

# Variabilité des eaux intermédiaires et profondes dans l'océan Pacifique Nord-Ouest pendant la dernière déglaciation

Océan Pacifique  
Déglaciation  
Isotopes  
Datations  $^{14}\text{C}$  par AMS

Pacific Ocean  
Deglaciation  
isotopes  
AMS  $^{14}\text{C}$  dating

Laurent Denis LABEYRIE <sup>a</sup>, Nejib KALLEL <sup>a</sup>, Maurice ARNOLD <sup>a</sup>, Anne JUILLET-LECLERC <sup>a</sup>, Florence MAITRE, Jean-Claude DUPLESSY <sup>a</sup>, Nicholas J. SHACKLETON <sup>b</sup>.

<sup>a</sup> Centre des faibles Radioactivités, Laboratoire mixte CNRS-CEA, Domaine du CNRS F-91198 Gif sur Yvette cedex, France.

<sup>b</sup> The Godwin Laboratory for Quaternary Research, University of Cambridge, Free School Lane, Cambridge CG2 3RS, U.K.

Reçu le 03/11/89, révisé le 30/05/90, accepté le 28/06/90

## RÉSUMÉ

Les rapports  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  et  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  de deux carottes prélevées sur la marge océanique du Japon permettent de reconstruire l'évolution des masses d'eau de l'Océan Pacifique Nord-Ouest au cours de la dernière déglaciation: les sédiments de la carotte CH 84-14 ( $41^{\circ}44'\text{N}/142^{\circ}33'\text{E}$ , 978 m) sont datés par la méthode  $^{14}\text{C}$  AMS. Les foraminifères planctoniques de cette carotte nous permettent de suivre l'évolution des eaux de surface au nord du front polaire, les foraminifères benthiques, celle des eaux intermédiaires. La carotte CH 84-04 ( $36^{\circ}46'\text{N}/142^{\circ}13'\text{E}$ , 2630 m) a été datée indirectement, par corrélation du signal  $\delta^{18}\text{O}$  avec celui de la carotte TR 163-31 de l'Océan Pacifique équatorial, datée elle aussi par  $^{14}\text{C}$  AMS. Dans la carotte CH 84-04, les foraminifères planctoniques mettent en évidence les déplacements nord/sud du front polaire. Les foraminifères benthiques montrent l'évolution des eaux profondes. Pour les eaux profondes, la baisse du  $\delta^{18}\text{O}$  qui marque le début de la déglaciation commence vers 14 ka BP, et s'accélère vers 13 ka BP, simultanément avec l'Atlantique Nord. Dans les eaux de surface au contraire, la déglaciation n'apparaît qu'à 13 ka BP, où elle est marquée par une anomalie isotopique négative sans doute liée à la fonte de glace continentale, ou à la réouverture du passage de Tsugaru avec la Mer du Japon. La migration du front polaire vers le nord ne commence que vers 12,5 ka BP, alors que dans l'Atlantique Nord, le réchauffement correspondant débute vers 13,5 ka BP. Le gradient vertical de température entre eaux profondes et intermédiaires, qui semble être resté constant pendant toute la première partie de la déglaciation, s'atténue vers 10 ka BP ; au même moment, le gradient de  $\delta^{13}\text{C}$  entre le Pacifique équatorial (carotte TR 163-31) et le Pacifique Nord (carotte CH 84-04) augmente, traduisant une baisse relative de la ventilation des eaux profondes dans le nord-ouest de l'Océan Pacifique. Cette évolution pourrait marquer la reprise du régime de circulation moderne dans le Pacifique.

*Oceanologica Acta*, 1990, volume spécial 10, Actes du colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris. 000-000.

## ABSTRACT

Variability of the intermediate and deep waters in the north west Pacific ocean during the last deglaciation (Estace cruise)

The understanding of the processes involved in large climatic changes as the last glacial/interglacial cycle asks for detailed descriptions of the changes which occurred during the last deglaciation, the only transition which may be dated accurately. In that

matter, the  $^{14}\text{C}$  Accelerator Mass Spectrometry (AMS) allows unprecedented sensitivity on the dating of the foraminifera which are used for isotopic analysis. The foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  depends on the temperature and  $\delta^{18}\text{O}$  of the water, this later directly function of the size of the continental ice sheets (of low  $\delta^{18}\text{O}$ ). The  $\delta^{13}\text{C}$  of the benthic foraminifera is a good indicator of the changes in bottom water ventilation.

We present here a comparison of the changes in the oxygen and carbon isotopic records of benthic and planktonic foraminifera in two cores from the north west slope of the Pacific ocean, along the Japan continental margin: Core CH 84-14 (41°44'N/142°33'E, 978 m) is dated by  $^{14}\text{C}$  AMS throughout its length. The planktonic foraminifera have been used to reconstruct the changes in surface water hydrology north of the Polar Front. The benthic foraminifera isotopic ratios are used for proxy of the intermediate water characteristics. Core CH 84-04 (36°46'N/142°13'E, 2630 m) does not contain enough foraminifera to allow AMS dating. However, the  $\delta^{18}\text{O}$  of *U. akitaensis* in this core is similar to that of the AMS dated core TR 163-31, from the equatorial Pacific ocean, at 3200 m depth (Shackleton *et al.*, 1988). These cores are presently located within water masses with similar temperature and salinity (Craig *et al.*, 1981), and our results indicate this might also have been the case throughout the deglaciation. The similarity between the benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records of the two cores introduces constraints for the detailed chrono-stratigraphy of core CH 84-04.

In the deep waters (core CH 84-04), the first significant  $\delta^{18}\text{O}$  decrease of the benthic foraminifera appears around 14 ka BP, with an acceleration around 13 ka BP. The initiation of the deglaciation is therefore quasi synchronous in the north Pacific and north Atlantic oceans (Bard *et al.*, 1987).

In the surface waters (core CH 84-14), the first deglacial signature appears only around 13 ka BP, with a sudden decrease of the planktonic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$ . The foraminiferal fauna, characteristic of polar waters, (*Neogloboquadrina pachyderma* s.), does not change during that event. The  $\delta^{18}\text{O}$  signal may therefore correspond to a melt water event of continental ice, or low salinity water flowing out of Japan sea through the reopened Tsugaru strait, when sea level increased above -80m, the approximate water depth of the sill. More south, at the location of core CH 84-04, the northward shift of the Polar Front started around 12.5 ka BP, thus around 1 000 years after the north Atlantic at the same latitude (Bard *et al.*, 1987). The vertical gradient between deep and intermediate waters, given by the  $\delta^{18}\text{O}$  difference between the benthic foraminifera of cores CH 84-04 and CH 84-14 was constant throughout the first part of the deglaciation. But around 10 ka BP, this gradient got smaller by approximately 2°C, probably due to a warming of the deep waters to the modern temperature range (around 1.8°C). This warming occurred simultaneously with a sharp relative  $\delta^{13}\text{C}$  decrease of the benthic foraminifera in core CH 84-04, when compared to the equatorial Pacific core TR 163-31, or to the global signal (Duplessy *et al.*, 1988). The simultaneous shift of the benthic foraminifera  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  around 10 ka BP may indicate the resumption of the modern thermohaline circulation.

*Oceanologica Acta*, 1990, volume spécial **10**, Actes du colloque Tour du monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris. 000-000.

