



[Home](#) [Browse](#) [Search](#) [My Settings](#) [Alerts](#) [Help](#) [Live Chat](#)

**Quick Search** Title, abstract, keywords

**search tips** Journal/book title

**Comptes Rendus Geosciences**

Volume 337, Issues 10-11, August 2005, Pages 897-907

[Result list](#) | [previous](#) < 4 of 16 > [next](#)

[SummaryPlus](#)

[Full Text + Links](#)

[PDF \(345 K\)](#)

[View thumbnail images](#) | [View full size images](#)

Add to my Quick Links Cited By E-mail Article Save as Citation Alert

Export Citation Citation Feed



[View Record in Scopus](#)

[Cited By in Scopus \(3\)](#)

doi:10.1016/j.crte.2005.04.011 [Cite or Link Using DOI](#)  
Copyright © 2005 Académie des sciences Published by Elsevier SAS

External Geophysics, Climate and Environment (Climate)  
Heinrich events: hydrological impact  
Les événements de Heinrich : impact hydrologique

**Elsa Cortijo<sup>a</sup>**, , **Jean-Claude Duplessy<sup>a</sup>**, **Laurent Labeyrie<sup>a</sup>**, **Josette Duprat<sup>b</sup>** and **Didier Paillard<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, laboratoire mixte CNRS-CEA, domaine du CNRS, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex, France

<sup>b</sup>EPOC, université de Bordeaux, 33405 Talence cedex, France

Accepted 18 April 2005. Available online 31 May 2005.

## Abstract

The hydrological impact of the massive iceberg discharges during Heinrich events has been quantified for Heinrich 4 about 37 kyr ago. This event took place in a context of relatively stable orbital forcing and global ice volume. In this article, we propose to quantify the hydrological

impact of the Heinrich event 1 which occurred at about 16 kyr BP. This time period is particularly interesting because orbital forcing was strong and it marks the onset of the last deglaciation. The results obtained here show that Heinrich event 1 has a larger isotopic amplitude than Heinrich event 4 when considering the cores located near the melting source. Concerning surface circulation, the northward progression of the North Atlantic Drift is affected only by Heinrich event 4, possibly because of the latitudinal extension of the melting area during this event. **To cite this article: E. Cortijo et al., C. R. Geoscience 337 (2005).**

## Résumé

L'impact hydrologique des décharges massives d'icebergs liées aux événements de Heinrich a été quantifié pour l'événement de Heinrich 4, datant d'environ 37 ka BP, dans un contexte de relative stabilité des paramètres orbitaux et du volume global de glace. Dans cette note, nous proposons de quantifier l'impact hydrologique de l'événement de Heinrich 1, il y a 16 ka BP, qui s'est déroulé au début de la dernière déglaciation, sous des conditions de forçage orbital très différent. Les résultats montrent que l'amplitude isotopique de l'événement de Heinrich 1 est plus grande que celle de l'événement de Heinrich 4, lorsqu'on se place à proximité des sources de fonte. En revanche, la dérive nord-atlantique n'est affectée que pendant l'événement de Heinrich 4, vraisemblablement à cause de la disposition latitudinale de la langue de fonte pendant cet événement. **Pour citer cet article : E. Cortijo et al., C. R. Geoscience 337 (2005).**

**Keywords:** Rapid climatic variability; Last glacial period; Sea water isotopic composition; Heinrich events

**Mots-clés:** Variabilité climatique rapide; Dernière période glaciaire; Composition isotopique de l'eau; Événements de Heinrich

## Article Outline

[Version française abrégée](#)

[Résultats : origine et transport des icebergs](#)

[Discussion](#)

1. [Introduction](#)

2. [Chronostratigraphical constraints](#)

3. [Results: iceberg origin and transport](#)

4. [Discussion](#)

[Acknowledgements](#)

[References](#)

## Version française abrégée

Depuis 900 000 ans, le climat de la Terre est caractérisé par une cyclicité prononcée de 100 000 ans conduisant à l'alternance de courtes périodes interglaciaires, au sein d'un climat glaciaire plus ou moins prononcé. L'amélioration de la résolution temporelle des reconstitutions

paléoclimatiques a montré que le climat des périodes glaciaires, et particulièrement de la dernière, était très instable et oscillait avec une périodicité de l'ordre de quelques milliers d'années. Entre 60 000 et 10 000 ans, les sédiments de l'océan Atlantique nord entre 40 et 55°N, ont enregistré 6 de ces événements majeurs, appelés événements de Heinrich (H) [6] and [17]. Ces événements sont documentés par des niveaux de sédiments très riches en débris lithogènes dans toutes les fractions sédimentologiques, du silt au gravier, et sont pauvres, voire très pauvres, en matériel d'origine biogène, comme les foraminifères. Cette fraction lithogène a été transportée jusqu'au milieu de l'océan Atlantique nord par des icebergs [3], [4] and [5]. Les mécanismes de ces énormes débâcles sont encore mal élucidés. Est-ce que les calottes glaciaires de la Laurentide et de la Fennoscandie qui couvraient le Nord de l'Europe et de l'Amérique ont connu des périodes d'instabilité selon une périodicité qui leur était propre [20] and [21] ? Ou est-ce que ces instabilités sont liées à un forçage interne du système climatique, comme par exemple une périodicité propre à la circulation océanique globale [35] ? Aucun mécanisme n'est pour l'instant unanimement accepté.

