



Quaternaire

Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire

vol. 17/1 | 2006
Volume 17 Numéro 1

Interactions végétation-climat au cours des derniers 425.000 ans en Europe occidentale. Le message du pollen des archives marines

Vegetation-Climate relationships over the last 425,000 years in Western Europe. What can pollen from marine archives tell us?

María Fernanda Sánchez Goñi



Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/585>
DOI : 10.4000/quaternaire.585
ISSN : 1965-0795

Éditeur

Association française pour l'étude du quaternaire

Édition imprimée

Date de publication : 1 mars 2006
Pagination : 3-25
ISSN : 1142-2904

Référence électronique

María Fernanda Sánchez Goñi, « Interactions végétation-climat au cours des derniers 425.000 ans en Europe occidentale. Le message du pollen des archives marines », *Quaternaire* [En ligne], vol. 17/1 | 2006, mis en ligne le 01 mars 2009, consulté le 01 mai 2019. URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/585> ; DOI : 10.4000/quaternaire.585

INTERACTIONS VEGETATION-CLIMAT AU COURS DES DERNIERS 425 000 ANS EN EUROPE OCCIDENTALE. LE MESSAGE DU POLLEN DES ARCHIVES MARINES

■
María Fernanda SÁNCHEZ GOÑI

RÉSUMÉ

Le pollen des séquences marines de la marge ouest européenne s'est avéré un outil particulièrement performant pour reconstituer avec précision l'impact des changements climatiques à l'échelle orbitale et celle millénaire, événements d'Heinrich et oscillations de Dansgaard-Oeschger (D-O), sur la biosphère continentale au cours des derniers 140.000 ans. La corrélation directe entre pollen, indicateurs climatiques marins et de glace issus de ces séquences permet de démontrer le synchronisme entre changements de températures des eaux de surface des latitudes moyennes de l'Atlantique Nord oriental et réponse de la végétation de la Péninsule Ibérique. Il existe donc pour des périodes de forçage courtes un équilibre dynamique entre végétation et climat. Ce travail montre également que l'impact des oscillations de D-O en Europe a été spatialement variable. Les environnements du sud de la Péninsule Ibérique, alternant entre paysages semi-désertiques (stades de D-O) et forêts ouvertes méditerranéennes (interstades de D-O), ont été particulièrement affectés par cette variabilité tandis que plus au nord la réponse de la forêt tempérée à été estompée. En effet, au moment des réchauffements de D-O la forêt de pin se développe dans cette région. Par ailleurs, un déphasage entre les variations du volume de glace dans l'hémisphère nord et les changements du couvert forestier dans le sud-ouest de l'Europe a été mis en évidence au cours du sous-stade isotopique marin 5e (MIS 5e). C'est ainsi que le volume minimal de glace est atteint à 128 ka, 2.000 ans avant l'expansion majeure de la forêt tempérée qui marque le début de l'Eémien à 126 ka ; le développement substantiel de calottes polaires se produit à 115 ka tandis que la forêt perdure en Ibérie jusqu'à 110 ka. La succession forestière détectée au cours du dernier interglaciaire à différentes latitudes montre que l'Eémien de la Péninsule Ibérique a duré 16.000 ans, soit 5000 ans de plus que l'Eémien des régions septentrionales au-dessus de 50°N (11.000 ans). Cette étude suggère également un premier déplacement vers le sud de la ligne de la forêt boréale entre 122 ka et 120 ka qui impliquerait une expansion de la toundra. Ce déplacement de ceintures de végétation précède la croissance substantielle des calottes polaires. Ces données sont compatibles avec les simulations transitoires qui considèrent le remplacement de la taïga par la toundra, doublant l'albédo, comme un mécanisme majeur pour l'entrée en glaciation. Ce mécanisme semble avoir joué aussi un rôle majeur pour initier l'accumulation de glace pendant la première partie du stade isotopique 11 (MIS 11.3), un long interglaciaire daté à 425 ka et qui a duré ~30.000 ans, caractérisé par des variations d'insolation estivales plus faibles que celles du stade isotopique marin 5 (MIS 5) et semblables à celles de l'interglaciaire actuel. Enfin, une variabilité climatique millénaire au cours des derniers 3.000 ans a été identifiée dans le nord ouest de la Péninsule Ibérique par le calcul des flux polliniques dans une séquence estuarienne de la Ria de Vigo (Galice).

Mots-clés : Séquences polliniques marines, Interactions végétation-climat, Europe occidentale, Variabilité climatique millénaire, oscillations de Dansgaard-Oeschger, événements d'Heinrich, Interglaciaires passés, Stade isotopique 5, Eémien, Stade isotopique 11, Holocène, Dernière entrée en glaciation.

ABSTRACT

VEGETATION-CLIMATE RELATIONSHIPS OVER THE LAST 425,000 YEARS IN WESTERN EUROPE. WHAT CAN POLLEN FROM MARINE ARCHIVES TELL US?

Pollen from marine archives off western Iberia has been proved to be a particularly useful tool for precise reconstruction of the impact of climatic changes at orbital and millennial time scales, Heinrich events and Dansgaard-Oeschger (D-O) oscillations, on the continental biosphere over the last 140,000 years. The direct correlation between pollen, marine climatic and ice volume proxies from these sequences allows us to demonstrate the synchronicity between sea surface temperature changes in the mid-latitudes of the north-eastern Atlantic Ocean and the vegetation response of Iberia. There is, therefore, a dynamic equilibrium between vegetation and climate for short periods of forcing. This work also shows that the impact of the D-O oscillations in Europe was spatially variable. Southern Iberian ecosystems, alternating between semi-desert landscapes (D-O stadials) and open Mediterranean forest (D-O interstadials) were particularly affected by this millennial-scale climatic variability while in northernmost regions the response of the temperate forest was almost muted. Hence, pine forest developed following the D-O warming oscillations. In addition, a time-lag between ice volume variations in the northern hemisphere and forest cover changes in south-western Europe has been recorded during marine isotopic stage 5e (MIS 5e). The ice volume minimum is reached at 128 ka, 2,000 years earlier than the main forest expansion defining the onset of the Eemian at 126 ka; the substantial growth of the ice caps occurred at 115 ka while the forest survived in Iberia up to 110 ka. The forest succession detected at different latitudes during the last interglacial shows that the Iberian Eemian lasted 16,000 years and, therefore, 5,000 years more than the Eemian in northernmost regions above 50°N (11,000 years). This study also suggests a first southward displacement of the Boreal tree-line between 122 ka and 120 ka which would imply tundra expansion. This displacement of the vegetation belts precedes the substantial development of the ice caps. These data are compatible with transient simulations which consider the replacement of taiga by tundra, increasing albedo by a factor of two, as a major mechanism for glacial inception. This mechanism also seems to play a major role in the initiation of ice accumulation during the first part of marine isotopic stage 11 (MIS 11.3), a 30,000 year-long interglacial beginning at ~425 ka, characterised by weaker variations in summer insolation than those of MIS 5 and close to those of the present interglacial. Finally, a millennial-scale climatic variability over the last 3,000 years has been identified in north western Iberia by the pollen influx variations detected in an estuarine sequence from Ria de Vigo (Galicia).

Key-words : Marine pollen sequences, Vegetation-climate relationships, western Europe, Millennial-scale climatic variability, Dansgaard-Oeschger oscillations, Heinrich events, Past interglacials, Isotopic stage 5, Eemian, Isotopic stage 11, Holocene, Last glacial inception.

1 - INTRODUCTION

Face à l'inquiétude croissante sur le réchauffement actuel de la planète, dû sans doute au moins en partie aux activités humaines, il est nécessaire plus que jamais de connaître la dynamique naturelle du climat dans le passé et les modifications environnementales qui en découlent. La compréhension du système climatique naturel peut permettre de dissocier ce qui dans le changement climatique actuel est imputable à l'homme de ce qui est propre à la cyclicité naturelle.

Le changement climatique est un phénomène global qui agit sur l'atmosphère, l'hydrosphère, notamment les océans, la cryosphère, en particulier les calottes de glace polaires, la lithosphère et la biosphère. Ces différents réservoirs agissent, à leur tour, sur le climat en produisant des rétroactions négatives ou, au contraire, amplifiant le signal climatique. Le forçage externe lié à la position de la Terre par rapport au Soleil et à la constante solaire ainsi que plusieurs forçages internes (circulation thermohaline, mécanique interne de la glace, éruptions volcaniques, concentration du CO₂, albédo...) sont les responsables de la fréquence, la durée et l'amplitude du changement climatique. Pour comprendre ces trois paramètres et les mécanismes associés au changement climatique naturel il est donc nécessaire de reconstituer son impact sur ces cinq réservoirs dans le passé avec une chronologie commune.

Cette reconstitution peut être réalisée par la corrélation des enregistrements paléoclimatiques marins, de glace et continentaux. Toutefois la corrélation des séquences terrestres avec les archives marines et de glace est difficile en raison du manque de précision des différents calages chronologiques d'une séquence à l'autre. En effet, ces séquences dispersées géographiquement, ont de plus des modèles d'âge différents, certains basés sur des datations radiométriques (¹⁴C, U/Th...), d'autres sur le comptage des couches de glace accumulées annuellement sur le Groenland et encore d'autres sur des modèles physiques d'accumulation de glace en Antarctique. Une façon de contourner ce problème est de travailler sur des carottes marines à sédimentation continue et non perturbée riches en pollen et spores qui nous renseignent sur l'histoire de la végétation et, en conséquence, du climat du proche continent. Ces carottes ont de plus l'avantage de renfermer des indicateurs paléoclimatiques provenant d'autres réservoirs permettant d'estimer les températures et la salinité des eaux de surface (foraminifères planctoniques, kystes de dinoflagellés, alcéonnes, nannoplancton, diatomées), les conditions des eaux du fond (Mg/Ca, ostracodes, foraminifères benthiques, δ¹³C), la dynamique des icebergs et l'instabilité des calottes polaires (sédiments grossiers) et le volume de glace stocké aux pôles (isotopes des foraminifères benthiques). La corrélation directe de ces différents types d'enregistrements paléoclimatiques permet d'une part d'identifier les changements climatiques qui ont affecté le continent et, d'autre part, de les corrélés

directement avec la réponse d'autres composants du système climatique (océan, glace, atmosphère). On pourra ensuite documenter d'éventuels déphasages dans la réponse de ces réservoirs à un même changement climatique et enfin discuter de la fréquence et nature de ces changements. Une comparaison entre données et sorties des modèles permet en plus de tester la validité de ces dernières et, donc, la robustesse des mécanismes impliqués dans les différents modèles pour reproduire le changement climatique. En particulier, il est possible de tester le rôle possible des changements de la végétation sur le climat. Depuis les années 60, des travaux pionniers ont montré l'apport de l'analyse pollinique des carottes marines pour la connaissance du climat passé (Rossignol, 1969 ; Heusser & Florer, 1973 ; Turon, 1984a).

Pour toutes ces raisons, plusieurs campagnes océanographiques de carottage ont été organisées dans le cadre du programme international IMAGES depuis 1995. Les zones choisies ont été la marge ouest européenne et la Méditerranée occidentale car des travaux précédents (Turon, 1984a et b ; Turon & Londeix, 1988) ont montré la richesse en pollen des séquences sédimentaires de ces zones. Ces carottes ont été prélevées avec un carottier géant à piston appelé CALYPSO monté sur le bateau océanographique Marion Dufresne. Dans ce travail nous présentons une synthèse des résultats récents issus de l'analyse à haute résolution (100-1000 ans) des indicateurs climatiques marins et terrestres (pollen) préservés dans plusieurs carottes marines continues provenant de la marge ibérique et qui couvrent les derniers 425.000 ans (fig. 1). Cette région, soumise à des influences atlantiques et méditerranéennes, est donc stratégiquement située pour enregistrer la variabilité climatique haute fréquence de Dansgaard-Oeschger (D-O) et les événements d'Heinrich détectés dans l'Atlantique Nord.