## INTRODUCTION

La circulation océanique a une influence considérable sur les climats terrestres. Cette influence ne se limite pas à la couche la plus superficielle de l'océan, qui échange de l'énergie avec l'atmosphère. Elle associe l'océan profond, par les transferts de chaleur et les changements dans la physico-chimie, en particulier par son contrôle de la teneur en  $\text{CO}_2$  atmosphérique. Mais ces relations sont encore très mal comprises. Il est nécessaire de réaliser, dans une première phase, une reconstruction précise de

la circulation océanique et de ses changements, à des moments critiques de l'histoire climatique terrestre, en particulier lors du dernier passage glaciaire/interglaciaire. L'étude isotopique des foraminifères (rapports  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  des squelettes fossiles) est un des moyens les plus utilisés pour ce type de reconstruction. Il est nécessaire pour cela de travailler sur des carottes à sédimentation rapide (>10 cm/1000 ans), pour éviter la dégradation du signal liée à la bioturbation benthique. Très peu d'études de ce genre ont été réalisées dans l'Océan Pacifique, en particulier dans le nord, faute de sédiments remplissant les conditions nécessaires. Or c'est

une zone importante pour les reconstructions paléo-océanographiques. C'est la seule région de latitude élevée où il n'y a pas de convection profonde, à cause de la basse salinité des eaux de surface. De là dérive la dissymétrie géochimique caractéristique de l'océan actuel avec, à une extrémité, dans l'Atlantique nord, des eaux bien ventilées et pauvres en éléments nutritifs et à l'autre extrémité, dans le Pacifique nord, des eaux riches en éléments nutritifs, et un minimum prononcé en oxygène dissous dans les eaux intermédiaires.

C'est pour connaître la variabilité de ce système entre le dernier maximum glaciaire et l'actuel que nous avons entrepris la campagne de carottage ESTASE le long de la marge Pacifique du Japon.

Nous présentons dans ce travail l'étude détaillée de deux carottes prélevées à des profondeurs différentes (fig. 1) : CH 84-04 (36°46'N/142°13'E, 2630 m) et CH 84-14 (41°44'N/142°33'E, 978m) ; ces données sont comparées à celles d'une carotte prélevée dans le Pacifique équatorial (TR 163-31, 3°37'S, 83°58'W, 3210 m), et décrite par Shackleton *et al.* (1988). Les foraminifères planctoniques et benthiques de la carotte CH 84-14 ont été datés par décroissance du  $^{14}\text{C}$ , mesurée par spectrométrie de Masse par Accélérateur (AMS), au Tandétron de Gif/Yvette. La carotte CH 84-04, qui ne contient pas suffisamment de foraminifères pour permettre des datations  $^{14}\text{C}$ , a été datée indirectement en utilisant la stratigraphie isotopique.

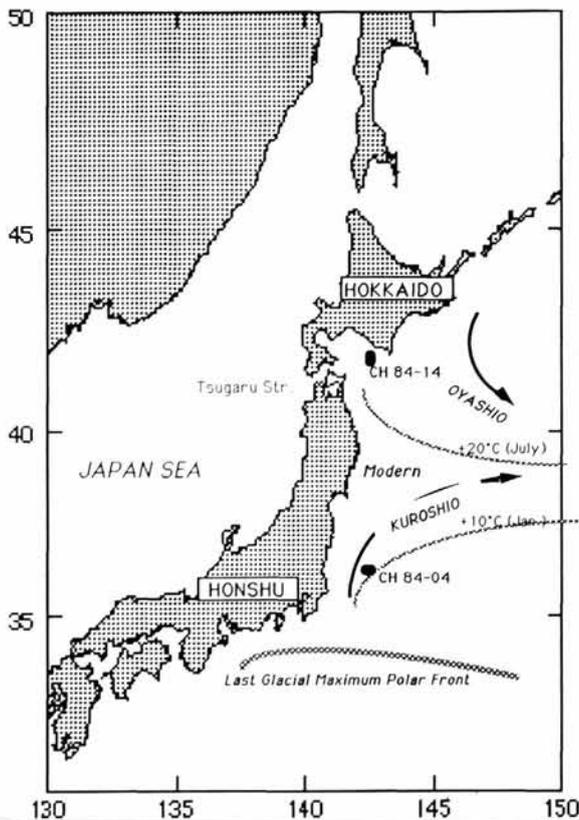


Figure 1

Localisation des carottes étudiées et des principales structures bathymétriques et hydrologiques  
Location of the cores and main hydrological and bathymetric structures.

Les analyses isotopiques (rapports  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) ont été réalisées sur les espèces *Globigerina bulloides* (planctonique) et *Uvigerina akitaensis* (benthique). Ces analyses servent d'une part à définir les stratigraphies isotopiques et d'autre part de support aux interprétations paléo-océanographiques : changement de température et de teneur en  $\text{CO}_2$  des eaux profondes.

## MÉTHODOLOGIE

L'utilisation des rapports  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  des foraminifères benthiques fossiles pour la mise en évidence des changements dans la structure des masses d'eau est récente. Mais les bases de la méthode sont en développement depuis plus de 30 ans (Urey, 1947) :

- Le fractionnement isotopique de l'oxygène entre le carbonate et l'eau, lors de la formation des tests, est une fonction thermodynamique de la température (le fractionnement change d'environ 0,25 ‰ par degré) (Epstein *et al.* 1953, Shackleton 1974). En outre, le rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  de l'eau n'est pas constant, des fractionnements isotopiques se produisant lors des changements de phase liquide-vapeur. Le rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  de l'océan dépend donc des quantités de glace (de rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  plus bas d'environ 35 ‰) stockées sur les continents. (Emiliani 1955 ; Shackleton 1967), et de la salinité (Craig et Gordon 1965). Cependant, à l'exception des zones fortement affectées par des changements de salinité, ce sont essentiellement les variations de température de l'eau qui sont à l'origine de la distribution des rapports  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  des foraminifères à un moment donné (Emiliani, 1955 ; Labeyrie *et al.*, 1987).

- Le fractionnement isotopique du carbone est lui aussi fonction de la température de l'eau, en particulier lors du transfert du  $\text{CO}_2$  entre l'atmosphère, le  $\text{CO}_2$  dissous, et l'ion  $\text{HCO}_3^-$  (Wendt 1968 ; Mook *et al.*, 1974). Toutefois, le fractionnement isotopique le plus important est celui qui apparaît lors de la photosynthèse (le rapport isotopique du carbone organique est approximativement 20 ‰ plus bas que celui du  $\text{CO}_2$  total dissous). Les rapports  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  bas (à l'intérieur d'une série temporelle, à un endroit donné) impliquent une augmentation de la teneur en  $\text{CO}_2$  dissous issu de l'oxydation de la matière organique dans l'eau de croissance des foraminifères. Cela indique, pour les eaux de surface, un échange important avec les eaux plus profondes chargées en  $\text{CO}_2$  dissous. Les rapports  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  élevés correspondent, à l'opposé, à des eaux de surface ayant connu une forte productivité, et donc pour lesquelles le  $\text{CO}_2$  dissous a été fractionné isotopiquement pendant la photosynthèse. Dans le cas des foraminifères benthiques des eaux intermédiaires et profondes, la variabilité spatiale du rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  est surtout due à l'apport de  $\text{CO}_2$  en profondeur par oxydation des résidus biologiques. La distribution du rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  des foraminifères benthiques dépend donc de la quantité de carbone

d'origine organique oxydé dans la masse d'eau depuis qu'elle a quitté la surface. Le gradient moyen est de 1 ‰ de diminution du rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  pour 160  $\mu\text{M}/\text{kg}$  d'augmentation du  $\text{CO}_2$  total dissous (Kroopnick, 1985). Ce gradient est celui qui existe actuellement, à 3000 m de profondeur, entre les eaux profondes de l'Océan Atlantique (à la latitude de l'équateur) et les eaux profondes de l'Océan Pacifique (à la même latitude).