Dans cet article, nous nous attachons à quantifier l'impact de ces décharges d'icebergs sur l'hydrologie de surface de l'océan Atlantique nord, au cours de deux de ces événements de Heinrich, H1 il y a 16 ka BP (1 ka = 1000 ans), et H4 il y a 37 ka BP. Ce dernier a déjà fait l'objet d'une étude approfondie qui sera partiellement reprise ici [8] and [36]. Ce travail repose sur l'étude de 36 carottes de sédiment marin (Tableau 1 et Fig. 1). H1 présente la particularité de s'être produit au début de la déglaciation qui a suivi le dernier maximum glaciaire d'il y a 21 ka, donc dans un contexte particulier, aussi bien en termes de taille de calottes (qui étaient encore proches de leur taille maximale) qu'en termes de forçage radiatif de l'insolation (qui était croissant). En revanche, H4 s'est produit en plein cœur du stade isotopique 3, période pendant laquelle les calottes de glace connaissent un développement intermédiaire entre une période interglaciaire et un maximum glaciaire. Le forçage radiatif était également moyen et n'a pas connu de variations importantes au moment de cet événement.

Table 1.

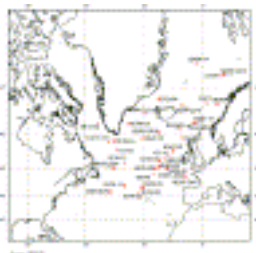
Location of the studied cores, references and SST differences for H1 and H4 (SST during the event – SST before the event). The star indicates a core where the temperatures have been obtained by linear regression between *N. pachyderma* left coiling percentage and summer sea-surface temperature as only the abundance of this species has been quantified in this core

Localisation des carottes étudiées, références et différences de températures pour H1 et H4 (la différence est exprimée selon la formule SST pendant l'événement – SST avant l'événement). L'astérisque signale une carotte dont les températures ont été obtenues par régression linéaire entre le pourcentage de l'espèce *Neogloboquadrina pachyderma* à enroulement senestre et la température des eaux de surface en été, cette carotte n'ayant pas fait l'objet de comptages de la totalité de la microfaune

| Core name | Latitude (°N) | Longitude (West is –) | Studied event | Reference | $\Delta T(H1)$ pdt-avt | $\Delta T(H4)$ pdt-avt |
|-----------|---------------|-----------------------|---------------|-----------|------------------------|------------------------|
|-----------|---------------|-----------------------|---------------|-----------|------------------------|------------------------|

|                 |       |        |             |                       |        |             |
|-----------------|-------|--------|-------------|-----------------------|--------|-------------|
| HM94-3<br>4     | 73.77 | -2.53  | H1          | [30]                  | NA     | NA          |
| MD95-2<br>012   | 72.15 | 11.43  | H1 + H<br>4 | [40]                  | NA     | NA          |
| 23259           | 72.03 | 9.27   | H1          | [30]                  | NA     | NA          |
| PS2644          | 67.87 | -21.77 | H1 + H<br>4 | [37]                  | NA     | NA          |
| 23071           | 67.08 | 2.92   | H1          | [30]                  | NA     | NA          |
| ODP644          | 67.00 | 8.00   | H1 + H<br>4 | [14]                  | NA     | NA          |
| MD99-2<br>278   | 66.55 | -10.12 | H1          | this<br>study         | NA     | NA          |
| JM96-12<br>25/1 | 64.90 | -29.28 | H1          | [16]                  | NA     | NA          |
| NA81-10         | 62.97 | -2.37  | H1          | this<br>study         | NA     | NA          |
| ENAM93<br>-21   | 62.73 | -3.98  | H1 + H<br>4 | [28]                  | NA     | NA          |
| SU90-24         | 62.67 | -37.53 | H1 + H<br>4 | [12]                  | +3 °C* | 0 °C*       |
| HU75-42         | 62.65 | -53.90 | H4          | [13]                  | NA     | NA          |
| ENAM33          | 61.25 | -11.12 | H1          | [27]                  | NA     | NA          |
| MD95-2<br>014   | 60.58 | -22.07 | H1 + H<br>4 | [22]                  | 0 °C   | -4 °C       |
| DAPC2           | 58.97 | -9.62  | H1          | [19]                  | NA     | NA          |
| DS97-2P         | 58.93 | -30.42 | H1          | [26]                  | NA     | NA          |
| SU90-16         | 58.22 | -45.17 | H1 + H<br>4 | this<br>study,<br>[8] | NA     | NA          |
| 90-013-0<br>13  | 58.20 | -48.37 | H4          | [18]                  | NA     | NA          |
| V23-23          | 56.00 | -44.00 | H4          | [24]                  | NA     | NA          |
| NA87-22         | 55.50 | -14.70 | H1 + H<br>4 | this<br>study,<br>[8] | +1 °C  | -1.5 °<br>C |
| V23-81          | 54.00 | -17.00 | H4          | [3] and<br>[4]        | NA     | NA          |
| GIK2341<br>5    | 53.17 | -19.14 | H1          | [40]                  | +3 °C  | 0 °C        |

|               |       |        |             |  |       |             |
|---------------|-------|--------|-------------|--|-------|-------------|
| SU90-39       | 52.57 | -21.93 | H1 + H<br>4 | this<br>study,<br><a href="#">[8]</a>          | NA    | 0 °C        |
| SU90-12       | 51.87 | -39.78 | H4          | <a href="#">[8]</a>                            | NA    | -1 °C       |
| BOFS5K        | 50.67 | -21.87 | H1 + H<br>4 | <a href="#">[23]</a>                           | +4 °C | -3 °C       |
| MD95-2<br>024 | 50.20 | -45.68 | H1 + H<br>4 | <a href="#">[18]</a>                           | NA    | NA          |
| SU90-44       | 50.10 | -17.90 | H1 + H<br>4 | this<br>study,<br><a href="#">[8]</a>          | +3 °C | -3.5 °<br>C |
| ODP<br>609    | 50.00 | -24.00 | H1 + H<br>4 | <a href="#">[3]</a> and<br><a href="#">[4]</a> | NA    | NA          |
| T88-9P        | 48.38 | -25.08 | H4          | <a href="#">[34]</a>                           | NA    | NA          |
| MD95-2<br>002 | 47.45 | -8.53  | H1          | this<br>study                                  | NA    | NA          |
| MD95-2<br>001 | 46.80 | -8.67  | H1          | this<br>study                                  | NA    | NA          |
| SU90-11       | 44.07 | -40.02 | H1 + H<br>4 | this<br>study,<br><a href="#">[8]</a>          | NA    | NA          |
| SU90-08       | 43.52 | -30.40 | H1 + H<br>4 | this<br>study,<br><a href="#">[8]</a>          | +1 °C | -1.5 °<br>C |
| SU90-09       | 43.08 | -31.05 | H1          | <a href="#">[15]</a>                           | NA    | NA          |
| CH69-<br>K09  | 41.75 | -47.35 | H1 + H<br>4 | this<br>study                                  | -3 °C | -2 °C       |
| SU90-05       | 41.63 | -32.25 | H4          | <a href="#">[8]</a>                            | NA    | -3 °C       |