2 - LE POLLEN DANS L'OCEAN

2.1 - VALIDATION DE L'OUTIL

Le pollen qui arrive à l'océan par les vents et les fleuves traverse la colonne d'eau en faisant partie de la neige marine. Des études suggèrent une influence minimale des courants océaniques durant le processus d'immersion du pollen et donc une forte vitesse de sédimentation dans la colonne d'eau atlantique (~100 m/jour), (Hooghiemstra *et al.*, 1992). D'autres études sur la pluie pollinique récente dans différentes régions de la Terre telles que le Golfe de Gascogne (Turon, 1984a), la Méditerranée (Koreneva, 1971), la marge africaine (Hooghiemstra *et al.*, 1986 ; Dupont & Wyputta, 2003), le nord-ouest de l'océan Atlantique, le nord-est de l'océan Pacifique et le golfe du Mexique (Heusser & Balsam, 1977 ; Heusser, 1985 ; Heusser & Van de Geer, 1994) confirment que le pollen des sédiments océaniques reflète une image intégrée de la végétation régionale du proche continent et, par

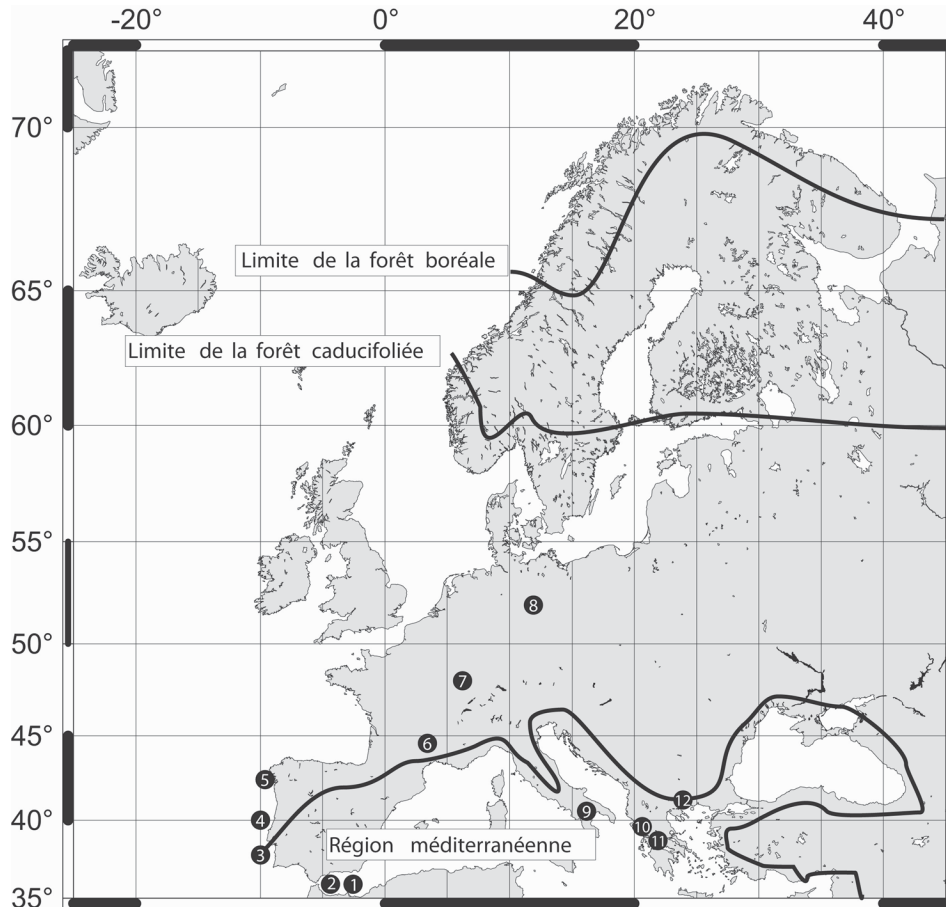


Fig. 1 : Localisation des séquences polliniques marines et terrestres mentionnées dans le texte. 1. MD95-2043, 2. ODP site 976, 3. MD95-2042 & SU81-18, 4. MD95-2039, 5. MD99-2331 & MD01-2447, 6. Ribains, 7. La Grande Pile, 8. Gröbern, 9. Lago di Monticchio, 10. Ioannina, 11. Kopais, 12. Tenaghi Philippon.

Fig. 1: Location of marine and terrestrial pollen sequences cited in the text. 1. MD95-2043, 2. ODP site 976, 3. MD95-2042 & SU81-18, 4. MD95-2039, 5. MD99-2331 & MD01-2447, 6. Ribains, 7. La Grande Pile, 8. Gröbern, 9. Lago di Monticchio, 10. Ioannina, 11. Kopais, 12. Tenaghi Philippon.

conséquent, les paramètres climatiques sous lesquels cette végétation s'est développée.

Dans la marge ibérique occidentale, la plupart des carottes a été prélevée près des embouchures des grandes rivières. De ce fait et grâce aux études expérimentales (Heusser, 1985) nous pouvons supposer que la plupart du pollen est transporté par les fleuves et provient de la végétation colonisant la Péninsule Ibérique. Cela est particulièrement vrai dans cette région où les vents dominants sont du nord-ouest. La comparaison des spectres polliniques actuels de l'océan profond de la marge ibérique avec ceux provenant des sédiments superficiels des estuaires et ceux issus des sédiments continentaux situés à différentes altitudes, ces derniers inclus dans la base de données pollinique européenne (EPD, [http : //www.imep-cnrs.com/pages/EPD.htm](http://www.imep-cnrs.com/pages/EPD.htm)), montre une forte ressemblance entre spectres polliniques estuariens et océaniques (Desprat, 2005) (fig. 2). Les spectres estuariens reflétant la végétation du bassin auquel ils appartiennent, les spectres polliniques hauturiers représentent donc de façon fiable la végétation du proche continent. Cette végétation, actuellement caractérisée dans le nord par une chênaie caducifoliée et dans le sud par une forêt méditerranéenne, est bien détectée par les spectres marins provenant respectivement du nord et du sud de la marge ibérique.

2.2 - RECONSTRUCTION CLIMATIQUE QUANTITATIVE

La diversité floristique et la richesse pollinique qui caractérisent les spectres polliniques de la marge ibérique ainsi que la présence du pollen provenant de plantes particulièrement sensibles aux changements de température et humidité telles que les arbres mésothermophiles (chêne caducifolié, charme, hêtre...), les plantes méditerranéennes (chêne vert, olivier, pistachier, filaire...) ou les plantes semi-désertiques (*Artemisia*, *Ephedra*, *Chenopodiaceae*...) nous a permis, pour la première fois, d'estimer quantitativement des valeurs moyennes de températures et de précipitations pour le bassin versant ainsi que des variations de ces valeurs au cours du temps en appliquant la technique des meilleures analogues modernes (Guiot, 1990 ; Cheddadi *et al.*, 1998). Cette reconstitution se base sur une base de données formée par 1328 spectres polliniques actuels (mousses, sols et sédiments lacustres) provenant de l'Eurasie et de l'Afrique du nord (Peyron *et al.*, 1998 ; Tarasov *et al.*, 1998). Les paramètres climatiques, température moyenne du mois le plus froid (MTCO) et celle du mois le plus chaud (MTWA) ainsi que la précipitation annuelle, associés à chaque spectre pollinique sont calculés sur la base des données

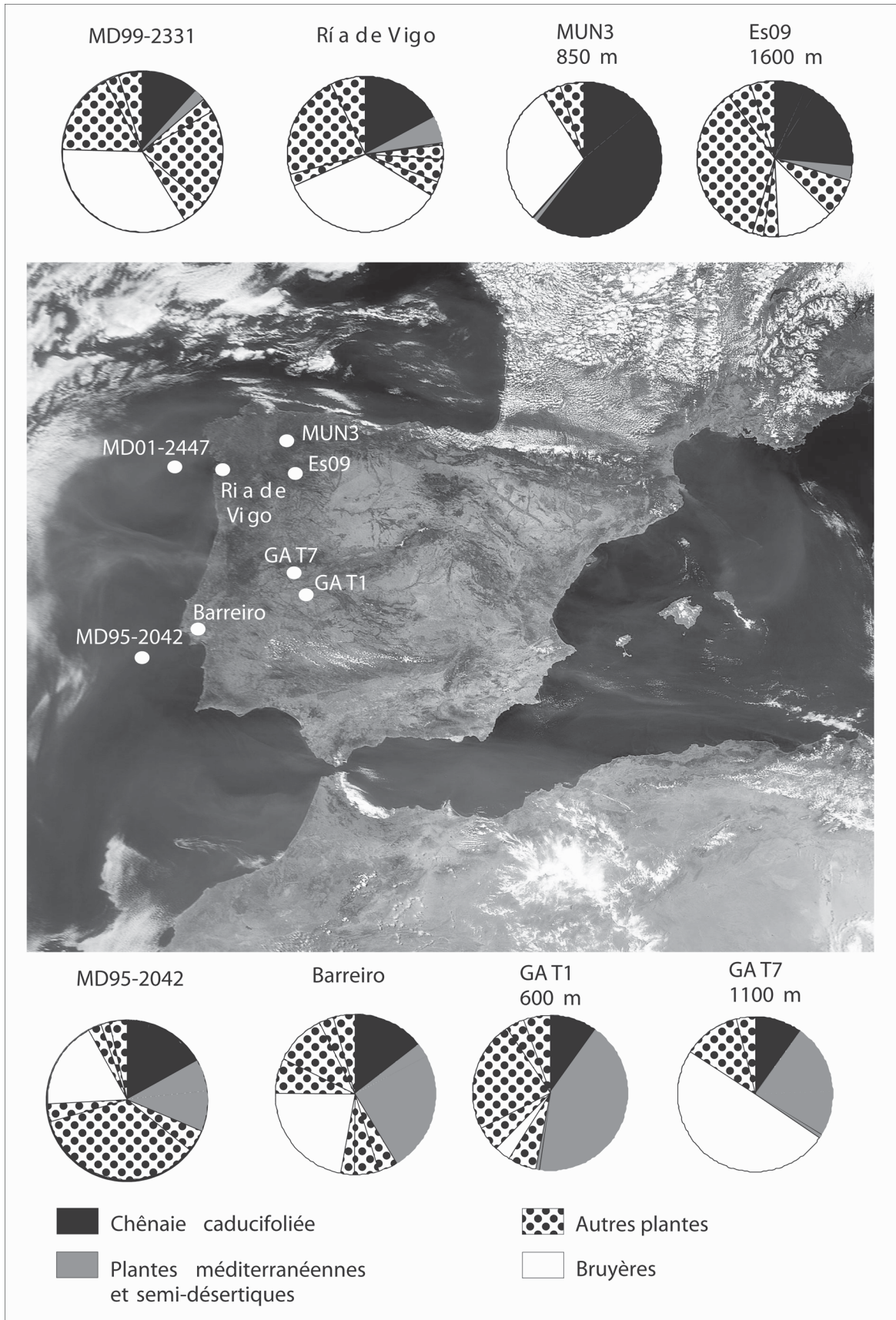


Fig. 2 : MUN3, Es09, GAT1, GAT7 : spectres polliniques actuels issus des échantillons continentaux de surface (mousses et partie supérieure des séquences lacustres et tourbeuses).

Ría de Vigo et Barreiro : spectres polliniques provenant de la partie supérieure des séquences estuariennes couvrant le dernier siècle.

MD95-2042 et MD01-2447 : spectres polliniques provenant de la partie supérieure des séquences marines couvrant le dernier siècle.

Fig. 2: MUN3, Es09, GAT1, GAT7: modern pollen spectra from land surface samples (mosses and upper level of peat and lacustrine sequences).

Ría de Vigo and Barreiro: pollen spectra from the upper part of estuarine sequences covering the last century.

MD95-2042 et MD01-2447: pollen spectra from the upper part of marine sequences covering the last century.

météorologiques en utilisant une interpolation basée sur la technique du réseau neuronal artificiel (ANN). Les paramètres choisis semblent jouer un rôle déterminant sur la distribution de la végétation et les spectres polliniques résultants (Prentice *et al.*, 1993). Une majorité de ces spectres sont issus des parties supérieures des carottes lacustres dont la plupart contient, en vue de la surface des lacs concernés, le pollen déposé sur plusieurs années de la végétation régionale, une situation qui se rapproche de celle trouvée dans les sédiments marins. Cette base de données a été, toutefois, légèrement modifiée afin de l'utiliser sur des spectres marins qui ont toujours une surreprésentation du pollen de pin (Heusser & Balsam, 1977 ; Turon, 1984a). Ce pollen est systématiquement enlevé dans les comptages polliniques des sédiments marins et, de ce fait, il a été supprimé de la base de données terrestre. Dans la technique standard des meilleurs analogues modernes (Guiot, 1990), la similitude entre spectres fossiles et modernes est évaluée par la distance chordale. Nous avons choisi les 5 spectres analogues modernes avec la distance chordale minimale par rapport au spectre fossile et leurs paramètres climatiques estimés en les moyennant par pondération inverse à la distance chordale. La limite supérieure et inférieure de l'erreur est donnée par la déviation positive et négative des analogues extrêmes par rapport à la moyenne. La qualité de l'estimation dépend de la taille et diversification de la base de données modernes. Nous avons également utilisé la technique de la biomisation (Guiot *et al.*, 1993) sur certaines séquences pour réduire les incertitudes associées au manque d'analogues modernes parfaits. La biomisation attribue à chaque spectre moderne un type de biome tel que toundra, taïga, forêt tempérée caducifoliée, forêt mixte chaude ou steppe. La technique des analogues modernes ne peut pas, par conséquent, tenir compte de tous les spectres modernes qui se rapprochent du fossile mais seulement ceux qui correspondent au même biome. Toutefois, des biomes attribués à certains spectres modernes ne sont pas fiables et ils ont été exclus de la base de données. La nouvelle base que nous avons utilisée a donc été améliorée et est composée de 868 spectres polliniques provenant de l'Eurasie, la chaîne de Scandes, le plateau tibétain et le nord de l'Afrique (Peyron *et al.*, 2005).