• Un troisième traceur géochimique est devenu accessible tout récemment : le rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  des foraminifères, mesuré par AMS. Par échange isotopique, les eaux prennent un rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  proche de celui de l'air, quand elles sont en surface. Après leur plongée, le  $^{14}\text{C}$  décroît progressivement (demi-vie 5 568 ans), jusqu'à ce que les eaux reviennent en surface échanger avec du  $\text{CO}_2$  plus récent. Le rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  des foraminifères prélevés dans les carottes est fonction du rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  de l'eau dans laquelle ils se sont développés et du temps écoulé depuis leur dépôt. Les différences d'âge  $^{14}\text{C}$  entre les eaux de surface et l'atmosphère sont comprises entre 350 et 550 ans suivant les zones, valeurs qui sont restées probablement assez constantes dans le passé, à 100 ou 200 ans près (Bard, 1989). Aussi, les datations des signaux isotopiques des foraminifères planctoniques permettent d'estimer, dans les mêmes carottes, la chronologie des changements des eaux profondes indiqués par les foraminifères benthiques (Duplessy *et al.*, 1989).

## RÉSULTATS ISOTOPIQUES ET CHRONO-STRATIGRAPHIE DES CAROTTES

Les analyses isotopiques ont été réalisées sur un spectromètre de masse VG 602C, suivant la méthodologie décrite par Duplessy (1978). Les résultats sont présentés en fonction de la profondeur dans les carottes sous forme de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$ , en ‰ versus PDB, pour *G. bulloides* (160 à 200  $\mu\text{m}$ ), et *U. akitaensis* (tab. 1 et fig. 2).

Les profils de  $\delta^{18}\text{O}$  des *Uvigerina* (fig. 2) sont caractéristiques de ceux de la dernière déglaciation. L'amplitude totale du changement glaciaire/interglaciaire, comprise entre 1,3 et 1,7 ‰, est typique de l'amplitude mesurée dans les carottes des autres bassins océaniques. La dernière oscillation froide du dernier maximum glaciaire (âge approximatif de 15 000 ans BP) est clairement marquée dans la carotte CH 84-04, vers 450 cm de profondeur. La carotte CH 84-14 débute approximativement à cette époque. Les vitesses de sédimentation sont donc considérables, de l'ordre de 30 cm/1 000 ans pour CH 84-04, et plus de 45 cm/1 000 ans pour CH 84-14. Elles s'expliquent par la proximité de la côte japonaise, en particulier pour la carotte CH 84-14.

Dans le détail, les deux carottes présentent des différences dans leurs signaux isotopiques qui peuvent

avoir plusieurs origines, en particulier les irrégularités dans les vitesses d'accumulation et les différences dans l'évolution des masses d'eau de fond à l'emplacement de chaque carotte.

Les profils de  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques (*G. bulloides*) sont différents de ceux des foraminifères benthiques, marquant l'influence de la variabilité hydrologique superficielle. Le changement de  $\delta^{18}\text{O}$  depuis le dernier glaciaire, qui est voisin de 1,7 ‰ pour la carotte CH 84-14, dépasse 4 ‰ pour la carotte CH 84-04. Cette amplitude exceptionnelle peut être attribuée aux changements de température des eaux de surface, la carotte CH 84-04, étant localisée dans la zone de balancement entre Kuroshio chaud et Oyashio froid (fig. 1).

Les âges  $^{14}\text{C}$  AMS obtenus sur la carotte CH 84-14 sont reportés en fonction de la profondeur (fig. 3 et tab. 2), corrigés de 560 ans, l'âge actuel de l'eau de surface (Bard, 1988).

La distribution de ces âges est à peu près régulière, avec une différence des âges benthiques et planctoniques de l'ordre de 700 ans, la différence d'âge entre eaux de surface et intermédiaire dans le Pacifique nord actuel (Ostlund *et al.*, 1987). Quelques valeurs sont écartées de 200 à 400 ans de la tendance générale, en particulier pour les âges réalisés sur le genre benthique *Bolivina*.

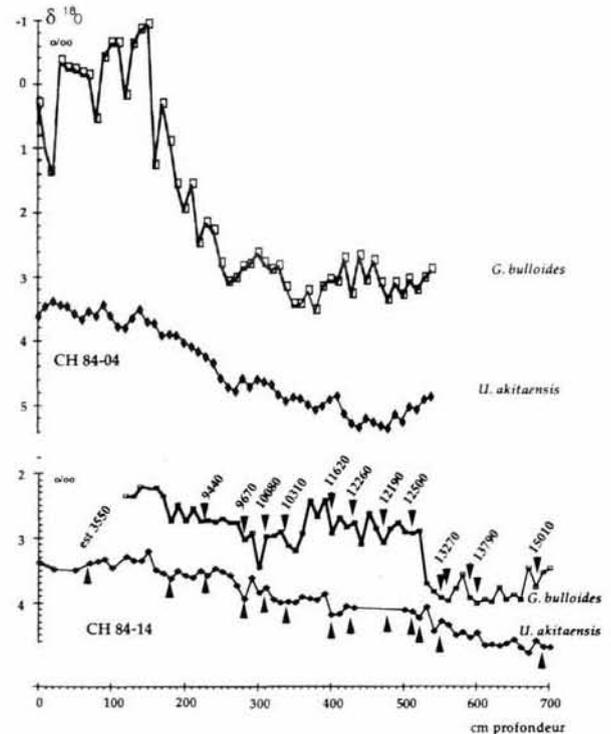


Figure 2

Analyses isotopiques de l'oxygène des foraminifères *Globigerina bulloides* (planctoniques) and *Uvigerina Akitaensis* (benthiques), reportées en fonction de la profondeur (en cm) dans les carottes CH 84-14 (fig. 2A) et CH 84-04 (fig. 2B)  
Oxygen isotopic analyses of the foraminifera *Globigerina bulloides* (planktonic) and *Uvigerina Akitaensis* (benthic) plotted versus depth (in cm) in cores CH 84-14 (Fig. 2A) and CH 84-04 (Fig. 2B)

Tableau 1

Analyses isotopiques réalisées sur les carottes CH 84-04 et CH 84-14: Les âges ont été calculés par interpolation linéaire entre les repères précisés table 2. Ont été reportés pour chaque carotte : les profondeurs (en cm), les âges (en ka BP), le  $\delta^{18}\text{O}$  de *Globigerina bulloides* (taille 160 à 200  $\mu\text{m}$ ), le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^{13}\text{C}$  des *Uvigerina akitaensis*.

*Isotopic analyses of the cores CH 84-04 and CH 84-14. The ages are calculated by linear interpolation between the reference levels presented in Table 2. We have reported for each core : depth (cm), ages (ka BP),  $\delta^{18}\text{O}$  of *Globigerina bulloides* (size 160 to 200  $\mu\text{m}$ ),  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of *Uvigerina akitaensis*.*