[Display Full Size version of this image](#) (109K)

Fig. 1. Location of the studied cores. The oxygen isotopic composition of the cores used in this paper is obtained only on *Neogloboquadrina pachyderma* left coiling. The filled triangles represent

cores studied for H1 and the open circles cores studied for H4.

Localisation des carottes étudiées. Seules les carottes dont la composition isotopique a été mesurée sur l'espèce *Neogloboquadrina pachyderma* à enroulement senestre ont été utilisées dans cette Note. Les triangles pleins symbolisent les carottes étudiées pour H1 et les cercles vides les carottes étudiées pour H4.

Une chronostratigraphie fiable permettant d'identifier le même événement dans chacune des carottes étudiées est indispensable. Faute de datations dans toutes les carottes, une stratégie multiple a été utilisée pour la construction des échelles chronostratigraphiques, utilisant une combinaison d'outils tels que les dates  $^{14}\text{C}$ , les variations de température des eaux de surface (SST) quand elles sont disponibles, les pics d'abondance de matériel lithogène (IRD) qui caractérisent les niveaux de Heinrich, et le signal isotopique de l'oxygène et du carbone des foraminifères. Les datations au  $^{14}\text{C}$  ne sont fiables que pour H1. Les dates obtenues pour H4 sont entachées d'une barre d'erreur de plusieurs centaines, voire même milliers d'années. La conversion des âges radiocarbone plus récents que 20 ka en âges calendaires a été effectuée grâce au logiciel CALIB REV4.4.2 [32] and [33], après correction des âges réservoirs et tous les âges discutés sont en âge calendaire. Dans les carottes où la datation radiocarbone n'a pas été possible, les événements H1 et H4 ont été repérés grâce au pic d'IRD et datés par corrélation. Dans les hautes latitudes (mer de Norvège ou Nord de l'Atlantique), beaucoup de carottes courtes sont disponibles et H1 seul y a été identifié, en utilisant notamment l'enregistrement isotopique du carbone des foraminifères planctoniques. En effet, l'enregistrement de  $\delta^{13}\text{C}$  de l'espèce de foraminifères planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma* à enroulement senestre montre une faible diminution de l'ordre de 0,1‰, au moment de H1. Cette décroissance peut avoir plusieurs causes, parmi lesquelles des échanges moins efficaces entre l'océan et l'atmosphère, liés à la couverture d'icebergs et à la glace de mer, ou une diminution de la productivité océanique [25].

Les caractéristiques hydrologiques des masses d'eau de surface de l'Atlantique nord ont été reconstruites en utilisant la composition isotopique de l'oxygène des tests de foraminifères planctoniques *N. pachyderma* senestre. Le  $\delta^{18}\text{O}$  des tests de foraminifères enregistre simultanément les variations de température des eaux de surface et les variations de  $\delta^{18}\text{O}$  de la masse d'eau dans laquelle les foraminifères ont grandi. La relation qui lie ces différents paramètres est appelée équation des paléotempératures et a été reformulée par Shackleton [31]

$$T = 16,9 - 4,38 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}) + 0,10 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})^2$$

dans laquelle  $T$  est la température (en °C),  $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$  est la composition isotopique de l'oxygène mesurée sur les tests de foraminifères (‰), et  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  est la composition isotopique de l'eau (‰). De faibles valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcite des foraminifères peuvent donc refléter à la fois des

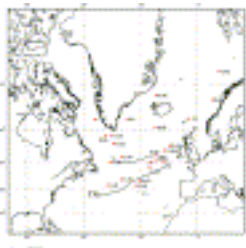
conditions de température élevées ou de composition isotopique de l'eau faibles (autrement dit, de faible salinité). A l'inverse, de fortes valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcite des foraminifères reflètent des températures basses ou des salinités élevées.

Idéalement, la reconstruction des conditions hydrologiques devrait donc être réalisée à partir de reconstitutions de température et de salinité des eaux de surface telles que ce qui a été précédemment obtenu pour le dernier maximum glaciaire [7] and [11], ou pour le H4 [8]. Dans le cas de H1, les reconstitutions quantitatives de température des eaux de surface ne sont disponibles que sur quelques carottes (voir [Tableau 1](#)). En ce qui concerne H4, les comptages de faunes de foraminifères ont montré que l'événement s'était accompagné d'une diminution de la température de l'ordre de 1 à 4 °C [4], [8] and [9], ce qui se traduira par une augmentation de 0,25 à 1‰ du  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcite.

Pour évaluer l'impact de ces deux événements sur l'hydrologie de l'Atlantique nord et de la mer de Norvège, deux reconstitutions ont été effectués. L'amplitude du changement de  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcite a été évaluée par la différence entre les valeurs avant l'événement et les valeurs pendant. Pour prendre en compte les changements globaux de volume de glace intervenant pendant chacun de ces deux événements, l'amplitude calculée a été corrigée de  $-0,08\%$  pour H1 (estimés selon [2]) et  $+0,06\%$  pour H4 (estimés selon [39]). Cette reconstitution permet de comparer l'impact sur les masses d'eau de surface des deux événements, mais elle intègre à la fois les variations de température et celles de composition isotopique de l'eau, donc de salinité.

