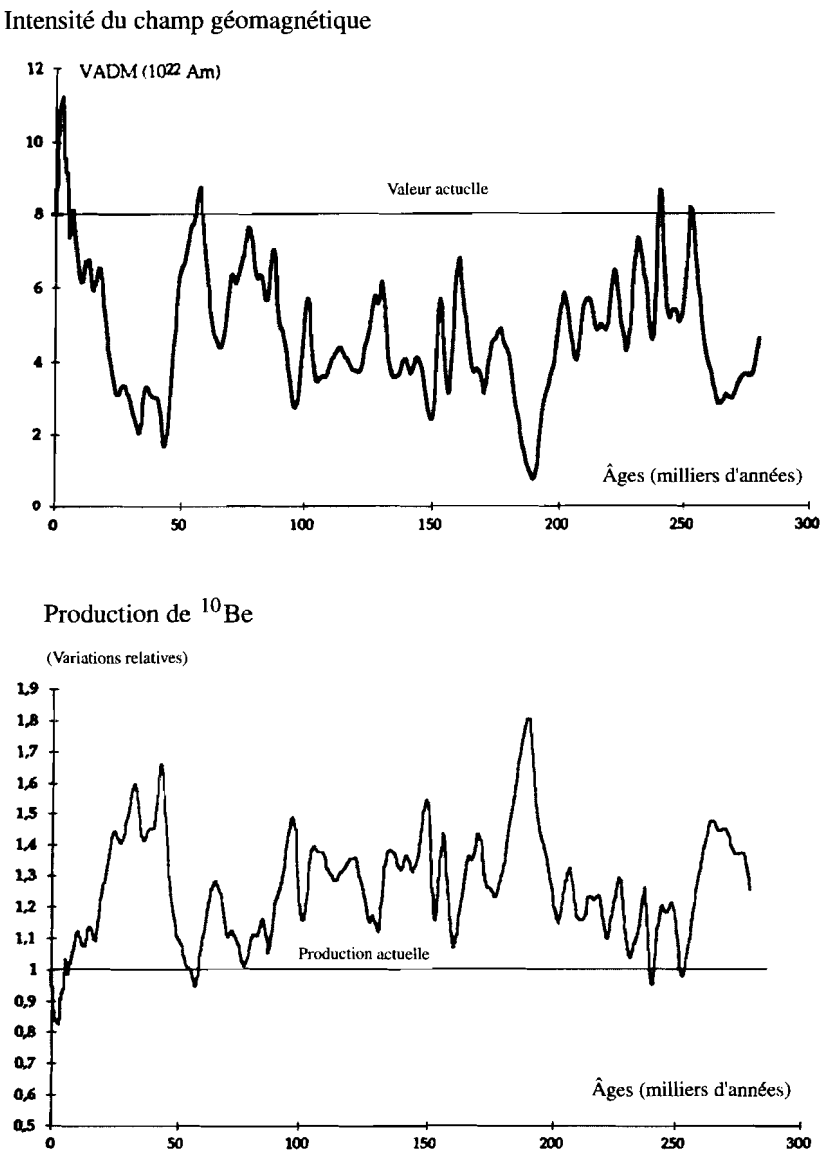

FIGURE 10.

(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}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}Be production

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}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}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}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}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}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.