CH 84-04					CH 84-14										
Prof cm	Age ka BP	<i>G. bulloides</i>			<i>U. akitaensis</i>			Prof cm	Age ka BP	<i>G. bulloides</i>			<i>U. akitaensis</i>		
		$\delta^{18}\text{O}$ o/oo	$\delta^{18}\text{O}$ o/oo	$\delta^{13}\text{C}$ o/oo	$\delta^{18}\text{O}$ o/oo	$\delta^{18}\text{O}$ o/oo	$\delta^{13}\text{C}$ o/oo			$\delta^{18}\text{O}$ o/oo	$\delta^{18}\text{O}$ o/oo	$\delta^{13}\text{C}$ o/oo			
0	2,50	0,30	3,62	-1,13	0	1,06	-	3,38	-0,67						
10	2,98	1,02	3,46	-1,23	20	1,51	-	3,48	-0,71						
20	3,46	1,40	3,38	-1,05	50	2,52	-	3,50	-0,67						
30	3,94	-0,33	3,44	-1,19	70	3,36	-	3,39	-0,91						
40	4,42	-0,23	3,46	-1,08	80	3,82	-	3,37	-0,87						
50	4,90	-0,22	3,58	-1,11	90	4,28	-	3,33	-0,95						
60	5,38	-0,16	3,67	-1,15	100	4,76	-	3,46	-0,80						
70	5,86	-0,11	3,53	-1,25	120	5,73	2,37	3,29	-0,93						
80	6,34	0,56	3,62	-1,32	130	6,21	2,37	3,35	-1,02						
90	6,82	-0,40	3,44	-1,32	140	6,68	2,22	3,36	-1,07						
100	7,30	-0,65	3,62	-1,47	150	7,13	2,24	3,21	-1,05						
110	7,73	-0,65	3,78	-1,34	160	7,56	2,23	3,50	-1,10						
120	8,15	0,20	3,81	-1,33	170	7,97	2,36	3,55	-1,19						
130	8,58	-0,63	3,65	-1,31	180	8,34	2,75	3,63	-1,31						
140	9,00	-0,85	3,51	-1,24	190	8,67	2,50	3,51	-1,37						
150	9,25	-0,93	3,71	-1,25	200	8,96	2,74	3,59	-1,25						
160	9,50	1,28	3,73	-1,25	210	9,21	2,56	3,62	-1,47						
170	9,75	0,33	3,93	-1,35	220	9,30	2,75	3,51	-1,45						
180	10,00	0,91	3,91	-1,32	230	9,40	2,74	3,58	-1,41						
190	10,25	1,57	3,92	-1,25	240	9,45	2,76	3,48	-1,31						
200	10,50	1,95	4,03	-1,14	250	9,50	2,71	3,52	-1,48						
210	10,75	1,57	4,10	-1,25	260	9,58	2,77	3,59	-1,28						
220	11,00	2,49	4,17	-1,28	270	9,65	2,77	3,74	-1,46						
230	11,08	2,17	4,25	-1,26	280	9,73	3,04	3,95	-1,48						
240	11,17	2,29	4,35	-1,40	290	9,82	2,92	3,62	-1,51						
250	11,25	2,80	4,58	-1,45	300	9,92	2,87	3,85	-1,48						
260	11,50	3,08	4,71	-1,15	310	10,02	2,98	3,78	-1,47						
270	11,64	3,02	4,77	-1,10	320	10,14	2,97	3,95	-1,29						
280	11,78	2,85	4,58	-1,28	330	10,27	2,91	4,00	-1,00						
290	11,92	2,82	4,72	-1,15	340	10,42	3,12	3,99	-1,14						
300	12,06	2,64	4,61	-1,23	350	10,58	3,21	4,00	-0,93						
310	12,20	2,80	4,64	-1,17	360	10,76	2,94	3,92	-1,32						
320	12,34	2,90	4,68	-1,21	370	10,96	2,44	3,94	-1,54						
330	12,48	2,83	4,83	-1,12	380	11,18	2,69	3,96	-1,73						
340	12,62	3,16	4,93	-1,16	390	11,43	2,42	3,87	-1,91						
350	12,76	3,43	4,88	-1,25	400	11,70	2,94	4,19	-1,70						
360	12,90	3,43	4,89	-1,16	410	12,00	2,70	4,17	-1,71						
370	13,09	3,22	4,99	-1,20	420	12,32	2,84	4,06	-1,97						
380	13,27	3,54	5,06	-1,17	430	12,33	2,77	4,08	-1,78						
390	13,46	3,17	5,00	-1,15	440	12,34	3,10	-	-						
400	13,64	3,05	4,91	-1,32	450	12,35	2,63	-	-						
410	13,83	3,09	4,86	-1,27	460	12,36	2,86	-	-						
420	14,01	2,71	5,13	-1,30	470	12,37	3,08	-	-						
430	14,20	3,27	5,28	-1,17	480	12,38	2,86	-	-						
440	14,41	2,68	5,34	-1,20	490	12,39	2,77	-	-						
450	14,62	3,07	5,21	-1,31	500	12,49	2,92	4,11	-1,57						
460	14,83	2,76	5,26	-1,17	510	12,62	2,94	4,15	-1,41						
470	15,04	3,10	5,32	-1,13	520	12,75	2,90	4,24	-1,33						
480	15,25	3,37	5,35	-1,14	530	12,88	3,71	4,07	-1,35						
490	15,45	3,11	5,15	-1,13	540	13,01	3,83	4,44	-1,20						
500	15,66	3,29	5,25	-1,14	550	13,14	3,93	4,29	-1,37						
510	15,87	3,05	5,02	-1,16	560	13,27	3,98	4,35	-1,39						
520	16,08	3,22	5,07	-1,16	570	13,40	3,79	4,50	-1,48						
530	16,29	3,02	4,91	-1,24	580	13,53	3,57	4,46	-1,34						
540	16,50	2,90	4,88	-1,26	590	13,66	3,93	4,54	-1,34						
					600	13,79	4,01	4,47	-1,41						
					610	13,92	3,95	4,66	-1,29						
					620	14,05	3,99	4,65	-1,23						
					630	14,18	3,77	4,67	-1,21						
					640	14,31	3,95	4,64	-1,24						
					650	14,44	3,88	4,58	-1,24						
					660	14,57	3,95	4,69	-1,38						
					670	14,70	3,47	4,78	-1,29						
					680	14,83	3,76	4,59	-1,34						
					690	14,96	3,54	4,68	-1,27						
					700	15,09	3,48	4,70	-1,27						

Il n'y a toutefois pas d'inversion d'âges hors de l'écart-type des mesures. Nous n'avons pu obtenir d'âge pour la surface de la carotte, faute d'un nombre suffisant de foraminifères.

Compte tenu des limitations, la régression polynomiale obtenue à partir de ces valeurs permet d'obtenir l'âge des foraminifères planctoniques aux différentes profondeurs de la carotte avec une incertitude inférieure à 400 ans (à un écart type). Les âges correspondants sont reportés tableau 1.

Pour la carotte CH 84-04, les foraminifères planctoniques ne sont pas assez nombreux pour permettre des datations  $^{14}\text{C}$  par AMS.

Nous disposons, pour servir de référence chronostratigraphique, d'une carotte prélevée dans l'Océan Pacifique équatorial (TR 163-31), datée au  $^{14}\text{C}$  par AMS sur cette période de temps (Shackleton *et al.*, 1988). Sa profondeur est voisine (3 210 m) de celle de la carotte CH 84-04, et les variations du rapport isotopique de l'oxygène et du carbone des foraminifères benthiques (*Uvigerina peregrina*) sont assez semblables. Nous avons reporté figure 4 les signaux  $\delta^{18}\text{O}$  des deux carottes, ceux de la carotte TR 163-31 étant reportés en fonction des âges (Shackleton *et al.*, 1988). Les niveaux correspondants des deux carottes ont été définis de façon qualitative, en comparant les petites oscillations de  $\delta^{18}\text{O}$  dans la courbe. Ils sont indiqués en grisé sur la figure 3.

Cette identification événement par événement permet la définition d'une échelle d'âge (tab. 2). Les âges interpolés pour les différentes profondeurs de la carotte CH 84 04 sont reportés dans le tableau 1. Les relations âge/profondeur pour les deux carottes CH 84-04 et

CH 84-14 sont voisines et régulières (fig. 4). Elles ne montrent pas d'accident brusque qui pourrait suggérer des anomalies dans les estimations d'âge, ou dans les conditions de sédimentation.

## LES EAUX PROFONDES ET INTERMÉDIAIRES

Les profils isotopiques (oxygène et carbone) obtenus sur les foraminifères benthiques sont reportés en fonction de l'âge (fig. 5).

Les signaux  $\delta^{18}\text{O}$  des carottes CH 84-04 et TR 163-31, prélevées à des profondeurs et dans des eaux de caractéristiques physiques voisines, sont pratiquement identiques.