### Résultats : origine et transport des icebergs

Les résultats obtenus pendant H4 montrent une structure latitudinale marquée pour l'extension des eaux de fonte, centrée sur 45–50°N, en provenance de la Laurentide ([Fig. 2](#)), avec une faible contribution des calottes européennes. En effet, bien que peu de carottes de mer de Norvège atteignent le H4, les données sont suffisantes pour déterminer que l'amplitude isotopique associée à cet événement ne dépasse pas 0,7‰ dans le détroit du Danemark (contre 1,6‰ pendant H1). L'apport d'eau de fonte est donc géographiquement très circonscrit au contour immédiat du Groenland. En Atlantique, la langue d'eau de fonte s'étire le long de 50°N, et les amplitudes ne dépassent pas 2‰ en plein centre du bassin. Cette amplitude, qui n'a pas été corrigée de l'effet de la diminution de température, doit donc être augmentée de 0,25 à 1‰ selon les sites, pour tenir compte de l'effet de fonte des glaces qui apportent de l'eau de très faible rapport isotopique et donc de très faible salinité.

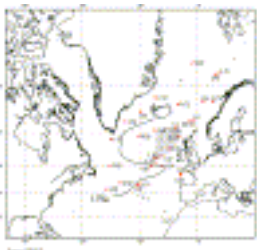


[Display Full Size version of this image](#) (96K)

Fig. 2. Hydrographic changes for Heinrich event 4, seen by the amplitude of the calcite  $\delta^{18}\text{O}$  (before the event – during the event).  $\delta^{18}\text{O}$  is expressed in ‰ as the relative difference, with the international standard PDB. The 1‰ isoline is underlined.

Changements des conditions hydrologiques de surface associés à l'événement de Heinrich 4, reconstruits à partir de l'amplitude isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$  avant H4 –  $\delta^{18}\text{O}$  pendant H4). Le  $\delta^{18}\text{O}$  est la composition isotopique de l'oxygène, exprimée comme un écart au standard international PDB, Pee Dee Belemnite. L'isoligne à 1‰ est dessinée.

Pendant H1, la reconstitution est significativement différente de celle obtenue pour H4. La mer de Norvège et l'océan Atlantique nord jusqu'à environ 40°N sont envahis par une masse d'eau de composition isotopique légère qui témoigne d'une débâcle majeure des calottes nord-américaine et nord-européenne (Fig. 3). Les carottes étudiées en mer de Norvège sont également caractérisées par des valeurs dont l'amplitude est comprise entre 0,6‰ et 2‰. Dans ce contexte postérieur au dernier maximum glaciaire mais qui reste très froid, cette diminution de  $\delta^{18}\text{O}$  traduit une source d'eau de fonte provenant essentiellement des calottes européennes et islandaises. Ces eaux de fonte, transportées par le courant est-groenlandais, viennent rejoindre, dans l'océan Atlantique nord, les eaux de fonte en provenance de la Laurentide. L'amplitude isotopique est de l'ordre de 1,3 à 1,5‰ jusqu'à 40°N témoignant de la forte intensité de la débâcle d'icebergs.



[Display Full Size version of this image](#) (101K)

Fig. 3. Hydrographic changes for Heinrich event 1, seen by the amplitude of the calcite  $\delta^{18}\text{O}$  (before the event – during the event). The 1.5‰ isoline is underlined. The shaded area underlines the geographical area where the SSTs increase during H1.

Changements des conditions hydrologiques de surface associés à l'événement de Heinrich 1, reconstruits à partir de l'amplitude isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$  avant H1 –  $\delta^{18}\text{O}$  pendant H1). L'isoligne à 1,5‰ est dessinée. La tache grisée souligne la zone géographique qui a enregistré une augmentation de température pendant H1.

## Discussion

L'impact des deux événements de Heinrich sur les caractéristiques hydrologiques des eaux de surface est très différent. Deux hypothèses peuvent être avancées :

- L'intensité du refroidissement des eaux de surface pendant H1 et pendant H4 a été différente. En effet, si le refroidissement associé à H4 a été plus prononcé que celui associé à H1, le signal isotopique sera d'amplitude plus petite pendant H4 que pendant H1. Une telle hypothèse pourrait



s'expliquer par le fait que H1 se produit à la sortie du dernier maximum glaciaire (DMG) dont les températures étaient déjà froides, alors que H4 se produit durant le stade isotopique 3 dont les températures étaient plus élevées que celles du DMG. Le refroidissement des eaux de surface au cours de H1 a donc pu être moins marqué qu'au cours de H4.

- Le volume d'icebergs impliqué pendant H1 était supérieur à celui de H4. Les estimations obtenues par la modélisation du H4 indiquent qu'un volume d'environ 1 million de km<sup>3</sup> d'icebergs auraient été relâchés pendant quelques centaines d'années [29]. Une série d'expérience similaire pourrait être réalisée pour H1, afin de mieux contraindre les caractéristiques de cet événement.

Pour apporter des éléments de réponse à cette question, les reconstructions isotopiques obtenues pour H1 et H4 ont été comparées dans les carottes où les deux événements sont présents, en prenant en compte les reconstitutions de paléotempérature, lorsqu'elles étaient disponibles (Tableau 1). L'amplitude isotopique de H1 est supérieure à celle de H4 dans les zones proches des sources d'icebergs. C'est particulièrement vrai au débouché de la mer du Labrador, ainsi que dans le détroit du Danemark. Cela traduit une fonte générale des icebergs sur le pourtour atlantique. Néanmoins, le développement latitudinal de cette zone de fonte est assez limité et n'empêche pas la progression du Gulf Stream et de la dérive nord-atlantique vers les hautes latitudes, comme le montrent les températures des eaux de surface dans les carottes du bassin est-atlantique (Tableau 1). La différence de température entre les valeurs pendant l'événement et les valeurs avant l'événement sont positives, témoignant d'une arrivée d'eau chaude dans le bassin est-atlantique pendant l'événement H1 et expliquant l'essentiel du signal isotopique. Pendant H4, la zone de fonte est localisée selon une bande de latitude comprise entre 40 et 50°N, montrant une contribution significativement plus élevée de la calotte Laurentide que des calottes européennes. Les reconstitutions de température obtenues pendant H4 montrent que la progression du Gulf Stream vers le nord n'était plus possible, puisque les températures des eaux de surface se refroidissaient pendant l'événement.