3 - RÉPONSE DE LA VÉGÉTATION A LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE ORBITALE ET SUBORBITALE

Les archives géologiques montrent qu'au cours des 2 derniers millions d'années la Terre a connu de larges changements environnementaux entre périodes glaciaires et interglaciaires forcés premièrement par les variations d'insolation (Shackleton & Opdyke, 1973 ; Tzedakis *et al.*, 1997 ; Davis, 1998). Surimposée à cette variabilité orbitale, des changements abrupts avec une fréquence millénaire ont ponctué les dernières périodes glaciaires (Heinrich, 1988 ; Dansgaard *et al.*, 1993).

Cette variabilité climatique rapide est associée à des variations de volume de glace (Siddall *et al.*, 2003), de la concentration de gaz à effet de serre (Stauffer *et al.*, 1998 ; Flückiger *et al.*, 2004), de la circulation thermohaline (Oppo *et al.*, 1995) ainsi que des températures des eaux de surface (Martrat *et al.*, 2004) et atmosphériques dans le Groenland (Johnsen *et al.*, 1992 ; Landais *et al.*, 2005). Mais, quel impact a eu cette variabilité climatique rapide détectée dans les séquences marines et de glace sur la végétation et le climat de l'Europe occidentale ? Quel a été la durée et la variabilité climatique des périodes interglaciaires en tant qu'analogues potentiels de l'interglaciaire actuel et, en particulier, quel a été le rôle des changements de la végétation comme mécanisme de rétroaction pour déclencher l'entrée en glaciation ?

3.1 - VARIABILITE CLIMATIQUE RAPIDE EN PERIODE GLACIAIRE (70-15 KA)

L'idée traditionnellement admise d'une évolution climatique graduelle et rythmée par des cyclicités astronomiques de 100.000, 41.000, 23.000 et 19.000 ans a été récemment remise en question par la découverte d'une série de changements climatiques abrupts et de forte amplitude qui, avec une cyclicité millénaire, ont ponctué les périodes glaciaires des derniers 500.000 ans (McManus *et al.*, 1999 ; de Abreu *et al.*, 2003) et, en particulier, la dernière période glaciaire (Heinrich, 1988 ; Johnsen *et al.*, 1992 ; Bond *et al.*, 1993). Au cours de cette période, ces changements, appelés de Dansgaard-Oeschger, ont produit une alternance des phases froides, stades, et chaudes, interstades, sur le Groenland et sont associés à des variations dans les températures des eaux de surface de l'Atlantique Nord (fig. 3). Chacune de ces phases a duré entre 500 et 2.000 ans et le passage d'un intervalle froid à un intervalle chaud a été rapide, en se produisant en moins d'un siècle. Tous les 7.000-10.000 ans, des phases froides de D-O associées à des énormes débâcles d'icebergs provenant principalement de la fragmentation de la calotte laurentidienne envahissaient l'Atlantique Nord. Ces événements catastrophiques, nommés événements d'Heinrich (He), ralentissaient la circulation thermohaline (Ganopolski & Rahmstorf, 2001) en produisant une réorganisation atmosphérique avec une intensification des vents du sud et du nord-ouest dans la Péninsule Ibérique (Moreno *et al.*, 2002). Six événements d'Heinrich ont ponctué la période 70.000-15.000 cal ans BP dont leur étendu chronologique est le suivant (Elliot *et al.*, 1998, 2002 et fig. 3) : He6 (63-59 ka), He5 (49-47 ka), He4 (34.900-33.900 ¹⁴C BP, 40-38 ka), He3 (28.000-26.000 ¹⁴C BP, 32,8-31,3 ka), He2 (22.100-20.400 ¹⁴C BP, 26,8-23,7 ka) et He1 (15.100-13.400 ¹⁴C BP, 18-15,2 ka).

Si cette variabilité de D-O est de mieux en mieux documentée dans différentes régions du globe (Voelker, 2002), le rôle des différents mécanismes tels que la dynamique interne de la glace (MacAyeal, 1993 ; McCabe & Clark, 1998), la circulation thermohaline

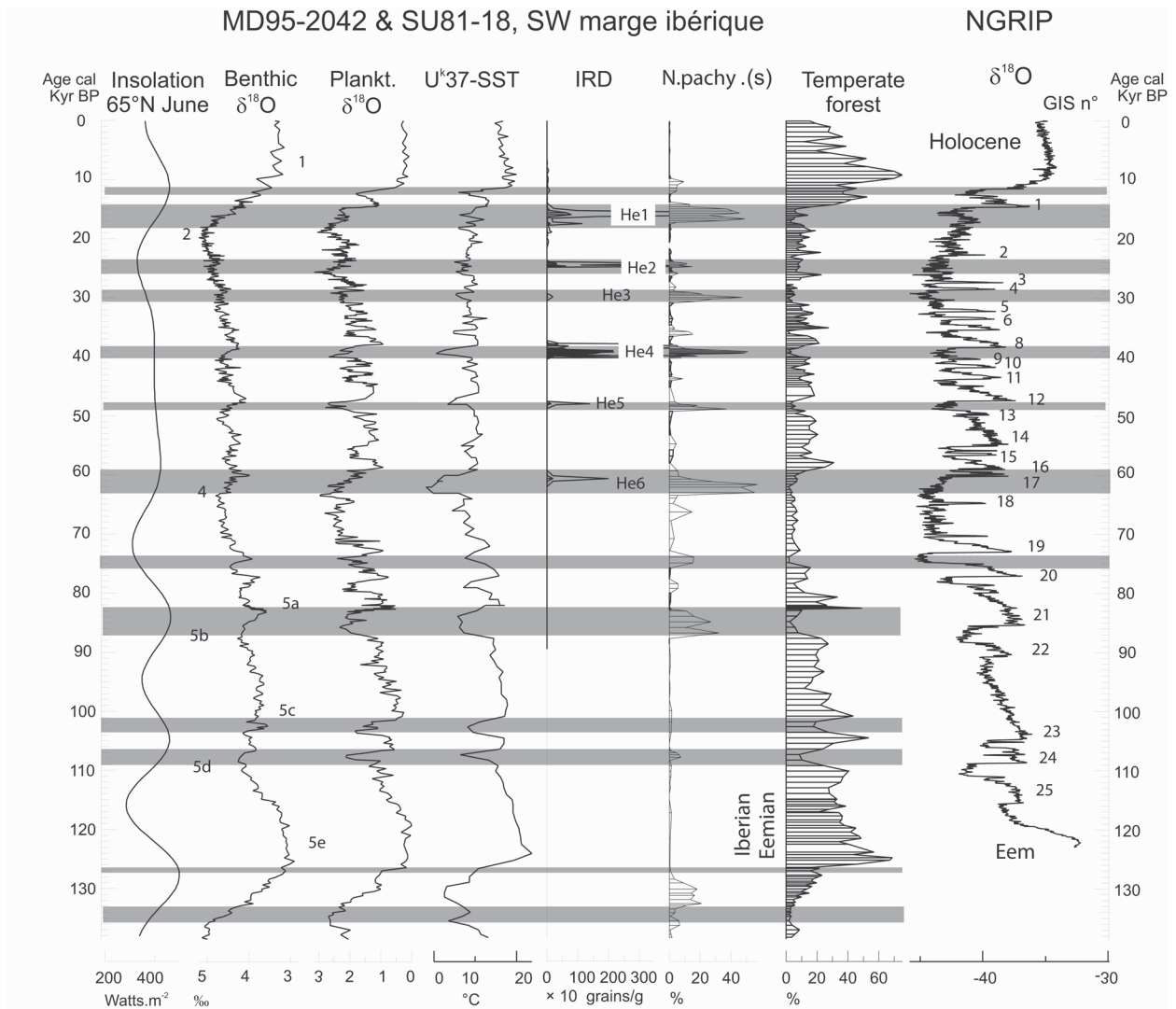


Fig. 3 : Analyse multiproxy de la carotte MD95-2042 prélevée sur le sud-ouest de la marge ibérique. De gauche à droite : a) variation de l'insolation d'été dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord ; b) courbe des isotopes des foraminifères benthiques indiquant la stratigraphie isotopique marine (MIS5 à MIS1) et donc la variation du volume de glace, c) courbe des isotopes des foraminifères planctoniques reflétant les variations des conditions de surface, notamment température et salinité (Shackleton et al., 2000 and 2002), d) variation de la température des eaux de surface (SST) dérivées de l'analyse des alcénones (Pailler & Bard, 2002). Les alcénones sont des chaînes longues (C_{37} - C_{39}) d'éthyl and méthyl cétones excrétées par le phytoplancton, e) courbe de la concentration du sédiment grossier provenant de la fonte des icebergs (*Ice Rafted Debris*, IRD). La ligne fine indique une exagération $\times 10$, f) courbe des pourcentages du foraminifère polaire *Neogloboquadrina pachyderma* (s), g) variations dans les pourcentages de la forêt tempérée incluant les arbres et arbustes méditerranéens (olivier, chêne vert, phyllaire, pistachier et *Cistus*). h) courbe isotopique de la glace de NorthGRIP (NorthGRIP members, 2004). Le modèle d'âge (âge calendaire) de la carotte MD95-2042 dérive des travaux de Bard et al. (2004) et Shackleton et al. (2002 ; 2004). La chronologie de NGRIP est basée sur GRIP ss09sea ou GRIP 2001 (Johnsen et al., 2001). He6 à He1 font référence aux événements d'Heinrich de la dernière période glaciaire (70ka-15ka) ; GIS25 à GIS1 indiquent les oscillations (interstades) de Dansgaard-Oeschger (D-O) du dernier cycle climatique. Les intervalles en gris indiquent les événements d'Heinrich et autres stadias de D-O.

N.B. : Pour les derniers 25.000 ans, les données d'IRD, *N. pachyderma* (s) et pollen sont issues de l'analyse de la carotte jumelle SU81-18 (Lézine et Denèfle, 1997 ; Turon et al., 2003).

*Fig. 3: Multiproxy analysis of core MD95-2042 retrieved in the south western Iberian margin. From left to right: a) the summer insolation curve at 65°N, b) the benthic isotopic curve indicating the marine isotopic stratigraphy, c) the planktic isotopic curve reflecting sea surface hydrological changes, mainly in temperature and salinity, (Shackleton et al, 2002); d) the curve of the alkenone-derived sea surface temperatures (SST) (Pailler & Bard, 2002). The alkenones are long-chain (C_{37} - C_{39}) unsaturated ethyl and methyl ketones excreted by the phytoplankton, e) the concentration curve of the coarse sediment (Ice Rafted Debris, IRD) reflecting the arrival of icebergs to the Iberian margin. Thin line indicates exaggeration $\times 10$, f) the percentage curve of the polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s), g) the curve of the pollen percentages of the temperate forest including Mediterranean plants (evergreen *Quercus*, *Olea*, *Phillyrea*, *Pistacia* and *Cistus*), h) the NorthGRIP isotopic curve. The age model (calendar age) of marine core MD95-2042 derives from Bard et al. (2004) and Shackleton et al. (2002; 2004). The NGRIP age scale is based on the GRIP ss09sea or GRIP 2001 chronology (Johnsen et al., 2001). He6 to He1 refer to Heinrich events within the last glacial period (70ka-15ka); GIS25 to GIS1 refer to the Dansgaard-Oeschger oscillations (D-O interstadials) of the last climatic cycle. Grey intervals indicate Heinrich events and other D-O stadials.*

*N.B.: For the last 25,000 years, the IRD, *N. pachyderma* (s) and pollen data are from the multiproxy analysis of the twin core SU 81-18 (Lézine et Denèfle, 1997; Turon et al., 2003).*

(Vidal *et al.*, 1999 ; Peterson *et al.*, 2000 ; Claussen *et al.*, 2003 ; Knutti *et al.*, 2004) ou la variation dans la concentration des poussières atmosphériques (Fuhrer *et al.*, 2000) à l'origine de cette variabilité et sa transmission latitudinale sont encore loin d'être précisées. Également, l'impact de cette variabilité sur les environnements terrestres et, en particulier, ceux du sud de l'Europe commence juste à être appréhendé (Allen *et al.*, 1999 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2000, 2002 ; Roucoux *et al.*, 2001 ; Combourieu-Nebout *et al.*, 2002 ; Tzedakis *et al.*, 2004a) et soulève des nouvelles questions sur le degré d'inertie et de variabilité spatiale de la réponse de la végétation à de tels changements. Des études récentes montrent des réponses immédiates de la végétation aux refroidissements tels que le Dryas récent ou l'événement 8.2 (Tinner & Lotter, 2001). Peu connu, par contre, est la réponse de la végétation face aux réchauffements des périodes glaciaires. L'hypothèse de l'équilibre dynamique entre végétation et climat étant conçue à l'origine pour des changements climatiques à l'échelle orbitale, les nouvelles séquences polliniques marines à haute résolution possédant des marqueurs climatiques indépendants rendent possible d'étudier le temps et la nature de la réponse de la végétation à la variabilité climatique millénaire.