Les valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques au sommet de la carotte CH 84-04 sont proches des valeurs à l'équilibre isotopique avec l'eau de fond : à une température de  $+1,5^\circ\text{C}$  et une salinité de  $+34,65\text{‰}$  (Levitus 1982) correspond un  $\delta^{18}\text{O}$  estimé à  $+3,5\text{‰}$  pour *Uvigerina* (Shackleton 1974), à comparer à  $+3,6\text{‰}$  pour le sommet de cette carotte. Pour la carotte CH 84-14, moins profonde (978 m), la température de l'eau de fond est  $+2,8^\circ\text{C}$  et la salinité  $34,35\text{‰}$  (Levitus 1982), ce qui donne  $+3,1\text{‰}$  pour le  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères à l'équilibre isotopique, à comparer à  $+3,4\text{‰}$  au sommet de la carotte.

Mais la variabilité isotopique est relativement forte à l'Holocène, et aucune des carottes ne couvre réellement la période actuelle, le carottage Küllenberg éliminant la partie la plus superficielle du sédiment.

Tableau 2

Datations à l'AMS tandétron des foraminifères de la carotte CH 84-14. Profondeur, espèce planctonique analysée (bull: *G. bulloides*, pach.s.: *N. pachyderma* s.), âge, déviation standard (1s), espèce benthique (U. aki: *Uvigerina akitaensis*, U/Bol: mélange d'*Uvigerina* et de *Bolivina*, bol: *Bolivina* sp), âge, déviation standard (1s), et âges estimés à partir des âges mesurés sur les foraminifères planctoniques, corrigés de l'âge de l'eau superficielle (-560 ans).

Carotte CH 84-04: références profondeur vs âge estimées dans ce travail (cf. texte).

$^{14}\text{C}$  dating with AMS Tandetron of the foraminifera in core CH 84-14. Depth, planktonic species (bull: *G. bulloides*, pach.s.: *N. pachyderma* s.), age, standard deviation, benthic species (U. aki: *Uvigerina akitaensis*, U/Bol: mixed assemblage of *Uvigerina* and *Bolivina*, bol: *Bolivina* sp) age, standard deviation, and ages estimated for the core using the AMS datings of the planktonic foraminifera corrected from the age of surface waters (-560 yr). In core CH 84-04 the estimated ages of the reference levels versus their depth.

CH 84-14							CH 84-04		
prof (cm)	F.plauct sp	Age (an BP)	Dev.st. (an)	F.benth. sp.	Age (an BP)	Dev. st. (an)	Age corr. (-560 ans) (an BP)	prof (cm)	age (an BP)
70	-	est. 3550	-	U. aki.	4 200	90	est. 3550	0	2500
180	-	-	-	U. aki.	9 380	130	-	100	7300
230	bull.	10 000	140	U. aki.	10 850	140	9 440	140	9000
280	bull.	10 230	140	U. aki.	11 060	150	9 670	200	10500
310	bull.	10 640	150	U/bol.	11 370	130	10 080	220	11000
340	bull.	10 870	150	U. aki.	11 630	180	10 310	260	11500
400	bull.	12 180	160	bol.	13 200	150	11 620	360	12900
430	bull.	12 820	180	bol.	13 010	170	12 260	430	14200
480	bull.	12 750	150	bol.	13 930	220	12 190	540	16500
510	bull.	13 060	140	bol.	13 500	200	12 500		
520	-	-	-	U. aki.	13 520	180	-		
550	pach s.	13 830	150	U. aki.	14 140	200	13 270		
560	bull.	13 720	160	-	-	-	-		
590	pach s.	14 100	190	-	-	-	-		
600	bull.	14 350	170	-	-	-	-		
690	bull.	15 570	210	U. aki.	15 940	190	15 010		

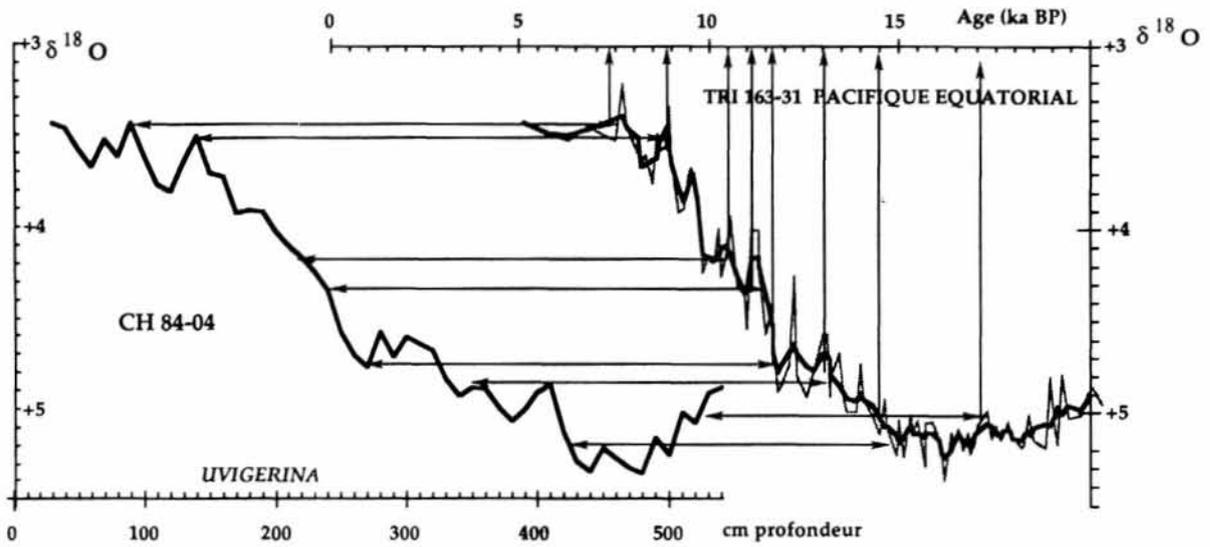


Figure 3

Comparaison entre les profils isotopiques  $\delta^{18}\text{O}$  benthiques de la carotte CH 84-04 (dessinée en fonction de la profondeur (en cm), et de la carotte TR 163-31 (dessinée en fonction de l'âge en ka BP). Les niveaux associés sont marqués par une ligne fine.  
 Comparison between the  $\delta^{18}\text{O}$  profiles of the benthic foraminifera in cores CH 84-04 (plotted versus depth in cm) and core TR 163-31 (plotted versus age in ka BP). The corresponding levels are marked by a thin line.

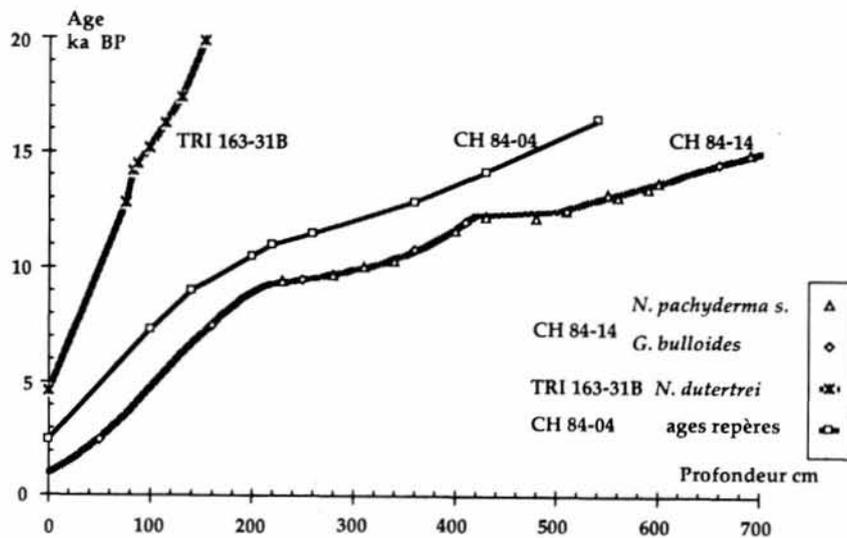


Figure 4

Diagramme âge-profondeur pour les carottes CH 84-14, CH 84-04 et TR 163-31.  
 Age-depth plot for the cores CH 84-14, CH 84-04 and TR 163-31

Si l'on considère la période commune 3,5 à 7 ka BP, la moyenne des écarts de  $\delta^{18}\text{O}$  entre les *Uvigerina* des carottes CH 84-04 et CH 84-14 est de 0,2 ‰, au lieu des 0,4 ‰ estimés à partir de l'hydrologie actuelle. Ces différences ne sont pas significatives, compte tenu des données dont nous disposons.