Ainsi, pendant H1, la dérive nord-atlantique reste intense et contribue à maintenir des températures élevées dans le bassin nord-est atlantique. L'eau transférée vers le nord augmente progressivement de densité en mer de Norvège, notamment grâce à la formation de saumures en conditions hivernales [28]. Ces saumures constituent alors la principale source d'eau profonde de l'hémisphère nord et permettent de maintenir une circulation active de l'eau profonde injectant les eaux de fonte glaciaire (avec leur composition isotopique très pauvre en <sup>18</sup>O) et de les mélanger rapidement dans l'océan mondial [10] and [36].

Les résultats présentés ici montrent que les événements H1 et H4 ont eu des caractéristiques différentes. Il reste à comprendre si ces différences sont dues à des causes externes, comme par exemple les paramètres orbitaux de forçage astronomique, ou bien à la taille et à la dynamique des calottes au moment où les événements se sont initiés. Des reconstitutions supplémentaires, en particulier en termes de température des eaux de surface, seront nécessaires.

## 1. Introduction

During the last 900 000 years, the Earth's climate has been characterized by a strong cyclicity of

100 000 years leading to the alternation of short interglacial periods, which developed within a more or less severe glacial climate. Paleoclimatic reconstructions with high temporal resolution have also shown that the glacial climate was not stable, and experienced large thermal oscillations, with an apparent periodicity of several millenia. Between 60 000 and 10 000 years before present (BP), sediments from the North Atlantic Ocean in the 40°N to 55°N latitudinal belt have recorded 6 major coolings, called Heinrich events [6] and [17]. These events are documented by sediment layers rich in Ice Rafted Detritus (IRD), which are present in all lithological size fractions, from the silt to the gravel. These layers are particularly poor in biogenic material, like foraminifera. IRD have been transported by icebergs, which were released by the ice sheets covering the high latitude continents of the Northern Hemisphere. These icebergs were carried by the surficial oceanic currents, drifted and melted into the North Atlantic Ocean, north of 40°N [3], [4] and [5]. The mechanisms responsible for such major iceberg discharges are still not well known. Did the Laurentide and FennoScandian ice sheets experience major internal instabilities [20] and [21]? Or were these instabilities linked to an internal forcing of the climatic system, such as periodical variations of the thermohaline oceanic circulation, which carries large amount of heat to the high latitudes [35]? At this point, neither mechanism is widely accepted.

In this article, we will quantify the impact of two of these iceberg discharges on the surface hydrology of the North Atlantic Ocean. The first, Heinrich event 1 (H1) occurred about 16 kyr BP (1 kyr = 1000 years), at the beginning of the last deglaciation and marked the end of the last glacial maximum, which culminated at 21 kyr BP. The ice sheets were close to their maximum size and the insolation forcing over northern high latitudes was increasing. The second Heinrich event is Heinrich event 4 (H4), which occurred about 37 kyr BP, in the middle of marine isotopic stage 3. During this period, the ice sheets were at a size intermediate between full glacial and full interglacial conditions, and the insolation forcing did not experience large variations. This last event has been extensively studied [8] and [36]. The present study lies on 36 marine sediment cores providing a rather uniform coverage of the North Atlantic north of 40°N (Table 1 and Fig. 1).

## 2. Chronostratigraphical constraints

Identifying the same event in several cores raised from a large oceanic basin requires a reliable chronostratigraphy. Since not all the cores are radiocarbon dated, a multi-proxy approach has been developed to build a common chronostratigraphical framework. We used, with a decreasing priority order,  $^{14}\text{C}$  dates, sea surface temperature variations, abundance of IRD (of which peaks characterized the Heinrich layers), and the oxygen and carbon isotope record of planktonic foraminifera. The  $^{14}\text{C}$  dates are accurate only for H1, with an average error bar of a few tens of years, when the  $^{14}\text{C}$  age of surface water may be well constrained [38]. Converting radiocarbon ages younger than 20 kyr to calendar ages has been done using the software CALIB REV4.4.2 [32] and [33], after taking into account the reservoir age of the considered area [38]. For H4, the error bars associated with the  $^{14}\text{C}$  dates are up to several hundred or thousands of years and calendar ages were computed using the polynomial equation of Bard [1]. All the ages discussed below are calendar ages.

When no radiocarbon dates were available, H1 and H4 have been identified by the IRD peak and

dated by correlation of the IRD and/or the SST record with the dated cores. In high latitudes (the Norwegian Sea and northern North Atlantic), most cores are too short to reach H4. In this area, IRD are too numerous during the deglaciation, so that they do not allow one to unambiguously recognize H1 deposits. We then identified H1 by using the carbon isotopic composition of the planktonic foraminifera. The  $\delta^{13}\text{C}$  record of the planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma*, left coiling, experiences a slight decrease, on the order of magnitude of 0.1‰ at the time of H1. This decrease could have several causes like changes in the efficiency of the ocean–atmosphere exchanges or a decrease of the oceanic productivity linked to the iceberg or sea-ice coverage [25].

The hydrological characteristics of the surface water masses in the North Atlantic Ocean have been reconstructed using the oxygen isotopic composition of the planktonic foraminifera *N. pachyderma* left coiling. The  $\delta^{18}\text{O}$  value of the foraminiferal calcite depends on both sea surface temperature and  $\delta^{18}\text{O}$  value of the sea water in which foraminifera build their chambers. The relationship between these parameters is given by the paleotemperature equation [31]:

$$T = 16.9 - 4.38 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}) + 0.10 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})^2$$

where  $T$  is the temperature,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$  is the oxygen isotopic composition measured on the calcite of foraminifera, and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  is the oxygen isotopic composition of the sea water.