L'impact de la variabilité océanique et atmosphérique sur la végétation du sud-ouest de la Péninsule Ibérique au cours des derniers 140.000 ans est bien illustré maintenant par l'étude multiproxy des carottes MD95-2042 et SU81-18 (Sánchez Goñi *et al.*, 1999b, 2000a, 2000b, 2002 ; Turon *et al.*, 2003) (fig. 3). La comparaison de l'enregistrement pollinique issue de ces carottes avec la nouvelle séquence isotopique NorthGRIP montre que toutes les oscillations de D-O ont eu un impact sur la végétation et le climat de cette région. La corrélation directe entre l'évolution de la forêt tempérée, incluant les arbres et arbustes méditerranéens, les températures des eaux de surface (estimées par l'analyse des alcénones, les mesures des isotopes planctoniques ainsi que par les pourcentages du foraminifère polaire *Neogloboquadrina pachyderma* (s)) et de l'évolution de la cryosphère (concentrations de la fraction grossière provenant de la fonte d'icebergs) montrent que les phases froides océaniques, associées ou non à des débâcles d'icebergs, sont contemporaines d'une forte réduction de la forêt tempérée dans le sud-ouest de la Péninsule. Parallèlement, les réchauffements océaniques coïncident avec l'expansion de cette forêt. Un zoom sur les derniers 50.000 ans de cette carotte de la marge sud ouest ibérique, montre que chaque phase froide de D-O coïncide avec un paysage semi-désertique dans le sud de la Péninsule Ibérique. Un réchauffement dans l'atmosphère de Groenland correspond à un développement de la forêt ouverte méditerranéenne associé à celui des bruyères indiquant une augmentation de température et d'humidité dans cette région (fig. 4). Le même synchronisme est observé dans les enregistrements provenant de la mer d'Alboran (MD95-2043 et ODP 976) suggérant un mécanisme atmosphérique dans la transmission de la

variabilité de D-O en Méditerranée occidentale. Ce mécanisme serait à l'origine d'une alternance de deux situations durant les phases D-O, l'une, stadiaire, caractérisée par une diminution des précipitations hivernales liée à une plus forte fréquence de hautes pressions sur cette région et l'autre, interstadiare, caractérisée comme à présent par la présence en hiver d'arcs dépressionnaires sur la Méditerranée (Combourieu-Nebout *et al.*, 2002 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2002). L'application de la technique des meilleurs analogues modernes à ces enregistrements polliniques marins montre un refroidissement de l'ordre de 10°C et une diminution dans les précipitations annuelles autour de 400 mm au cours des événements d'Heinrich dans le sud de la Péninsule Ibérique. Le dernier maximum glaciaire, 23 ka-18 ka, caractérisé dans cette région par l'expansion de bruyères et le faible développement d'arbres caducifoliés, est paradoxalement une période plus humide sur le continent et plus chaude dans l'océan que les événements d'Heinrich (He1 et He2) qui l'encadrent (Grousset *et al.*, 2001 ; Turon *et al.*, 2003).

Plus au nord, l'étude multiproxy des carottes MD95-2039 et MD99-2331, prélevées respectivement près de la latitude de l'embouchure du fleuve Douro (40°31'N, 10°20'W) et en face de la Galice (42°09'N, 09°41'W), révèle également une variabilité millénaire dans les changements de végétation alternant entre steppe et forêt ouverte (Roucoux *et al.*, 2005 ; Sánchez Goñi *et al.*, en préparation). Des contractions dans la forêt de pin sont détectées à chaque événement d'Heinrich.

L'observation de la période allant de 41 à 34 ka, incluant l'événement He4 et l'interstade D-O 8 (GIS8, *Greenland Interstadial* 8 suivant la terminologie des archives de glace), montre que le réchauffement GIS8 est caractérisé en Méditerranée occidentale dans un premier temps par l'expansion de la forêt tempérée, principalement du chêne caducifolié, suivie par le développement d'une forêt ouverte méditerranéenne (fig. 5). L'expansion de la forêt tempérée est associée à des températures de la surface océanique (*sea surface temperatures* ou SST) en été de 12°C estimées d'après les assemblages des foraminifères planctoniques. Par la suite, la forêt ouverte méditerranéenne coïncide avec des SST annuelles supérieures à 14°C. Ces observations indiquent que les arbres dans le sud de la Péninsule répondent rapidement, (en moins de 200 ans, moyenne de résolution de notre analyse), aux changements climatiques. Cela est certainement dû au réchauffement climatique relativement important, comme indiqué par l'amplitude des variations des SST, et la relative haute densité de zones refuge pour les arbres tempérés au cours de l'événement He4 précédant (Sánchez Goñi & d'Errico, 2004).

Encore plus au nord, l'analyse d'une autre carotte provenant de la marge nord-ouest ibérique, MD99-2331, montre l'expansion du pin au début du GIS8 associée à des SST estivales entre 8°C et 12°C suivie d'un léger développement de la forêt tempérée. Cette étude suggère aussi un synchronisme entre changement

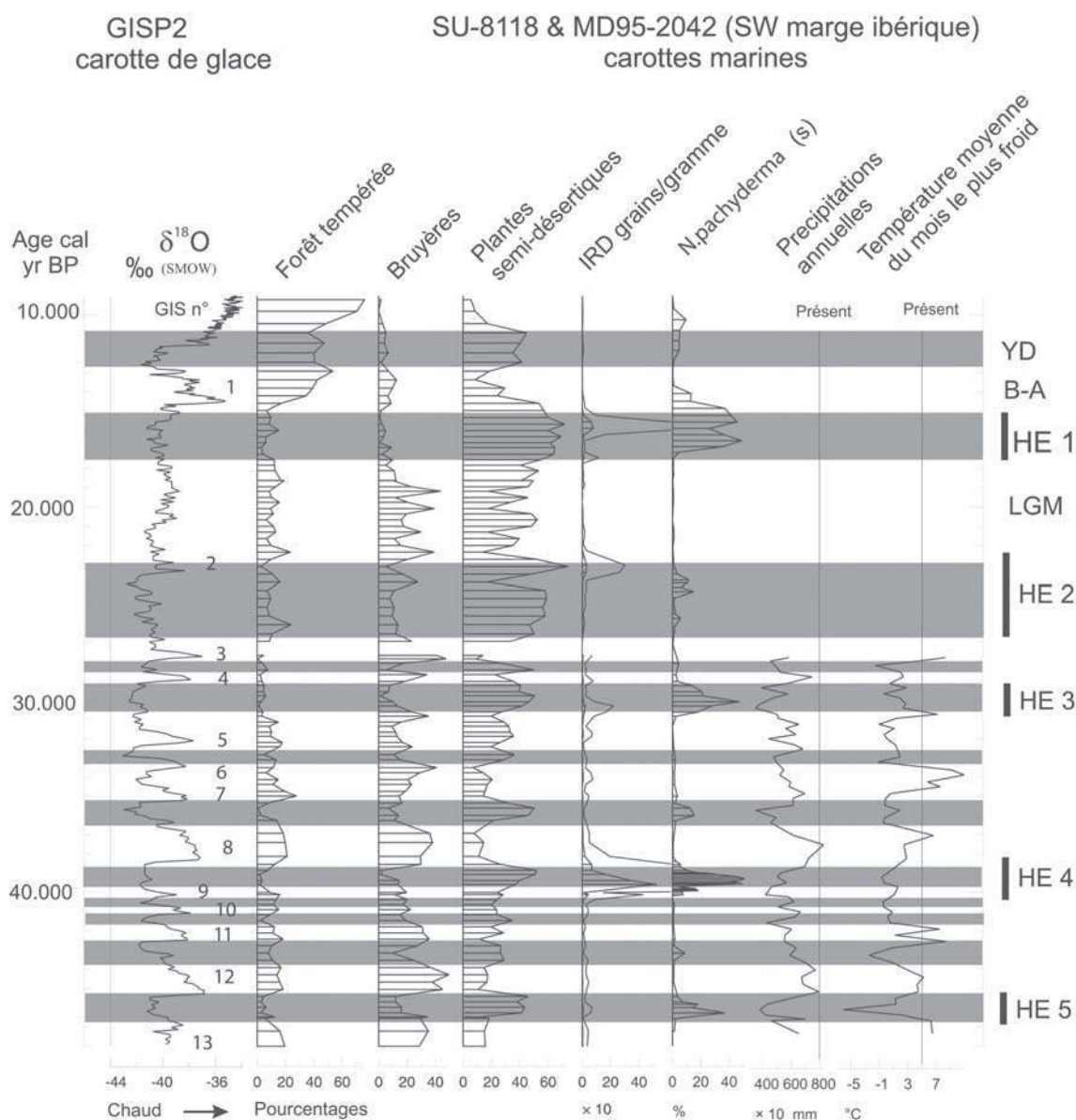


Fig. 4 : Réponse de la végétation du sud ouest de la Péninsule Ibérique à la variabilité climatique abrupte des derniers 50.000 ans. De gauche à droite : a) courbe isotopique de la glace de GISP2 (Johnsen *et al.*, 2001), b) Courbes des pourcentages polliniques des principaux groupes écologiques : forêt tempérée, notamment *Quercus* caducifolié, incluant les arbres et arbustes méditerranéens, Ericaceae (bruyères), végétation semi-désertique (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra dystachia* and *E. fragilis*-types), c) courbe de la concentration du sédiment grossier provenant de la fonte des icebergs (*Ice Rafted Debris*, IRD), d) courbe des pourcentages du foraminifère polaire *Neogloboquadrina pachyderma* (s), e) courbe des variations dans les précipitations annuelles, f) courbe des variations de la température moyenne du mois le plus froid (voir Sánchez Goñi *et al.* 2002 pour les courbes de la déviation standard supérieure et inférieure). HE1-HE5 font référence aux événements d'Heinrich des derniers 50.000 ans. LGM : Dernier maximum glaciaire, B-A : interstade de Bölling-Alleröd, YD : Dryas récent. Les intervalles en gris indiquent les stadières de Dansgaard-Oeschger. GIS : Greenland Interstadial.

N.B. : Pour les derniers 25 000 ans, les données d'IRD, N. pachyderma(s) et pollen sont issues de l'analyse de la carotte jumelle SU 81-18 (Lézine & Denèfle, 1997 ; Turon *et al.* 2003).

*Fig. 4: Vegetation response in south western Iberia to the millennial scale climatic variability of the last 50,000 years. From the left to the right: a) the isotopic curve from GISP2 ice core reflecting atmospheric temperatures in Greenland (Johnsen *et al.*, 2001), b) Pollen curves of main ecological groups : temperate forest, mainly deciduous *Quercus*, including Mediterranean trees and shrubs, Ericaceae (heather), semi-desert vegetation (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra dystachia* and *E. fragilis*-types), c) the concentration curve of the coarse sediment (*Ice Rafted Debris*, IRD) reflecting the arrival of icebergs to the Iberian margin, d) the percentage curve of the polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s), e) variation curve of the annual precipitations, f) variation curve of the mean temperature of the coldest month (see Sánchez Goñi *et al.* 2002 for the lower and upper standard deviations). HE1-HE5 refer to the Heinrich events of the last 50,000 years. LGM: Last Glacial maximum, B-A : Bölling-Alleröd interstadial, YD: Younger Dryas. Grey intervals indicate the Dansgaard-Oeschger stadials. GIS: Greenland Interstadial.*

*N.B. : For the last 25 000 years, the IRD, N. pachyderma(s) and pollen data are from the multiproxy analysis of the twin core SU 81-18 (Lézine & Denèfle, 1997 ; Turon *et al.* 2003).*

des SST et réponse de la végétation. Toutefois, la faible expansion de la forêt tempérée est probablement dû au moindre réchauffement au cours du GIS8 dans cette région et à la presque absence de zones refuge durant le He4 (fig. 5) (Sánchez Goñi *et al.*, en préparation). Plus

au nord les séquences polliniques françaises, comme par exemple celle de la Grande Pile située dans les Vosges (47°N 6°E) (Pons *et al.*, 1992), n'enregistrent pas de changements importants dans les pourcentages du pollen d'arbres tempérés au cours de la dernière

période glaciaire. A ces latitudes, les SST d'été en Mer d'Irlande restent inférieures à 12°C durant le GIS8 (Cortijo *et al.*, 1997). Par conséquent, les séquences polliniques européennes situées au-delà de 42°N montrent que les arbres tempérés ne peuvent pas répondre à la variabilité millénaire de D-O. En effet, les phases interstadias ont été probablement marquées par le développement de la forêt de conifères et de bouleaux.