Plusieurs oscillations s'ajoutent à la tendance générale de diminution du  $\delta^{18}\text{O}$  au cours de la déglaciation. Celles-ci ne correspondent pas dans le détail aux deux "terminaisons" IA et IB décrites dans l'Océan Atlantique nord (Duplessy *et al.*, 1980 ; Bard *et al.*, 1987) : la diminution de  $\delta^{18}\text{O}$  commence vers 14 ka BP (fig. 5) puis, après une pause, s'accélère vers 13 ka BP, pour ralentir vers 12 ka BP, puis montre de nouvelles accélérations vers 11,5 ka BP et 9,5 ka BP. Dans l'Océan Atlantique, le début de la déglaciation est donné à 14 ka BP, la transition IA à 12,5 ka BP, et la transition IB à 9,5 ka BP (Bard *et al.*, 1987).

L'évolution du  $\delta^{18}\text{O}$  de *Uvigerina* dans la carotte CH 84-14 est voisine de celle des carottes plus profondes pendant la première partie de la déglaciation : la diminution du  $\delta^{18}\text{O}$  débute vers 13 ka BP, puis l'évolution est approximativement parallèle à celle des carottes plus profondes jusqu'à 10,5 ka BP. Pendant cette période, le  $\delta^{18}\text{O}$  de la carotte CH 84-14 reste à des valeurs plus négatives en moyenne de 0,7 ‰ que le  $\delta^{18}\text{O}$  de la carotte CH 84-04. Puis, entre 10,5 et 9,5 ka BP, les  $\delta^{18}\text{O}$  benthiques des trois carottes deviennent progressivement identiques, compte tenu des différentes incertitudes.

L'interprétation de cette évolution implique l'existence de changements de température de l'eau, la différence de

composition isotopique entre ces carottes étant trop grande pour être expliquée par des effets de salinité. L'amplitude des variations isotopiques moyennes de l'océan entre période glaciaire et interglaciaire est estimée à 1,1 ‰ (Labeyrie *et al.*, 1987), soit l'essentiel de l'évolution observée dans la carotte CH 84-14 : celle-ci ne fait donc pas apparaître de variation significative de la température de l'eau intermédiaire lors de la transition glaciaire interglaciaire dans l'Océan Pacifique Nord.

A l'opposé, il a été démontré que l'amplitude du changement de  $\delta^{18}\text{O}$  de 1,7 ‰ observée dans la carotte V 19-30, caractéristique du Pacifique équatorial profond, valeur que l'on retrouve dans les carottes CH 84-04 et TR 163-31, impliquait des températures de l'eau profonde approximativement 2°C plus froides pendant le dernier glaciaire que maintenant (Labeyrie *et al.*, 1987). La comparaison entre les profils de  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques de ces différentes carottes permet donc de dater le réchauffement des eaux profondes de l'Océan Pacifique entre 10,5 et 9,5 ka BP.

La comparaison des signaux  $\delta^{13}\text{C}$  des *Uvigerina* des carottes CH 84-04 et TR 163-31 (fig. 5) apporte un complément d'information important : c'est aussi à cette époque que le gradient isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$  à travers l'Océan Pacifique s'est rétabli, traduisant une baisse relative de la ventilation des eaux du Pacifique nord-ouest (carotte CH 84-04), par rapport aux eaux de basse latitude. Cette ventilation plus basse des eaux profondes du Pacifique Nord s'est conservée jusqu'à présent. Elle correspond à l'absence de convection profonde sur la bordure nord de l'Océan Pacifique. Les eaux profondes ne sont ventilées que par l'apport d'eau profonde nord Atlantique en partie recyclée dans la zone circum-

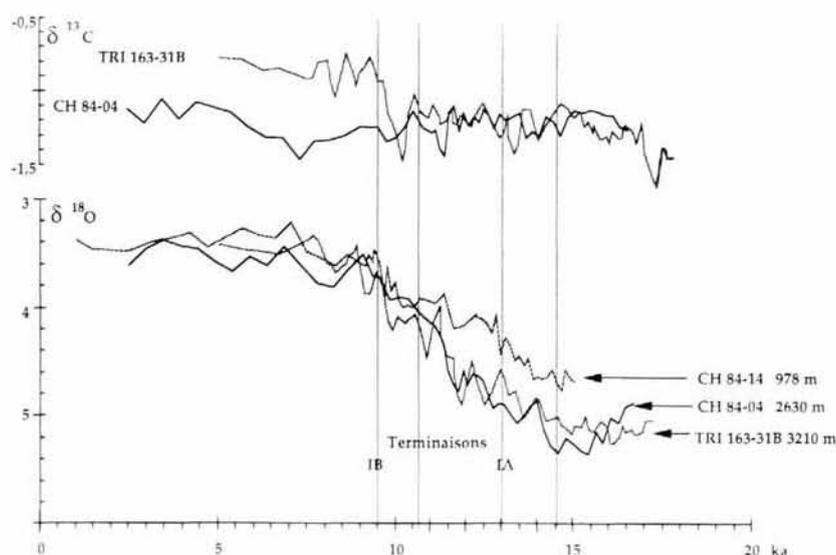


Figure 5

Comparaison des profils  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  des foraminifères benthiques des carottes CH 84-14, CH 84-04 et TR 163-31, reportés en fonction de l'âge en ka BP.  
Comparison of the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  profiles for the benthic foraminifera in cores CH 84-14, CH 84-04 and TR 163-31, plotted versus age in ka BP.

Antarctique. A contrario, nos mesures sont en accord avec l'hypothèse d'une ventilation profonde au moins partielle, pendant le dernier glaciaire, dans le nord Pacifique, (émise par Duplessy *et al.*, 1988). L'arrêt de cette convection profonde aurait facilité, vers 10 ka BP, le réchauffement des eaux profondes avec la reprise de l'influence globale des eaux profondes nord Atlantique sur la circulation.

EAUX DE SURFACE

Les signaux  $\delta^{18}O$  des foraminifères planctoniques (*G. bulloides*) des carottes CH 84-04 et CH 84-14 sont reportés figure 6 en fonction de l'âge.

Les profils  $\delta^{18}O$  benthiques ont été reportés, à titre de référence. Les deux carottes CH 84-14 et CH 84-04 sont situées respectivement au nord et au niveau du front hydrologique séparant le Kuroshio de l'Oyashio (fig. 1). L'amplitude des variations saisonnières de température y est actuellement considérable : à 50 m de profondeur, les températures varient de +3° en hiver à +13,5°C en été à l'emplacement de la carotte CH 84-14, et de +12°C en hiver, à +18°C en été à l'emplacement de la carotte CH 84-04 (Lévitus, 1982). Les  $\delta^{18}O$  des *bulloides* en surface des sédiments (tab. 1) sont approximativement représentatifs des températures de fin d'hiver : +3,8°C pour la carotte CH 84-14, et +13°C pour la carotte CH 84-04. En période glaciaire, les deux carottes se trouvaient au nord de la zone frontale, dans des eaux de caractéristiques polaires (Thomson, 1981), comme le confirme la présence d'une faune quasi monospécifique à

*Neogloboquadrina pachyderma senestra* à la base de chacune des carottes. La carotte CH 84-04 représente donc une zone qui a connu des changements de température considérables, ce qui explique les 4‰ d'amplitude du signal  $\delta^{18}O$  des *bulloides*. En revanche, la zone de la carotte CH 84-14 n'a connu que des changements de température limités, et le signal  $\delta^{18}O$  des *bulloides* a dû suivre en grande partie les variations du  $\delta^{18}O$  de l'eau. Pour préciser l'influence de la température sur ces valeurs  $\delta^{18}O$  des *bulloides*, nous avons utilisé l'adaptation réalisée par W. Prell (1985) de la méthode de reconstruction des paléotempératures dite "par analogues modernes".