Low values of the calcite  $\delta^{18}\text{O}$  can be due either to high temperatures or low sea water  $\delta^{18}\text{O}$  (which is also related to low salinity). Conversely, high calcite  $\delta^{18}\text{O}$  are related either to low temperatures or high sea water  $\delta^{18}\text{O}$  and salinity.

Ideally, the reconstruction of surface hydrological conditions should be obtained by both SST and sea surface salinity reconstructions, like those generated for the last glacial maximum [7] and [11], or for H4 [8]. For H1, quantitative reconstructions of SST were available in only 8 cores. During H4, faunal foraminifera counts showed that the iceberg discharge was synchronous with a SST decrease of 1 to 4 °C [4], [8] and [9], which could result in a 0.25 to 1‰ increase of the calcite  $\delta^{18}\text{O}$ .

To evaluate the impact of both Heinrich events on the hydrological conditions of the North Atlantic Ocean and the Norwegian Sea, two reconstructions have been made. The calcite  $\delta^{18}\text{O}$  amplitude has been calculated as the difference between the  $\delta^{18}\text{O}$  value before and during the event (both for H1 and H4). To take into account the trend of global ice volume changes recorded during these events, the  $\delta^{18}\text{O}$  amplitude has been corrected by  $-0.08\text{‰}$  for H1 (estimated following [2]) and  $+0.06\text{‰}$  for H4 (estimated following [39]). These minor corrections have no impact on our conclusions. This reconstruction allows us to compare the impact of meltwater injection on both surface water temperature and  $\delta^{18}\text{O}$ . We discussed separately the temperature effect in the cores where SST variations may be estimated.

### 3. Results: iceberg origin and transport

The amplitude of  $\delta^{18}\text{O}$  variations associated with H4 shows a pronounced latitudinal structure in the meltwater extension. This meltwater belt was centred around 45–50°N and originated mainly from the Laurentide ice sheet (Fig. 2), with a low contribution of the European ice sheets. The  $\delta^{18}\text{O}$  amplitude decreased sharply to the North of the meltwater band and never exceeded 0.8‰ (in the Denmark Strait). The meltwater input was therefore small near the Greenland coast during H4. In the North Atlantic, the  $\delta^{18}\text{O}$  amplitude is not higher than 2‰ in the middle of the basin. This amplitude is not corrected for the effect of the temperature decrease (1–4 °C), which would lead to a 0.25 to 1‰ increase. Consequently, iceberg melting reduced the Atlantic surface water  $\delta^{18}\text{O}$  by almost 3‰ in the whole latitudinal band near 50°N and was responsible for a major salinity drop in this area.

During H1 (Fig. 3), the hydrographic pattern was significantly different from that of H4. The  $\delta^{18}\text{O}$  amplitude is high in both the Norwegian Sea and the North Atlantic Ocean north of 40°N, but decreased from the west to the east. These data suggest a major iceberg discharge originating from both North American and North European ice sheets. The Norwegian Sea cores also exhibit a large amplitude varying from 0.6 to 2‰, but usually >1‰. Since planktonic foraminifer fauna show that Norwegian Sea SSTs were very low at this time, the  $\delta^{18}\text{O}$  decrease indicates a significant contribution of meltwater originating from European and Icelandic ice sheets. The meltwater was transported by the East Greenland Current and reached the North Atlantic Ocean, where it mixed with meltwater produced by icebergs released by the Laurentide ice sheet. The  $\delta^{18}\text{O}$  amplitude is about 1.3 to 1.5‰ at 40°N, indicating the great intensity of the iceberg discharge. However, the extension of the meltwater belt is not as latitudinal as in H4, and values <1‰ are present in the eastern Atlantic basin.

#### 4. Discussion

The impact of both Heinrich events on the surface hydrology of the North Atlantic Ocean has been very different. Several hypotheses can be proposed:

- *cooling intensity*: if the cooling during H4 was higher than during H1, the amplitude of the isotopic anomaly would be smaller, even if the magnitude of iceberg discharges was roughly the same. H1 occurred at the end of the last glacial maximum, when SSTs were lower than during marine isotopic stage 3. The cooling was probably smaller during H1 than during H4.
- *iceberg discharge volume*: an iceberg discharge higher during H1 than during H4 would result in a  $\delta^{18}\text{O}$  amplitude higher than during H1. Simulations performed with a model of intermediate complexity that explicitly calculates the distribution of oxygen isotope in the ocean during H4 showed that about  $10^6 \text{ km}^3$  of icebergs melted within a few hundreds years [29]. Some similar modelling experiments should be performed for H1 to better constrain the characteristics of this event.

To discriminate between these hypotheses, H1 and H4 isotopic reconstructions have been compared in the cores where both events are recorded (Table 1). We used also SST reconstructions whenever possible. During H4, the meltwater area is located along in the 40 to 50°

N latitudinal band, reflecting a major contribution of the Laurentide ice sheet and restraining the North Atlantic Drift to more meridional latitudes. By contrast, the  $\delta^{18}\text{O}$  amplitude associated with H1 is larger than that associated with H4 in cores close to the iceberg sources, i.e. near the Labrador Sea and in the Denmark Strait. This feature reflects iceberg melting in the northern and western rims of the Atlantic Ocean. In the Northeastern Atlantic basin, SST increased and the  $\delta^{18}\text{O}$  amplitude during this event is almost entirely explained by the temperature variation, without any significant sea water  $\delta^{18}\text{O}$  /salinity decrease. The meltwater area was not fully developed from west to east in the 40–50°N latitudinal band and the Gulf Stream and North Atlantic Drift were not stopped. The transport of warm saline water to northern high latitude was still active. The density of the water carried to the north increased gradually and was particularly strong during winter because of brine formation [28]. These brines were the major source of deep water in the northern hemisphere and played a major role in maintaining an active thermohaline circulation. The consequence of this active circulation was the injection of glacial meltwater, with its light isotopic composition but a high salinity, into the deep ocean and its rapid mixing with the intermediate waters of the global ocean [10] and [36].