Ceci est corroboré par le fait qu'actuellement le développement optimal de la forêt tempérée est associé des deux côtés de l'Atlantique avec des températures de l'océan en été situées entre 12 et 18°C et que l'expansion de la forêt méditerranéenne coïncide avec des SST estivales supérieures à 18°C (Van Campo, 1984). La valeur de 12°C dans les SST d'été semble être, comme à présent, la valeur seuil permettant l'expansion de la forêt tempérée au cours de la dernière période glaciaire.

En conclusion, nous avons mis en évidence un synchronisme entre SST et changements de la végétation dans la Péninsule Ibérique en réponse à la variabilité climatique millénaire. Cela suggère l'existence d'un équilibre dynamique entre végétation et climat pour des courtes périodes de forçage. De plus, l'impact de la variabilité de D-O sur les écosystèmes de l'Europe occidentale est spatialement variable. Les environnements du sud de l'Ibérie, alternant entre formations semi-désertiques et forêts ouvertes méditerranéennes, ont été particulièrement affectés par cette variabilité rapide. Dans les régions plus septentrionales, la réponse de la forêt tempérée a été, au contraire, presque muette et c'est la forêt de conifères qui se développe au cours des interstades de D-O. L'étude multiproxy d'une nouvelle carotte prélevée sur le dôme Gascogne (45°N, 5°W) pourra infirmer ou confirmer cette hypothèse qui voit des milieux steppiques perdurer entre 70 et 15 ka dans le nord de l'Europe à la différence de

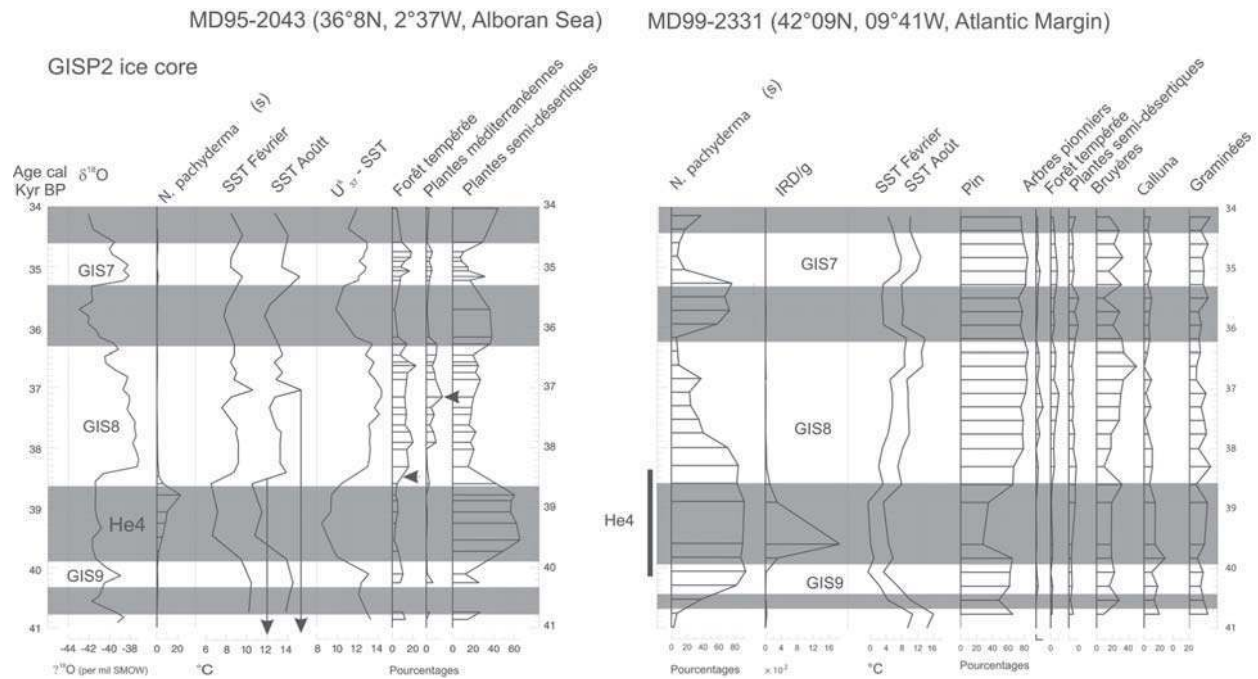


Fig. 5 : Comparaison de la variation des températures sur le Groenland (Johnsen *et al.* 2001) avec les températures des eaux de surface (SST) et la succession de végétation du sud-est (carotte MD95-2043) et du nord-ouest de la Péninsule Ibérique (carotte MD99-2331) dans l'intervalle 41 ka-34 ka qui inclut l'événement de Heinrich 4 (He4) et l'interstade 8 (GIS8, *Greenland Interstadial 8*). Les pourcentages maximaux du foraminifère polaire *Neogloboquadrina pachyderma* (s) indiquent en Méditerranée occidentale les événements d'Heinrich. Les valeurs de SST de février et août ont été estimées par J. Duprat en appliquant la fonction transfert de Pflaumann *et al.* (1996) modifiée par E. Cortijo et J. Duprat aux assemblages de foraminifères planctoniques. $U_{k^{37}}$ -SST indique la variation de la température des eaux de surface (SST) dérivées de l'analyse des alcanones (substances excrétées par le phytoplancton). IRD/g indique les variations de la concentration du sédiment grossier provenant de la fonte des icebergs (*Ice Rafted Debris*, IRD). La forêt tempérée est représentée fondamentalement par le chêne caducifolié ; les plantes méditerranéennes par : chêne vert, olivier, pistachier, filaire et *Cistus* ; les plantes semi-désertiques par : *Artemisia*, *Chenopodiaceae* et *Ephedra* ; les arbres pionniers par : *Cupressaceae*, *Betula* et *Hippophae*. Le modèle d'âge des carottes MD95-2043 et MD99-2331 dérive respectivement des travaux de Cacho *et al.* (1999) et Sánchez Goñi *et al.* (en préparation). Les intervalles en gris indiquent l'événement d'Heinrich et les autres stadias de D-O.

*Fig. 5: Comparison between the temperature variations over Greenland (Johnsen et al. 2001), the sea surface temperatures (SST) and the vegetation succession of south eastern and north western Iberia (cores MD95-2043 and MD99-2331, respectively) during the interval 41 ka and 34 ka including Heinrich event 4 (He4) and interstadial 8 (GIS8). The maxima in the percentages of the polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s) reflects the Heinrich events in the western Mediterranean Sea. The February and August SST values were estimated by J. Duprat who applies the transfer function of Pflaumann et al. (1996) modified by E. Cortijo and J. Duprat to the planktic foraminifer assemblages. $U_{k^{37}}$ -SST curve indicates the variation in the SST derived from the alkenone analysis. IRD/g is the coarse sediment concentration reflecting the arrival of icebergs to the Iberian margin. Pollen curves of main ecological groups: temperate forest, mainly deciduous *Quercus*, Mediterranean trees and shrubs (evergreen *Quercus*, olive tree, *Pistacia*, *Phillyrea* and *Cistus*), *Ericaceae* (heather), semi-desert vegetation (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra* *dystachia* and *E. fragilis*-types), pioneer trees: *Cupressaceae*, *Betula* and *Hippophae*. The age model of cores MD95-2043 and MD99-2331 derives from Cacho et al., (1999) and Sánchez Goñi et al. (in progress). Grey intervals indicate Heinrich events and the other D-O stadials.*

l'alternance de forêt tempérée/végétation semi-désertique détectée dans le sud de cette région.

L'alternance bien marquée entre environnements forestiers et paysages semi-désertiques dans le sud de la Péninsule Ibérique en réponse à la cyclicité de D-O est également détectée par la séquence di Lago di Monticchio située dans le sud de l'Italie (Allen *et al.*, 1999) et correspondrait dans le nord de la Péninsule Ibérique à l'alternance entre bosquets de pin et paysage de landes. Plus à l'est, en Grèce, la réponse de la végétation varie aussi selon la position géographique des sites analysés. Dans le nord ouest, le site de Ioannina détecte encore un certain développement du couvert forestier au cours des événements d'Heinrich tandis que dans des sites qui actuellement sont soumis à un stress hydrique, Tenagi-Phillipon et Kopais, ces événements produisent des formations ouvertes (Tzedakis *et al.*, 2004a).

La sécheresse observée au cours des événements d'Heinrich et les autres stadias de D-O dans le sud de l'Europe correspondrait, par contre, à une augmentation d'humidité dans le côté ouest de l'Atlantique, en Floride (Grimm *et al.*, 1993). Nous avons proposé que cette configuration climatique observée pendant les périodes froides puisse être expliquée par une plus forte fréquence des situations de type NAO (oscillation nord atlantique) positive (Sánchez Goñi *et al.*, 2002). A présent, l'oscillation nord-atlantique contrôle une partie du climat européen en hiver. Elle est définie comme le gradient de pression entre les hautes pressions des Açores et les basses pressions de l'Islande. Quand cet index est fort on parle de NAO positive (+) et quand il est faible de NAO négative (-). En mode positive, le sud de la Péninsule Ibérique connaît des périodes de sécheresse tandis que les îles britanniques, la Scandinavie et la Floride sont soumises à de plus fortes précipitations (Hurrell, 1995 ; Rodwell, 1999). Pour vérifier cette hypothèse sur une plus forte fréquence de situations climatiques/atmosphériques de type NAO (+) en période stadiale, d'autres analyses doivent être effectuées de part et d'autre de l'Atlantique Nord et dans d'autres latitudes.

Nous avons donc pu documenter dans un premier temps le comportement des environnements océaniques et terrestres face à la variabilité climatique rapide, d'ordre millénaire, détectée dans les carottes de glace groenlandaises et, dans un deuxième temps, de discuter des mécanismes à l'origine de cette variabilité. Toutefois, la corrélation précise entre les enregistrements groenlandais et les archives marines est incontournable si on veut évaluer le temps et la durée des réponses marines et continentales à la variabilité de type D-O dans différents domaines géographiques.

L'étude multidisciplinaire de ces carottes a déjà mis en évidence des décalages entre la réponse de certains marqueurs à un événement climatique particulier. Par exemple, le début de l'événement He4 et de l'événement He2 est marqué par l'augmentation des pourcentages des dinoflagellés froids précédant le développement des foraminifères planctoniques polaires

dans le sud-ouest de la marge ibérique (Sánchez Goñi *et al.*, 2000 ; Turon *et al.*, 2003). Egalement, des déphasages entre les températures des eaux de surface et l'arrivée des icebergs au cours du He1 et du He2 ont été détectés dans d'autres carottes nord atlantiques situées dans la bande préférentielle de dépôts de sédiments grossiers issus de la fonte d'icebergs et située entre 50°N et 40°N appelée ceinture de Ruddiman, (Grousset *et al.*, 2001 ; Zaragosi *et al.*, 2001). Toutefois, la durée de ces déphasages n'a pas été encore bien établie.

3.2 - DUREE ET VARIABILITE CLIMATIQUE DES PERIODES INTERGLACIAIRES EÉM (~126 KA) ET VIGO (~425 KA)

Prévoir comment va se dérouler la fin de l'interglaciaire actuel et quand se manifestera la prochaine glaciation a stimulé l'étude de l'évolution climatique du dernier interglaciaire ou Eémien (~126.000 ans avant le présent) et de celle de l'interglaciaire Holsteinien (~425.000 ans avant le présent). Comme tout interglaciaire terrestre, l'Eémien et l'Holsteinien sont identifiés sur le continent par une succession forestière complète entre deux périodes dominées par une végétation ouverte de type steppe-tundra (Turner & West, 1968) et associés aux périodes de développement minimal des calottes polaires. L'interglaciaire Eémien, le plus proche de l'actuel, est associé au stade isotopique marin (MIS) 5 (Shackleton, 1969). L'Holsteinien est, malgré quelques controverses (Linke *et al.*, 1985 ; Geyh *et al.*, 2003), associé au MIS 11 (Tzedakis *et al.*, 1997 ; de Beaulieu *et al.*, 2001) et régit, comme le présent interglaciaire, par des changements d'insolation faibles. Le climat Holocène est resté relativement constant au cours des derniers 11.000 ans qui est la durée que certains auteurs ont attribué aux interglaciaires précédents. Toutefois, des études récentes (McManus *et al.*, 1999 ; Shackleton *et al.*, 2003 ; Tzedakis *et al.*, 2004b) suggèrent des durées différentes pour les différents interglaciaires et même que la durée de l'interglaciaire Eémien dépend de la zone géographique intéressée, étant plus courte dans les zones au nord des Alpes et des Pyrénées (Turner, 2002).