Cette technique repose sur une analyse statistique de la distribution des espèces de foraminifères dans les échantillons fossiles, par comparaison avec les distributions actuelles, en utilisant des index de dissimilarité. La base de données de référence est celle du programme CLIMAP (1981). Les estimations ont été réalisées dans la carotte CH 84-14, pour les températures d'hiver de l'eau de surface, avec une précision des estimations de l'ordre de  $\pm 1^\circ C$  (fig. 6 e).

Cette méthode prédit, en surface de la carotte, une température de l'eau de +2,2°C, à comparer avec +3,3°C pour la moyenne hivernale actuelle. Pendant la déglaciation, les changements de température estimés ne dépassent pas +1°C. Leur effet sur le  $\delta^{18}O$  des *bulloides* est donc inférieur à 0,25 ‰.

Les premières indications de la déglaciation données par les signaux  $\delta^{18}O$  apparaissent dans les deux carottes à 13 ka BP (fig. 6 c et 6 d), donc 1 à 2 ka après l'Atlantique

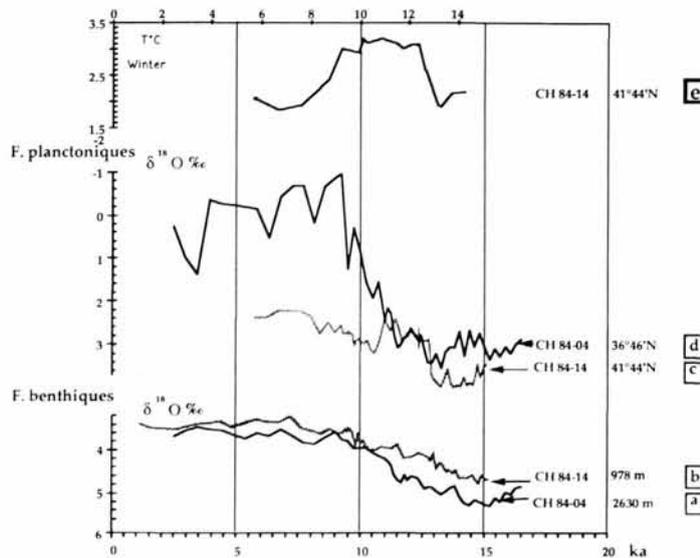


Figure 6

Diagramme récapitulatif des résultats isotopiques des carottes CH 84-04 et CH 84-14, dessinés en fonction de l'âge en ka BP : a)  $\delta^{18}O$  des *Uvigerina akitaensis* de la carotte CH 84-04 ; b)  $\delta^{18}O$  des *U. akitaensis* de la carotte CH 84-14 ; c)  $\delta^{18}O$  des *Globigerina bulloides* de la carotte CH 84-14 ; d)  $\delta^{18}O$  des *G. bulloides* de la carotte CH 84-04 ; e) estimation des températures de surface d'hiver pour la carotte CH 84-14  
 Recapitulation of the isotopic results in cores CH 84-14 and CH 84-04, plotted versus age in ka BP : a)  $\delta^{18}O$  of *Uvigerina akitaensis* from core CH 84-04 ; b)  $\delta^{18}O$  of *U. akitaensis* from core CH 84-14 ; c)  $\delta^{18}O$  of *Globigerina bulloides* from core CH 84-14 ; d)  $\delta^{18}O$  of *G. bulloides* from core CH 84-04 ; e) Winter Sea Surface temperature estimates for core CH 84-14.

Nord (Bard *et al.*, 1987). La carotte CH 84-14 montre pendant cette période une diminution brutale du  $\delta^{18}\text{O}$  (-1‰), qui n'est que partiellement explicable par la montée de température. Il est donc nécessaire de faire l'hypothèse d'un apport d'eau d'origine continentale, de  $\delta^{18}\text{O}$  bas, probablement associé à un signal de fonte des glaces continentales. Une large anomalie négative du  $\delta^{18}\text{O}$  de la silice de diatomées, attribuable à un apport d'eau de fonte d'origine continentale a déjà été mis en évidence au début de la déglaciation dans une carotte de la Mer de Béring (Sancetta *et al.*, 1985).

Nos résultats montreraient donc la généralité de cet évènement de fonte dans le nord et le nord-ouest Pacifique au début de la déglaciation.

Une autre contribution à ce signal pourrait venir de la réouverture du seuil de Tsugaru, très proche de la carotte CH 84-14, vers la Mer du Japon : la profondeur de ce seuil est voisine de -80 m. La Mer du Japon n'était reliée à l'Océan Pacifique pendant le dernier glaciaire que par un passage étroit, au sud, et était partiellement dessalée (Morley *et al.*, 1986). Mais Fairbanks (1989) a daté la remontée du niveau de la mer au dessus de la cote -80 m à 12 kaBP, soit 1 000 ans après le début de l'anomalie observée dans la carotte CH 84-14. Vers 10,5 ka BP, la carotte CH 84-14 montre une augmentation de 0,8 ‰ du  $\delta^{18}\text{O}$  des *G. bulloides* (fig. 6c), alors que les températures de surface restent légèrement plus élevées qu'à l'actuel. Il s'agit vraisemblablement de la fin de l'apport d'eau de fonte dans la région. Le  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* de la carotte CH 84-04 se met simultanément à décroître rapidement, ce qui correspond au passage du front vers le nord de la carotte.

On assiste donc à la mise en place de la circulation moderne, avec les sédiments de la carotte CH 84-14 sous l'influence de l'Oyashio froid, et ceux de la carotte CH 84-04 sous celle du Kuroshio chaud. Les températures de surface modernes (indiquées par le  $\delta^{18}\text{O}$  des *G. bulloides* pour la carotte CH 84-04 (fig. 6d), et par la fonction de transfert pour la carotte CH 84-14 (fig. 6e) sont atteintes entre 9 et 8 ka BP.

## CONCLUSION

La comparaison des données isotopiques des carottes CH 84-04, CH 84-14, et TR 163-31 nous a donc permis de montrer trois résultats principaux :

- Le signal de la déglaciation dans les eaux profondes de l'Océan Pacifique apparaît synchrone, ou peu en retard (moins de 1 000 ans), par rapport au signal observé dans l'Océan Atlantique Nord.
- Les eaux profondes de l'Océan Pacifique ne semblent atteindre les caractéristiques de la circulation thermohaline actuelle qu'aux environs de 9,5 ka BP.

Duplessy *et al.*, (1989) avaient déjà obtenu ce résultat à partir de la comparaison des compositions isotopiques des foraminifères benthiques et planctoniques de la carotte TR 163-31.

Toutefois, le  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques de cette carotte, située à proximité de la divergence équatoriale, peut avoir été affecté par une histoire locale, et donc n'est pas la bonne référence pour la comparaison avec les foraminifères benthiques. Chinzei et Oba (1986), avaient observé des changements de  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques similaires, sur des carottes situées plus au sud, avec des vitesses de sédimentation plus faibles, et datées très irrégulièrement. Ils interprétaient leurs données en terme de changement de salinité des eaux profondes du nord de l'Océan Pacifique. L'analogie que nous avons observée dans l'évolution des  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques pour les carottes CH 84-04 et TR 163-31 permet de prouver que les effets de salinité ne peuvent expliquer au plus que 0,2 ‰ des changements de  $\delta^{18}\text{O}$ , la différence maximum mesurée entre les deux enregistrements (fig. 5).