## Acknowledgements


We are grateful to B. Le Coat, J. Tessier, F. Dewilde and G. Isguder for isotopic preparation and measurements. We acknowledge IPEV and IFREMER institute for cruises support.

This work was made possible because of financial support from CNRS, INSU/PNEDC, and CEA to the LSCE.

## References

[1] E. Bard, M. Arnold, B. Hamelin, N. Tisnerat-Laborde and G. Cabioch, Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  ages of corals: an updated data base including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti, *Radiocarbon* **40** (1998) (3), pp. 1085–1092.

[View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(196\)](#)

[2] E. Bard, B. Hamelin and R.G. Fairbank, U  Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130 000 years, *Nature* **346** (1990), pp. 456–458.

[Full Text via CrossRef](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(276\)](#)

[3] G. Bond, W. Broecker, S. Johnsen, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel and G. Bonani, Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature* **365** (1993), pp. 143–147. [Full Text via CrossRef](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(689\)](#)

[4] G. Bond, H. Heinrich, W.S. Broecker, L. Labeyrie, J. MacManus, J. Andrews, S. Huon, R.

Jantschik, S. Clasen, C. Simet, K. Tedesco, M. Klas, G. Bonani and S. Ivy, Evidence for massive discharges of icebergs into the North-Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature* **360** (1992), pp. 245–251.

[5] G.C. Bond and R. Lotti, Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation, *Science* **267** (1995), pp. 1005–1010. [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(485\)](#)

[6] W. Broecker, G. Bond, M. Klas, E. Clark and J. MacManus, Origin of the northern Atlantic's Heinrich events, *Climate Dynamics* **6** (1992), pp. 265–273. [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(197\)](#)

[7] CLIMAP Project Members, Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum, Geological Society of America Map and Chart Series MC-36, 1981.

[8] E. Cortijo, L. Labeyrie, L. Vidal, M. Vautravers, M. Chapman, J.C. Duplessy, M. Elliot, M. Arnold, J.L. Turon and G. Auffret, Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40°N and 60°N, *Earth Planet. Sci. Lett.* **146** (1997), pp. 29–45. [Abstract](#) | [Abstract + References](#) | [PDF \(1531 K\)](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(97\)](#)

[9] L. de Abreu, N. Shackleton, J. Schönfeld, M. Hall and M. Chapman, Millennial-scale oceanic climate variability off the western Iberian margin during the last two glacial periods, *Marine Geology* **196** (2003), pp. 1–20. [SummaryPlus](#) | [Full Text + Links](#) | [PDF \(769 K\)](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(30\)](#)

[10] J.-C. Duplessy, E. Bard, M. Arnold, N.J. Shackleton, J. Duprat and L. Labeyrie, How fast did the ocean–atmosphere system run during the last deglaciation?, *Earth Planet. Sci. Lett.* **103** (1991), pp. 27–40. [Abstract](#) | [Abstract + References](#) | [PDF \(930 K\)](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(48\)](#)

[11] J.-C. Duplessy, L. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc, F. Maitre, J. Duprat and M. Sarnthein, Surface salinity reconstruction of the North-Atlantic Ocean during the last glacial maximum, *Oceanologica Acta* **14** (1991) (4), pp. 311–324. [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(131\)](#)

[12] M. Elliot, L. Labeyrie, G. Bond, E. Cortijo, J.L. Turon, N. Tisnerat and J.C. Duplessy, Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings, *Paleoceanography* **13** (1998) (5), pp. 433–446. [Full Text via CrossRef](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(123\)](#)

[13] R.H. Fillon, G.H. Miller and J.T. Andrews, Terrigenous sand in Labrador Sea hemipelagic sediments and paleoglacial events on Baffin Island over the last 100 000 years, *Boreas* **10** (1981), pp. 107–124. [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(11\)](#)

[14] T. Fronval, E. Jansen, J. Bloemendal and S. Johnsen, Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millennial timescales, *Nature* **374** (1995), pp. 443–446. [Full Text via CrossRef](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(108\)](#)

- [15] F.E. Grousset, E. Cortijo, S. Huon, L. Hervé, T. Richter, D. Burdloff, J. Duprat and O. Weber, Zooming in on Heinrich layers, *Paleoceanography* **16** (2001) (3), pp. 240–259. [Full Text via CrossRef](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(36\)](#)
- [16] S. Hagen and M. Hald, Variation in surface and deep waer circulation in the Denmark Strait, North Atlantic, during marine isotope stages 3 and 2, *Paleoceanography* **17** (2002) (4), pp. 632–644.
- [17] H. Heinrich, Origin and consequences of cyclic ice-rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130 000 years, *Quaternary Res.* **29** (1988), pp. 142–152. [SummaryPlus](#) | [Full Text + Links](#) | [PDF \(799 K\)](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(471\)](#)
- [18] C. Hillaire-Marcel, A. de Vernal, G. Bilodeau and G. Wu, Isotope stratigraphy, sedimentation rates, deep circulation, and carbonate events in the Labrador Sea during the last 200 kyr, *Canadian J. Earth Sci.* **31** (1994), pp. 63–89. [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(75\)](#)
- [19] P.C. Knutz, I.R. Hall, R. Zahn, T.L. Rasmussen, A. Kuijpers, M. Moros and N.J. Shackleton, Multidecadal ocean variability and NW European ice sheet surges during the last deglaciation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **3** (2002) (12).
- [20] D.R. MacAyeal, Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events, *Paleoceanography* **8** (1993) (6), pp. 775–784.
- [21] D.R. MacAyeal, A low-order model of the Heinrich event cycle, *Paleoceanography* **8** (1993) (6), pp. 767–773.
- [22] S. Manthé, Variabilité de la circulation thermohaline glaciaire et interglaciaire en Atlantique nord, tracée par les foraminifères planctoniques et la faune benthique, PhD, Bordeaux, 1998, 291.
- [23] M.A. Maslin, N.J. Shackleton and U. Pflaumann, Surface water temperature, salinity and density changes in the northeast Atlantic during the last 45 000 years: Heinrich events, deep water formation and climatic rebounds, *Paleoceanography* **10** (1995) (3), pp. 527–544. [Full Text via CrossRef](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(95\)](#)
- [24] A.C. Mix and R.G. Fairbanks, North Atlantic surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation, *Earth Planet. Sci. Lett.* **73** (1985), pp. 231–243. [Abstract](#) | [PDF \(904 K\)](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(33\)](#)
- [25] S. Nave, L. Labeyrie, F. Abrantes, E. Cortijo, C. Kissel, M. Ballini, Primary productivity response to abrupt climatic changes (Heinrich Events) at the northern North Atlantic, *Paleoceanography*, submitted for publication.
- [26] M.A. Prins, S.R. Troelstra, R.W. Kruk, K. van der Borg, A.F.M. de Jong and G.J. Weltje, The Late Quaternary sedimentary record of Reykjanes Ridge North Atlantic, *Radiocarbon* **43** (2001) (2B), pp. 939–947. [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(4\)](#)
- [27] T.L. Rasmussen and E. Thomsen, The role of the North Atlantic Drift in the millennial timescale glacial climate fluctuations, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **210** (2004), pp. 101–116.