L'étude multiproxy de plusieurs carottes marines prélevées sur la marge ibérique, l'une face à Lisbonne (MD95-2042) et les autres face à la Galice (MD99-2331, MD01-2447, MD03-2697) permet de discuter de la fréquence, durée et amplitude des changements climatiques au cours des MIS 5 (Sánchez Goñi *et al.*, 1999b, 2000a, 2005) et MIS 11 (Desprat *et al.*, 2005b) dans la Péninsule Ibérique et, en particulier, durant les phases interglaciaires terrestres les plus forestières (chaudes), Eémien et Vigo (correspondant vraisemblablement à l'Holsteinien ibérique), détectées au début de ces interglaciaires isotopiques. La corrélation directe entre l'évolution des environnements continentaux et océaniques avec les variations du volume de glace a également permis de discuter du rôle possible des changements de végétation comme mécanisme de

rétroaction positive pour déclencher l'entrée en glaciation en réponse à la diminution de l'insolation estivale dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord dans deux périodes interglaciaires différentes du point de vue des paramètres orbitaux (MIS 5 et MIS 11).

Au début des années 1990, la mise en évidence dans les carottes de glace du Groenland d'une possible variabilité climatique rapide et de forte amplitude au cours de l'Eémien a interpellé la communauté scientifique (Alley, 1995) et il s'est avéré la nécessité de l'étude de cette période sur d'autres latitudes de l'hémisphère Nord. La durée de cet interglaciaire a suscité également des nombreux débats (Kukla *et al.*, 1997 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2000 ; Turner, 2002 ; Shackleton *et al.*, 2003 ; Tzedakis, 2003). L'analyse pollinique de la carotte IMAGES MD95-2042, prélevée en face de Lisbonne, et sa comparaison avec d'autres indicateurs climatiques marins (dinokystes, sédiment grossiers et isotopes de l'oxygène des tests de foraminifères planctoniques et benthiques), a montré que la variabilité climatique de l'Eémien dans le sud-ouest de l'Europe a été, comme dans d'autres régions européennes (Cheddadi *et al.*, 1998), de faible amplitude et semblable à celle qui caractérise l'Holocène (Sánchez Goñi *et al.*, 1999b, 2000) (fig. 6). Contrairement à ce qui a été suggéré par les séquences de glace, nos données confirment les résultats d'autres chercheurs (Chappellaz *et al.*, 1997 ; Landais *et al.*, 2003) qui voient dans la variabilité climatique abrupte du Groenland un artefact créé par un problème de fluage de la glace dans les couches Eémiennes. La période Eémienne dans le sud ouest de la Péninsule Ibérique est caractérisée par le développement maximal de la forêt méditerranéenne (chêne vert, olivier, filaire, pistachier) dans la première phase de l'interglaciaire suivi d'une légère diminution de cette forêt et l'apparition de *Carpinus betulus*. La fin de l'Eémien dans cette région voit une faible reprise du chêne caducifolié. Suivant cet interglaciaire, quatre cycles froids/chauds, originellement identifiés dans le nord est de la France à La Grande Pile par Woillard (1978) : Mélisey I/Saint-Germain Ia, Montaigu/Saint-Germain Ic, Mélisey II/Saint-Germain II et Stadiaire I/ Interstadiare Ognon I, sont également détectés dans le sud-ouest de la Péninsule Ibérique et caractérisés dans cette région par l'alternance des paysages semi-désertiques, dominés par *Artemisia*, *Ephedra* et *Chenopodiaceae*, et forêts ouvertes méditerranéennes. L'interglaciaire Eémien et ces cycles climatiques constituent le complexe interglaciaire du MIS 5 (~128.000-74.000 ans BP).

La corrélation directe des données climatiques terrestres et marines issues de la même carotte nous a permis de montrer que pendant le MIS 5, les variations des températures des eaux de surface des latitudes moyennes de l'Atlantique Nord étaient synchrones avec les changements climatiques du sud-ouest de la Péninsule Ibérique. En particulier, nous montrons que les refroidissements marins C24 et C23, qui seraient associés respectivement au GS (*Greenland Stadal*) 25 et GS24 selon la terminologie des séquences groenlandaises

correspondent respectivement aux phases froides terrestres Mélisey I et Montaigu (Shackleton *et al.*, 2002) (fig. 6). Cela a été confirmé par l'étude d'une autre carotte prélevée sur la marge nord-ouest Ibérique, MD99-2331 (Sánchez Goñi *et al.*, 2005) (fig. 7). Dans ce cas, la végétation Eémienne est caractérisée, comme celle des zones plus au nord de l'Europe (de Beaulieu *et al.*, 2001), par un développement de la chênaie caducifoliée qui est suivie par l'expansion de la charmaie et enfin la colonisation des conifères (*Pinus* et *Abies*). Les changements de végétation après l'Eémien dans cette région sont marqués par l'expansion d'une forêt tempérée atlantique au cours des phases chaudes de St Germain Ia, St Germain Ic et St Germain II entrecoupée par une végétation steppique dominée par Poaceae, Composés et Ericaceae au cours du Mélisey I, Montaigu, Mélisey II et stadiaire I contrastant avec la succession forêt/steppes méditerranéennes qui dominent le sud de la Péninsule pendant le MIS 5.

Cette recherche a montré, pour la première fois, qu'un décalage existe entre le développement des calottes glaciaires et la réponse des écosystèmes continentaux de la Péninsule Ibérique au changement du volume de glace (Sánchez Goñi *et al.*, 1999 ; Shackleton *et al.*, 2002, 2003) (fig. 8). Ainsi nous constatons que : a) le début du MIS 5e englobe la succession Interstade de Zeifen-Stadiaire post-Zeifen (terminologie selon Woillard, 1978) suggérant un réchauffement en deux étapes sur le continent et dans l'océan au cours de la Terminaison II, b) le volume minimal de glace, le « plateau » du MIS 5e, est atteint vers 128 ka et inclut la phase froide post-Zeifen. Le début de la succession forestière européenne qui marque l'entrée dans l'Eémien est donc enregistré à 126 ka et, c) le développement majeur des calottes de glace dans l'hémisphère nord (transition MIS5e/MIS5d, 116-115 ka) est contemporain d'une forêt tempérée et humide dans le sud-ouest de l'Europe. Cette forêt a persisté jusqu'à 110 ka dans cette région.

Ce résultat remet en question la corrélation entre la stratigraphie isotopique et continentale du MIS 5 avancée par Shackleton (1969) et complète les résultats préliminaires de Turon (1984b). L'Eémien Ibérique n'est pas entièrement l'équivalent du MIS 5e, comme l'Holocène n'est pas l'équivalent du MIS 1, mais il inclut, les valeurs isotopiques les plus légères du MIS 5e jusqu'aux valeurs les plus lourdes de la première partie du MIS 5d. De plus, cette carotte, datée par corrélation entre les paliers dans les variations du niveau marin détectés dans le signal isotopique des foraminifères benthiques avec ceux identifiés et datés par l'U/Th dans les terrasses coralliennes, a fourni une chronologie indépendante de la chronologie astronomique (Shackleton *et al.*, 2003). Elle donne une durée pour l'Eémien de la Péninsule Ibérique de l'ordre de 16.000 ans. On rapprochera cette durée de celle de 11.000 ans estimée sur la base des comptages de varves de plusieurs séquences eémiennes allemandes situées au-dessus de 50°N (Turner, 2002). La croissance des

MD95-2042 (SW Iberian margin, 37°48'; 10°10')

NorthGRIP

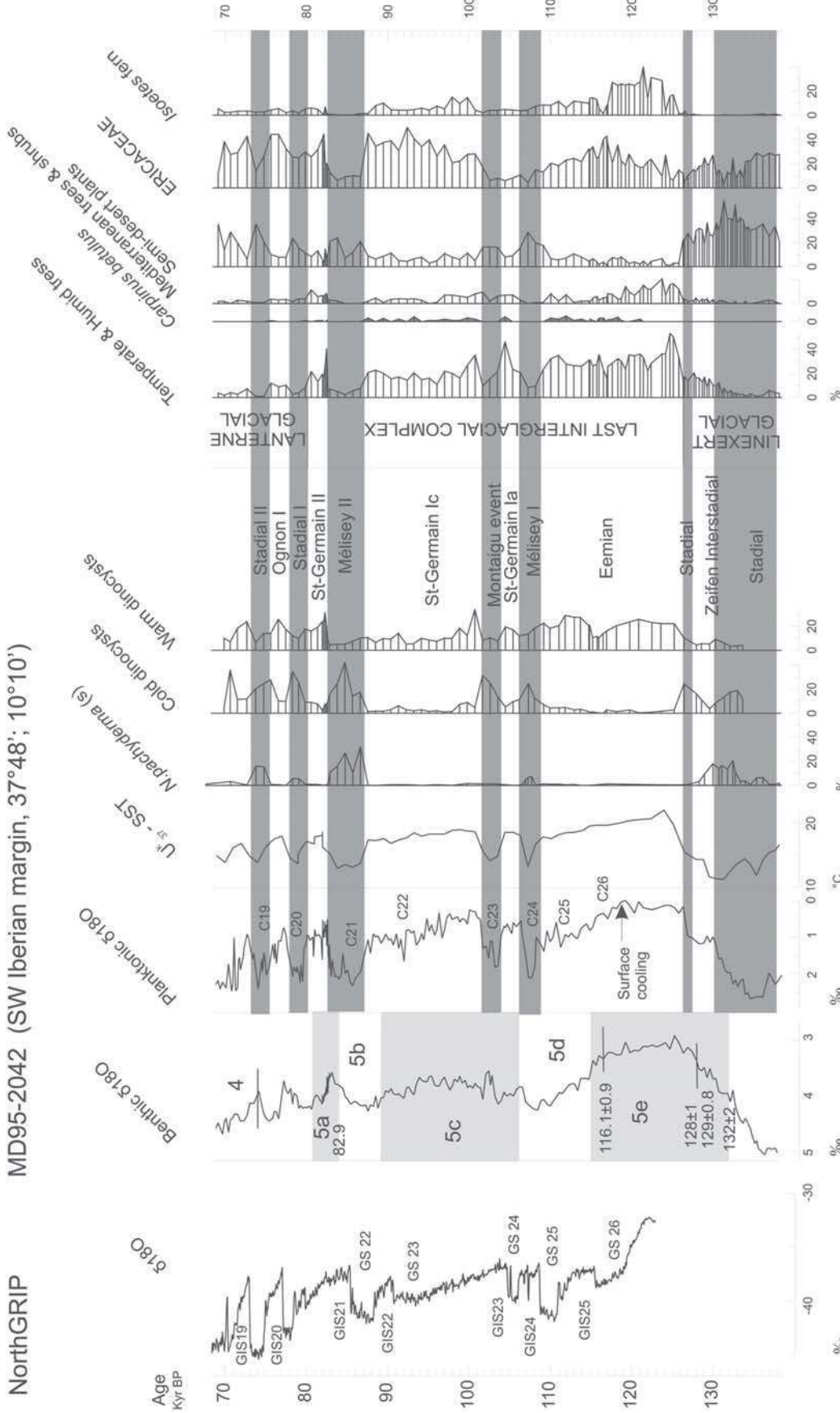


Fig. 6 : De gauche à droite : a) la courbe isotopique de NorthGRIP (NorthGRIP members, 2004). b) enregistrement multiproxy de l'intervalle correspondant au MIS 5 (~132 ka-74 ka) de la carotte MD95-2042 (marge sud-ouest ibérique). b) courbe des isotopes des foraminifères benthiques indiquant la stratigraphie isotopique marine du MIS5 et donc la variation du volume de glace, courbe des isotopes des foraminifères planctoniques reflétant les variations des conditions de surface, notamment température et salinité (Shackleton *et al.*, 2000 and 2002), variation de la température des eaux de surface (SST) dérivées de l'analyse des alcanones (substances excrétées par le phytoplancton), courbe des pourcentages de foraminifères polaire *Neogloboquadrina pachyderma* (s), courbes des kystes de dinoflagellés (organismes phytoplanctoniques) froids et chauds (Eynaud *et al.*, 2000), stratigraphie continentale, courbes polliniques des principaux groupes écologiques : Forêt tempérée et humide inclut *Abies*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus caducifolié*, *Carpinus betulus*, *Fraxinus excelsior*-type, *Acer*, *Ulmus*, *Alnus*, *Hedera* et *Salix*. Arbres et arbustes méditerranéens incluent *Quercus sempervirens*, *Olea*, *Phillyrea*, *Pistacia* et *Cistus*. Plantes semi-désertiques incluent *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra distachia* et *E. fragilis*-types. Le modèle d'âge de la séquence de NorthGRIP est basé sur la chronologie GRIP ss09sea ou GRIP 2001 (Johnsen *et al.*, 2001). Le modèle d'âge (âge calendaire) de l'intervalle MIS5 de la carotte MD95-2042 dérive des travaux de Shackleton *et al.* (2003). GIS25 à GIS19 et GS26 à GS22 indiquent respectivement les interstades et stades de Dansgaard-Oeschger (D-O) de la dernière période interglaciaire. C26 à C19 font référence aux événements marins froids identifiés par Chapman & Shackleton (1999) dans l'Atlantique Nord ; Les intervalles en gris indiquent les stadiers de D-O.