Notre étude est la première qui, par comparaison entre trois signaux  $\delta^{18}\text{O}$  benthiques de l'Océan Pacifique, dont deux sont datés à l'AMS, montre une évolution importante de la circulation thermohaline vers 9-10 ka BP, période de transition entre les modes glaciaires et modernes de la circulation profonde.

- Les eaux de surface du nord-ouest Pacifique ont eu une histoire plus complexe, qu'il a été possible de préciser en partie : la déglaciation a été marquée au début, vers 13 ka BP, par une anomalie négative du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques, signal attribué à un évènement de fonte de glace continentale.

Toutefois, une partie du signal, vers 12 ka BP, peut avoir eu une origine différente, un apport d'eaux plus douces sortant la Mer du Japon après l'ouverture du passage de Tsugaru. Le réchauffement des eaux de surface à la position de la carotte CH 84-04 (36°N) n'a débuté que vers 12,5 ka BP.

## Remerciements

Les analyses isotopiques ont été réalisées par B. Lecoat assistée de J. Antignac, les préparations des échantillons pour les datations AMS au Tandétron par P. Maurice assisté de E. Kaltnecker. La campagne Estase a été réalisée sur le N/O Jean Charcot avec le support de GENAVIR, de l'IFREMER et de l'INSU (PIROCEAN). L'équipage, les officiers, et tout particulièrement le Commandant Hubert Guidal doivent être remerciés pour l'efficacité avec laquelle ils ont préparé et mis en oeuvre cette campagne. L'ensemble du personnel scientifique de la mission a participé aux opérations de carottage et bathymétrie. Doivent être remerciés en particulier

F. Guichard, M. Fontugne, W. Dudley, K. Harada, H. Okada et K. Otsuka. W. Prell et W. Howard (Brown University) nous ont aimablement communiqué la version Macintosh du programme d'analyse par la méthode des analogues. J. Duprat (Université de Bordeaux 1) a réalisé pour nous les comptages spécifiques et l'estimation des changements de température pour la carotte CH 84-14. L'étude des carottes et les datations à l'AMS Tandétron ont été réalisées grâce au soutien "de base" du C.N.R.S. et du C.E.A. au Centre des Faibles Radioactivités, auquel se

sont ajoutés les financements des programmes "Programme d'Etude de la Dynamique du Climat" de l'INSU, et le contrat "Contrôle du CO<sub>2</sub> par les océans" de la CEE n°EV4C-0072-F.

C. Grazzini et un rapporteur anonyme ont contribué à la version finale de cet article en effectuant une revue détaillée de la version préliminaire.

Publication n°1113 du C.F.R.

## REFERENCES

- Bard E. (1988). Correction of accelerator mass spectrometry <sup>14</sup>C ages measured in planktonic foraminifera: paleoceanographic implications, *Paleoceanography*, **3**, 635-645.
- Bard E., M. Arnold, P. Maurice, J. Duprat, J. Moyes, J.-C. Duplessy (1987). Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by <sup>14</sup>C accelerator mass spectrometry, *Nature*, **328**, 791-794.
- Bard E., L.D. Labeyrie, M. Arnold, M. Labracherie, J.-J. Pichon, J. Duprat, J.-C. Duplessy (1989). AMS <sup>14</sup>C ages measured in deep sea cores from the Southern Ocean : Implications for sedimentation rates during isotope stage 2, *Quaternary Research* **31**, 309-317.
- Chinzei K., T. Oba (1986). Oxygen isotope studies of the deep sea sediments around Japan, in: Recent Progress of Natural Sciences in Japan, **11**, *Quaternary Research*, 35-43.
- CLIMAP (1981). Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum, Geol. soc. of America, Boulder Co. *GSA Map and Chart Ser.*, MC-36.
- Craig H., W.S. Broecker, D. Spencer (1981). GEOSECS Pacific Expedition, 4, Sections and Profiles, p 251, IDOE NSF, Washington DC.
- Duplessy J.-C. (1978). Isotope studies, in Climatic Changes, ed. J. Gribbin (Cambridge University Press), Cambridge, 46-67.
- Duplessy J.-C., J. Moyes, C. Pujol (1980). Deep water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age, *Nature*, **286**, 479-482.
- Duplessy J.-C., N.J. Shackleton, R.G. Fairbanks, L.D. Labeyrie, D. Oppo, N. Kallel (1988). Deep water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deep water circulation, *Paleoceanography*, **3**, 343-360.
- Duplessy J.-C., M. Arnold, E. Bard, A. Juillet-Leclerc, N. Kallel, L.D. Labeyrie (1990). AMS <sup>14</sup>C study of transient events and of the ventilation rate of the Pacific intermediate water during the last deglaciation, *Radiocarbon*, sous presse.
- Emiliani C. (1955) Pleistocene temperatures, *J. Geol.*, **63**, 538-578.
- Epstein S., R. Buchsbaum, H. Lowenstam, H.C. Urey (1953). Revised carbonate water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **64**, 1315-1326.
- Fairbanks R.G. (1989). A 17 000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation, *Nature* **342**, 637-642.
- Kroopnick P. (1985). The distribution of <sup>13</sup>C of ΣCO<sub>2</sub> in the world oceans, *Deep Sea Res.*, **32**, 57-84.
- Labeyrie L.D., J.-C. Duplessy, P.L. Blanc (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125 000 years, *Nature*, **327**, 477-482.
- Levitus S. (1982). Climatological Atlas of the World Ocean. *NOAA Prof. Paper*, **13**, 1-173.
- Mook W.G., J.-C. Bommerson, W.H. Stverman (1974). Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **22**, 169-176.
- Morley J.J., L.E. Heusser, Sarro T. (1986). Latest Pleistocene and Holocene paleoenvironment of Japan and its marginal sea, *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **53**, 349-358.
- Ostlund H.G., C. Craig, W.S. Broecker, D. Spencer (1987). GEOSECS Atlantic, Pacific, and Indian Ocean Expeditions. Shorebased Data and Graphics, Geosecs Atlas Series, vol. 7, 200pp., U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 20402.
- Prell W.L. (1985). The stability of low-latitude sea-surface temperatures: an evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies, Rep.TR 025, U.S. Department of Energy, Washington, DC, 60 pp.
- Sancetta C., L. Heusser, L.D. Labeyrie, A.S. Naiudu, S.W. Robinson (1985). Wisconsin-Holocene paleoenvironment of the Bering Sea: evidence from diatoms, pollens, oxygen isotopes and clay minerals, *Mar. Geol.* **62**, 55-68.
- Shackleton N.J. (1967). Oxygen isotopic analyses and Pleistocene temperatures re-assessed, *Nature*, **215**, 15-17.
- Shackleton N.J. (1974). Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial, in: Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du pléistocène, *Colloques internationaux du CNRS*, **119**, 203-210, CNRS Paris
- Shackleton, N.J., J.-C. Duplessy, M. Arnold, P. Maurice, M.A. Hall, J. Cartledge (1988). Radiocarbon age of last glacial Pacific deep water, *Nature*, **335**, 708-711.
- Thompson P.R. (1981). Planktonic foraminifera in the western north Pacific during the past 150 000 years: comparison of modern and fossil assemblages, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **35**, 241-279.
- Urey H.C. (1947). Thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.*, 562-581.
- Wendt I. (1968). Fractionation of carbon isotopes and its temperature dependence in the system CO<sub>2</sub>-Gas-CO<sub>2</sub> in solution and HCO<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub> in solution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**, 64-68.