[SummaryPlus](#) | [Full Text + Links](#) | [PDF \(1116 K\)](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(9\)](#)

[28] T.L. Rasmussen, E. Thomsen, T.C.E. van Weering and L. Labeyrie, Rapid changes in surface and deep water conditions at the Faeroe Margin during the last 58 000 years, *Paleoceanography* **11** (1996) (6), pp. 757–771. [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(85\)](#)

[29] D. Roche, D. Paillard and E. Cortijo, Duration and iceberg volume of Heinrich event 4 from isotope modelling study, *Nature* **432** (2004), pp. 379–382. [Full Text via CrossRef](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(13\)](#)

[30] M. Sarnthein, E. Jansen, M. Weinelt, M. Arnold, J.C. Duplessy, H. Erlenkeuser, A. Flatøy, G. Johannessen, T. Johannessen, S. Jung, N. Koc, L. Labeyrie, M. Maslin, U. Pflaumann and H. Schulz, Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50–80°N: a time-slice record of the last 30 000 years, *Paleoceanography* **10** (1995) (6), pp. 1063–1094. [Full Text via CrossRef](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(182\)](#)

[31] N.J. Shackleton, Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial, *Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pleistocène*, CNRS, Gif sur Yvette (1974), pp. 203–209.

[32] M. Stuiver and T.F. Braziunas, Modeling atmospheric  $^{14}\text{C}$  influences and  $^{14}\text{C}$  ages marine samples to 10 000 BC, *Radiocarbon* **35** (1993) (1), pp. 137–189. [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(369\)](#)

[33] M. Stuiver, P.J. Reimer, E. Bard, W. Beck, G.S. Burr, K.A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. van der Plicht and M. Spurk, Intcal98 radiocarbon age calibration, 24 000–0 cal BP, *Radiocarbon* **40** (1998) (3), pp. 1041–1083. [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(2427\)](#)

[34] S.A. van Kreveld, M. Knappertsbusch, J. Ottens, G.M. Ganssen and J.E. van Hinte, Biogenic carbonate and ice-rafted debris (Heinrich layer) accumulation in deep-sea sediments from a Northeast Atlantic piston core, *Marine Geology* **131** (1996), pp. 21–46. [SummaryPlus](#) | [Full Text + Links](#) | [PDF \(2252 K\)](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(36\)](#)

[35] R. Vautard and M. Ghil, Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series, *Physica D* **35** (1989), pp. 395–424. [Abstract](#) | [Abstract + References](#) | [PDF \(3150 K\)](#) | [MathSciNet](#)

[36] L. Vidal, L. Labeyrie, E. Cortijo, M. Arnold, J.C. Duplessy, E. Michel, S. Becqué and T.C.E. van Weering, Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events, *Earth Planet. Sci. Lett.* **146** (1997), pp. 13–26.

[37] A.H.L. Voelker, M. Sarnthein, P.M. Grootes, H. Erlenkeuser, C. Laj, A. Mazaud, M.J. Nadeau and M. Schleicher, Correlation of marine  $^{14}\text{C}$  ages from the Nordic seas with the GISP2 isotope record: implications for  $^{14}\text{C}$  calibration beyond 25 kyr BP, *Radiocarbon* **40** (1998) (1), pp. 517–534. [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(160\)](#)



[38] C. Waelbroeck, J.-C. Duplessy, E. Michel, L. Labeyrie, D. Paillard and J. Duprat, The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate records, *Nature* **412** (2001), pp. 724–727. [Full Text via CrossRef](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(70\)](#)

[39] C. Waelbroeck, L. Labeyrie, E. Michel, J.C. Duplessy, J. McManus, K. Lambeck, E. Balbon and M. Labracherie, Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quaternary Sci. Rev.* **21** (2002), pp. 295–305. [SummaryPlus](#) | [Full Text + Links](#) | [PDF \(422 K\)](#) | [View Record in Scopus](#) | [Cited By in Scopus \(149\)](#)

[40] M. Weinelt, E. Vogelsang, M. Kucera, U. Pflaumann, M. Sarnthein, A.H.L. Voelker, H. Erlenkeuser and B.A. Malmgren, Variability of North Atlantic heat transfer during MIS2, *Paleoceanography* **18** (2003) (3).



Corresponding author.

**Comptes Rendus Geosciences**

Volume 337, Issues 10-11, August 2005, Pages  
897-907