Fig. 6: From left to right: a) NorthGRIP isotopic curve (NorthGRIP members, 2004). b) Multiproxy record of the Marine Isotopic Stage 5 interval in core MD95-2042, south western Iberian margin, the benthic isotopic curve indicating the marine isotopic stratigraphy the planktic isotopic curve reflecting sea surface hydrological changes, mainly in temperature and salinity. (Shackleton *et al.*, 2002), the alkenone-derived sea surface temperatures (Pailler and Bard, 2002), the percentage curve of the polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s), the percentage curves of cold and warm dinocyst assemblages (Eynaud *et al.*, 2000), the terrestrial stratigraphy, and the curves of the main pollen ecological groups: Temperate and humid tree curve mainly includes *Abies*, *Betula*, *Corylus*, *deciduous Quercus*, *Carpinus excelsior*-type, *Acer*, *Ulmus*, *Alnus*, *Hedera* and *Salix*; Mediterranean tree & shrub curve includes evergreen *Quercus*, *Olea*, *Phillyrea*, *Pistacia* and *Cistus*; Semi-desert plant curve includes *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra distachia* and *E. fragilis*-types; Humid plant curve refers to *Ericaceae*. The NGRIP age scale is based on the GRIP ss09sea or GRIP 2001 chronology (Johnsen *et al.*, 2001). The chronology of most of the MIS5 interval in core MD95-2042 is derived from Shackleton *et al.* (2003); however, the chronology of the interval between 81.9 ka and 69 ka is based on Shackleton *et al.* (2004). C26 to C19 refer to marine cold events identified by Chapman & Shackleton (1999) in the North Atlantic Ocean. GS and GIS refer to Greenland Stadials and Interstadials, respectively. Grey intervals represent the D-O stadials.

MD99-2331 (NW Iberian margin, 42°09'N, 09°41'W, 2120 m)

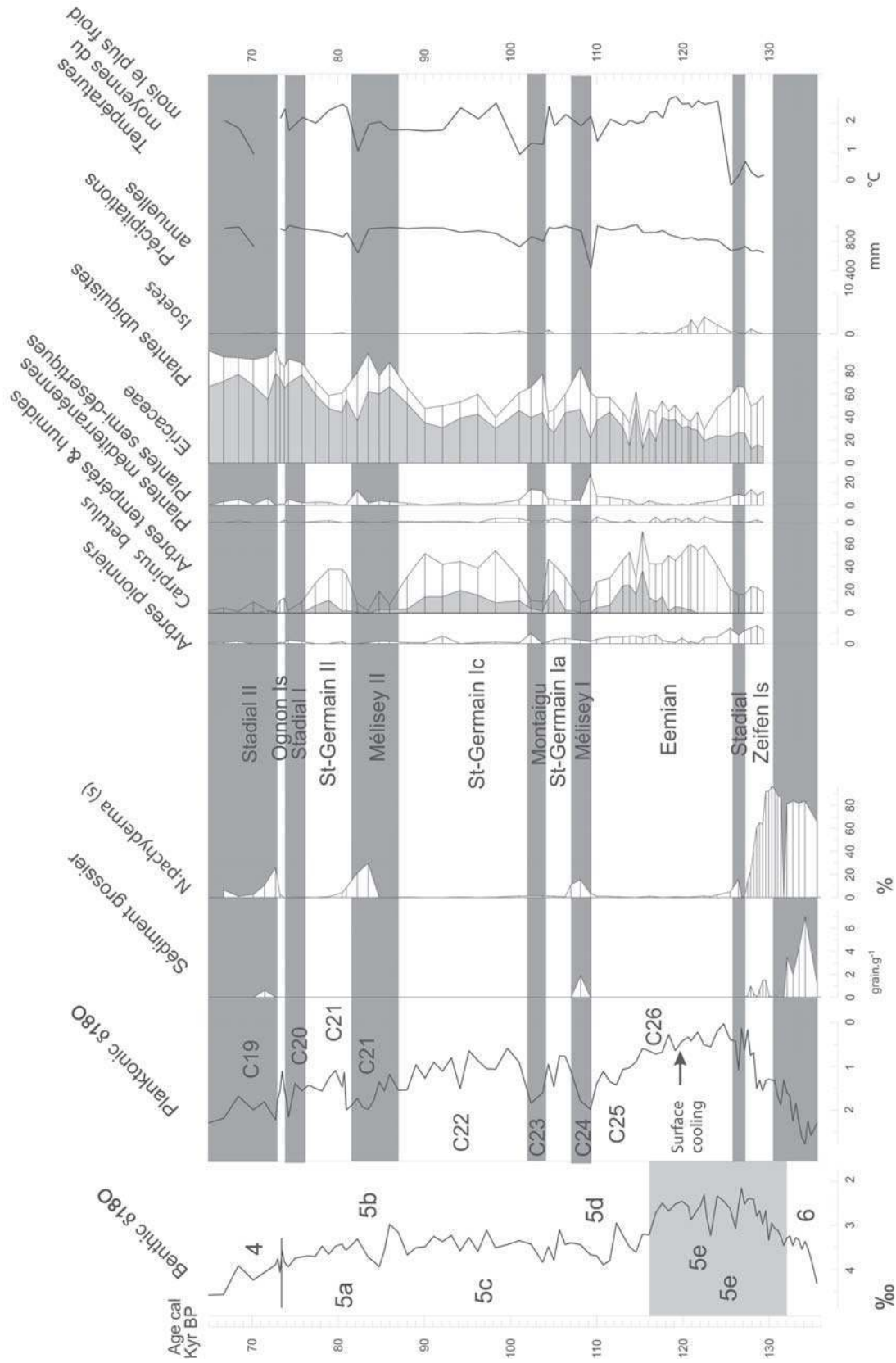


Fig. 7 : Enregistrement multiproxy de l'intervalle correspondant au MIS 5 de la carotte MD99-2331 (marge nord-ouest ibérique). Le modèle d'âge de cette carotte est basé sur Sánchez Goñi *et al.*, (2005). Les courbes de la déviation standard supérieure et inférieure de la précipitation annuelle et de la température moyenne du mois le plus froid sont présentées dans Sánchez Goñi *et al.*, (2005). Voir la légende de la figure 6 pour d'autres détails.

Fig. 7. Multiproxy record of the Marine Isotopic Stage 5 interval in core MD99-2331, north western Iberian margin. The age model of this core is based on Sánchez Goñi *et al.*, (2005). The curves of the lower and upper standard deviations of annual precipitation and mean temperature of the coldest month are shown in Sánchez Goñi *et al.*, (2005). See the caption of figure 6 for details.

MD95-2042 (SW Iberian margin, 37°48'; 10°10')

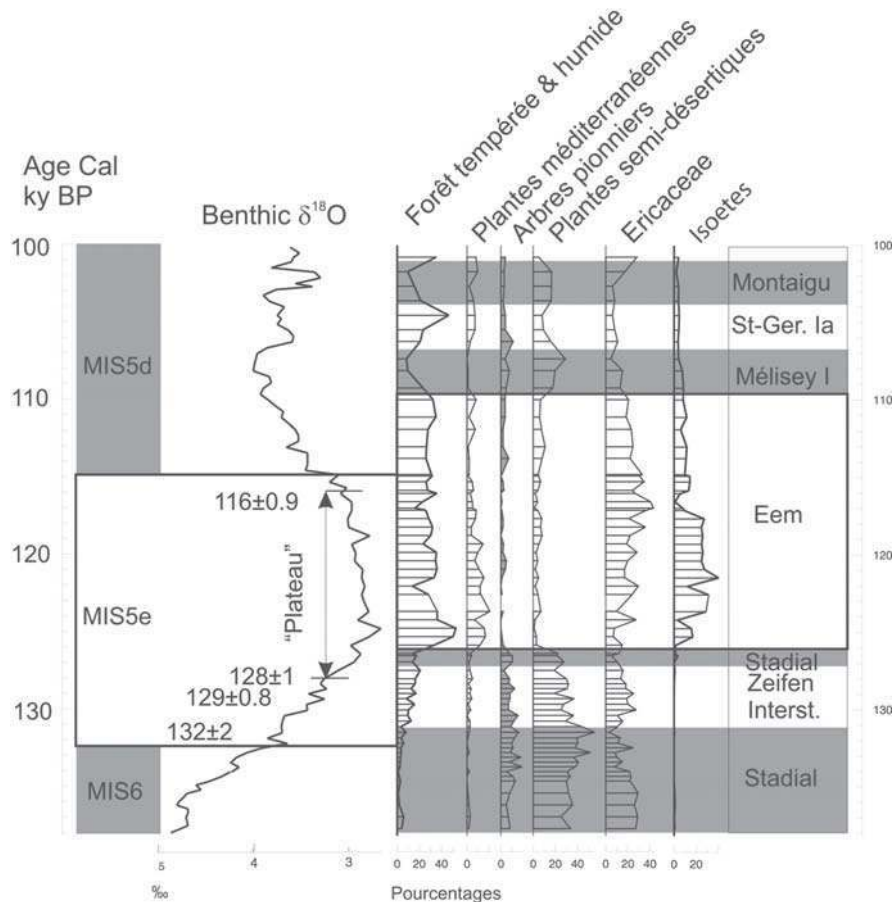


Fig. 8 : Courbe isotopique des foraminifères benthiques et courbes polliniques des principaux groupes de végétation de la carotte MD95-2042 indiquant respectivement l'évolution des calottes polaires et les changements des communautés végétales du sud-ouest de la Péninsule Ibérique au cours de la dernière période interglaciaire « sensu stricto » (MIS 5e).

Fig. 8: Benthic isotopic curve and pollen curves of the main ecological groups from core MD95-2042 revealing the evolution of the global ice volume and the vegetation changes in south western Iberia, respectively, during the last interglacial period "sensu stricto" (MIS 5e).

calottes polaires scandinaves au MIS 5d (~115 ka) (Mangerud, 2004) agirait sur la forêt de ces régions septentrionales plus prématurément que dans le sud de l'Europe entraînant un biais dans la définition et donc la durée de l'époque éémienne (fig. 9). Ainsi, la forêt tempérée du sud-ouest de l'Europe répondrait avec un délai de 5.000 ans au début de l'accumulation substantielle des calottes polaires.

Comme pour le MIS 5, la phase la plus chaude du MIS 11, que nous avons appelé interglaciaire Vigo, se situe au début de cet interglaciaire isotopique (Desprat *et al.*, 2005). L'expansion maximale de la forêt caducifoliée se produit entre 425 ka et 405 ka et a duré donc 20.000 ans. Entre 415 ka et 405 ka l'optimum climatique est indiqué par le minimum de conifères et l'expansion maximale des taxons thermophiles, notamment du buis (non représenté dans la figure). Ensuite, cette forêt diminue et le charme est enregistré pour la première fois. La forêt de Conifères commence son expansion. L'interglaciaire de Vigo aurait duré ~30.000 ans, de 425 ka à 395 ka. Après l'interglaciaire

de Vigo, la fin du MIS 11 se caractérise par trois cycles froids/chauds covariant dans l'océan et le continent. L'identification de ces trois cycles dans la marge ibérique confirme ce qui avait été déjà révélé sur le continent par la séquence de Praclaux et corrélé indirectement avec les changements des environnements marins (Reille & de Beaulieu, 1995 ; Reille *et al.*, 2000). Un décalage entre accumulation substantielle de glace dans les hautes latitudes nord et réduction du couvert forestier dans la Péninsule Ibérique a été également détecté (Desprat *et al.*, 2005). En effet, si la transition MIS 11.3/MIS 11.2 se produit vers 397 ka, la forêt mixte de caducifoliés et conifères persiste encore 3.000 ans dans cette région (fig. 10).

A l'intérieur de ces deux interglaciaires isotopiques, MIS 5e et MIS 11.3, on observe aussi qu'un refroidissement léger est ressenti sur la surface océanique, par la diminution des pourcentages des foraminifères tropicaux et sub-tropicaux, et sur le continent, par le remplacement graduel de la forêt caducifoliée par celle de Conifères, vers respectivement 121 ka et 405 ka

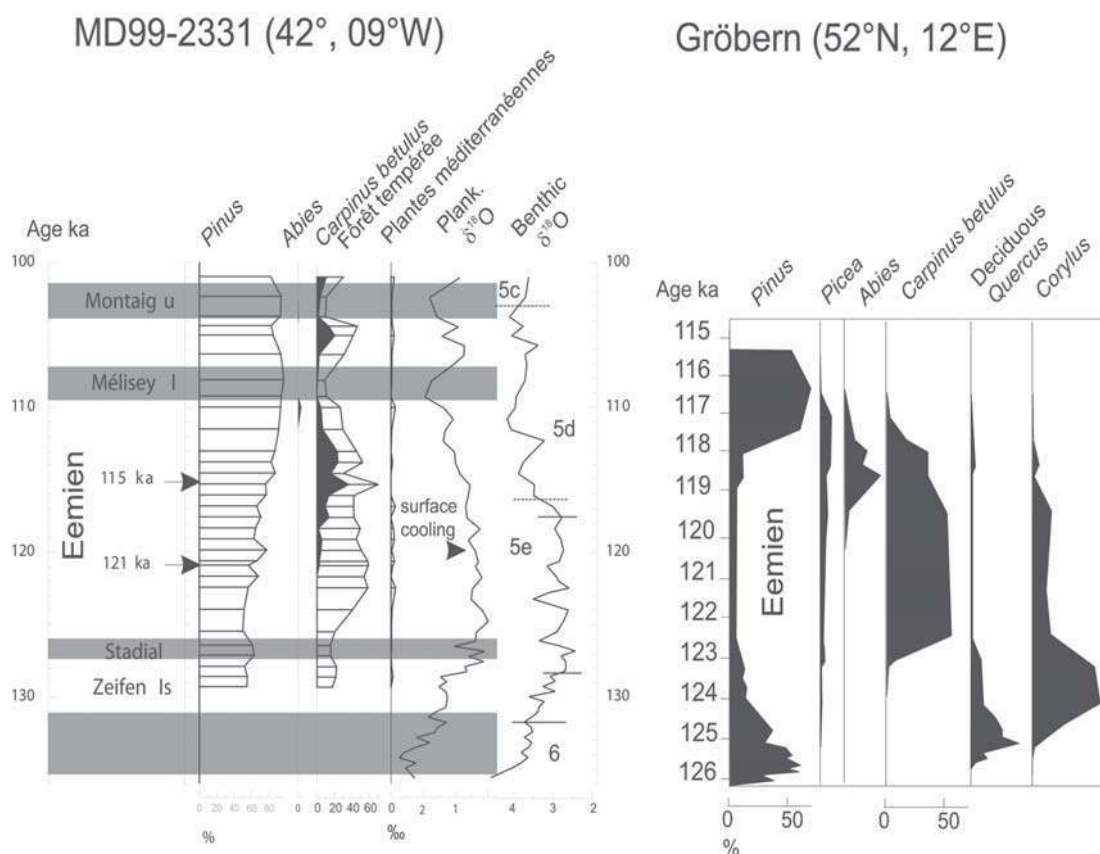


Fig. 9 : Comparaison de la succession de végétation du nord-ouest de la Péninsule Ibérique avec celle du nord de l'Allemagne au cours de la première partie du MIS 5. Diagramme pollinique de Gröbern d'après Kühl et Litt (2003).

Fig. 9: Comparison of the vegetation succession of north western Iberia with that of northern Germany during MIS5. Pollen diagram of Gröbern, modified after Kühl & Litt (2003).

quand le volume de glace est encore minimal. Cette observation éclaire d'un jour nouveau les mécanismes impliqués dans l'entrée en glaciation.

4 - IMPACT DES CHANGEMENTS DE VÉGÉTATION SUR L'ENTRÉE EN GLACIATION

Il est bien connu que la faible diminution de l'insolation d'été dans les hautes latitudes nord prédite par la théorie de Milankovitch ne peut pas expliquer à elle seule l'entrée en glaciation. Certains auteurs proposent que la diminution des gaz à effet de serre et, en particulier du gaz carbonique et du méthane, agisse comme un mécanisme de rétroaction positive pour l'accumulation de la glace (Ruddiman, 2005). D'autres auteurs suggèrent que des changements dans l'apport de vapeur d'eau dans la région boréale nord américaine auraient un effet amplificateur pour l'entrée en glaciation (Haug *et al.*, 2005). D'autres auteurs basés sur des expériences de simulation, font appel au changement de la circulation thermohaline (Khodri *et al.*, 2001) qui en augmentant le gradient de précipitations entre les basses et les hautes latitudes auraient produit un accroissement de précipitations neigeuses favorisant l'entrée en

glaciation. Enfin, d'autres études montrent le rôle majeur de la végétation, via l'augmentation de l'albédo suite au remplacement de la taïga par la toundra, dans l'accumulation de la glace dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord (de Noblet *et al.*, 1996).

La dernière transition interglaciaire/glaciaire (122 ka-110 ka) a fait l'objet d'un grand nombre d'études de simulation numérique avec des modèles de différente complexité (Yoshimori *et al.*, 2002 ; Vettoretti & Peltier, 2003 ; Kageyama *et al.*, 2004). Ces études ont mis en évidence le rôle des processus terrestres et, en particulier, les changements de végétation, pour expliquer la dernière entrée en glaciation vers 122-120 ka. Le modèle terrestre de complexité intermédiaire (EMIC) MoBidiC simule entre 122 ka et 120 ka une migration vers le sud de la limite de la forêt de 14°, entre 72° et 58°N, et une diminution des températures d'été de 2 à 3 °C dans les moyennes latitudes (30-50°N) de l'Eurasie (Crucifix & Loutre, 2002). La diminution de l'insolation estivale a un effet direct sur la végétation en réduisant la période de croissance des plantes au détriment des arbres de la taïga. Le remplacement de la taïga par la toundra jusqu'à 58°N agirait donc comme un mécanisme de rétroaction positive pour l'accumulation de la glace car l'expansion de la toundra enneigée augmente l'albédo et la neige déposée en hiver ne fond pas en été. D'après ce modèle, le changement de

végétation jouerait un rôle déterminant pour l'entrée en glaciation. Les données paléoenvironnementales sont-elles compatibles avec ce scénario ?

La corrélation directe entre l'enregistrement pollinique et les proxies marins de la carotte marine MD95-2042 (37°N, 10°W) montre, entre 126 et 122 ka, un développement de la forêt méditerranéenne synchronisée avec le minimum de volume de glace. Vers 121 ka, cette forêt se réduit et le charme, arbre centroeuropéen qui supporte des hivers plus froids, est détecté pour la première fois. Ce léger refroidissement sur le continent est associé à la diminution dans les températures des eaux

de surface océaniques. Ce refroidissement précède l'accumulation substantielle de glace dans les hautes latitudes septentrionales datée vers 115 ka. La carotte marine prélevée en face de la Galice (MD99-2331, 42°N, 9°W) indique également un refroidissement hivernal vers 121 ka d'après l'expansion du charme dans le nord ouest de la Péninsule Ibérique associée à la diminution des températures des eaux de surface (Sánchez Goñi *et al.*, 2005).

Ce développement du charme, observé dans toutes les séquences polliniques de l'Europe occidentale en dessous de 50°N au milieu de l'Eémien (Zagwijn,

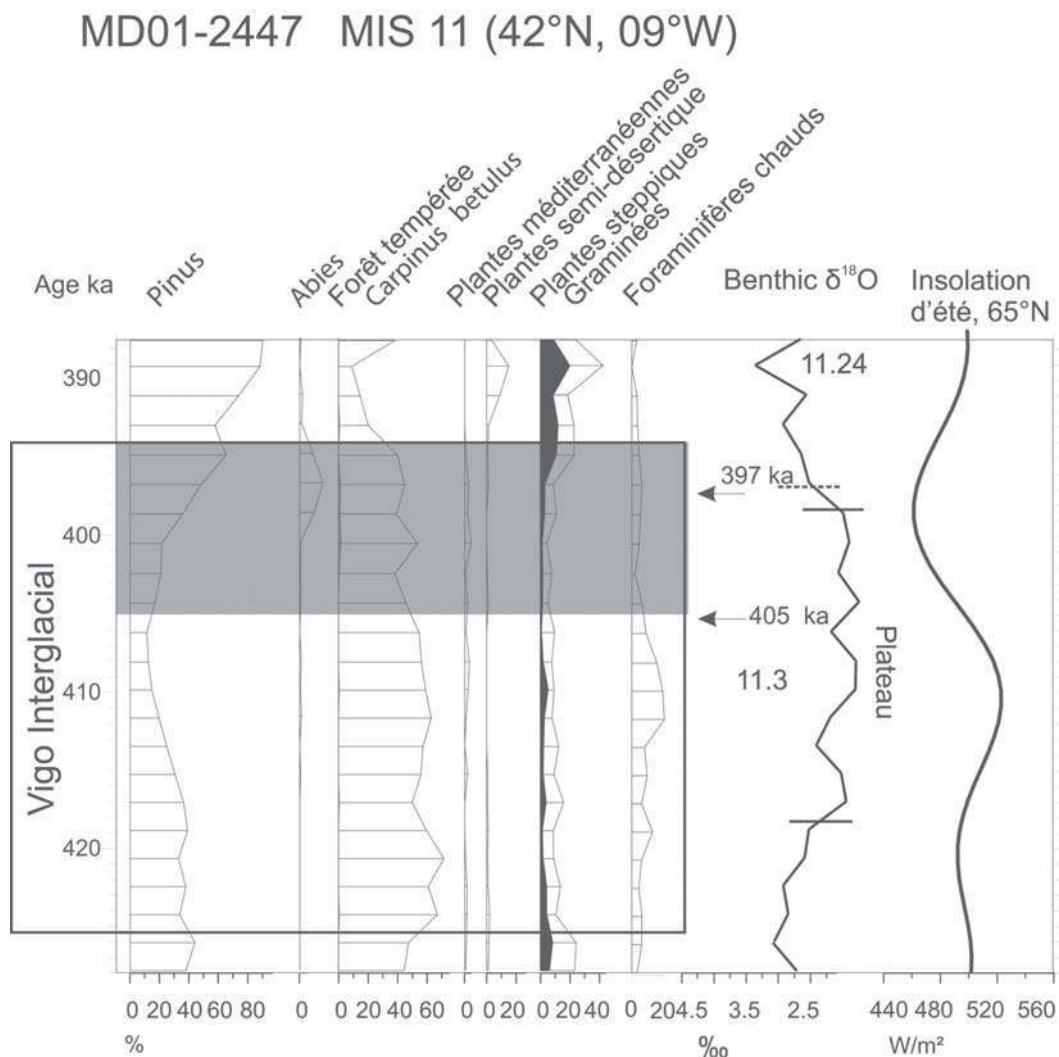


Fig. 10 : Analyse multiproxy de l'intervalle correspondant à la première partie du MIS 11 (~425 ka-389 ka) de la carotte MD01-2447, prélevée sur le nord ouest de la marge ibérique. De gauche à droite : a) courbes polliniques de *Pinus*, *Abies* et des principaux groupes écologiques : Forêt tempérée incluant notamment *Betula*, *Corylus*, *Quercus* caducifolié, *Carpinus betulus*, *Fraxinus excelsior*-type, *Acer*, *Ulmus*, *Alnus*, *Hedera* et *Salix* ; Arbres et arbustes méditerranéens incluent *Quercus sempervirens*, *Olea*, *Phillyrea*, *Pistacia* et *Cistus* ; Plantes semi-désertiques incluent *Artemisia*, *Chenopodiaceae* et *Ephedra distachia* et *E. fragilis*-types ; Plantes steppiques incluant notamment Graminées, b) Courbe des pourcentages de foraminifères tropicaux et subtropicaux indiquant la variation de SST, c) courbe isotopique des foraminifères benthiques reflétant les fluctuations du volume de glace, d) courbe de l'insolation estivale dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord.

Fig. 10: Multiproxy analysis of the first part of MIS 11 (~425 ka-389 ka) interval of core MD01-2447, retrieved in the north western Iberian margin. From the left to the right: a) Pollen curves of Pinus, Abies and the main ecological groups: Temperate forest, mainly including Betula, Corylus, deciduous Quercus, Carpinus betulus, Fraxinus excelsior-type, Acer, Ulmus, Alnus, Hedera and Salix; Mediterranean trees and shrubs including evergreen Quercus, Olea, Phillyrea, Pistacia and Cistus; Semi-desert plants composed of Artemisia, Chenopodiaceae and Ephedra distachia et E. fragilis-types; Steppic plants mainly composed by grasses, b) Percentage curve of the warmest foraminifera (tropical and subtropical species) reflecting SST variations, c) benthic isotopic curve indicating ice volume changes, d) Summer insolation curve of the northern higher latitudes.

1996 ; Cheddadi *et al.*, 1998 ; Klotz *et al.*, 2003 ; Müller *et al.*, 2003) suggère un refroidissement global dans cette région vers 121 ka. Dans le nord de l'Allemagne, la séquence de Gröbern (52°N, 12°E) montre qu'à la même époque ce refroidissement est, par contre, marqué par l'expansion de la forêt de Conifères au détriment de la forêt caducifoliée (Kühl & Litt, 2003). Autour de 120 ka ces données suggèrent donc le déplacement vers le sud de la limite de la forêt décidue au-dessous de 52°N, limite correspondant à la localisation du site de Gröbern. Ces quatre enregistrements climatiques indiquent que la distribution des ceintures de végétation dans la première partie de l'Eémien était semblable à celle d'aujourd'hui (fig. 1). Vers 121 ka, ces séquences suggèrent une migration de la taïga d'à peu près 10° vers le sud qui impliquerait une expansion de la toundra vers le sud. Le déplacement vers le sud de la ligne de forêt simulé par MoBidiC entre 122 et 120 ka et considérée comme un processus majeur pour initier la dernière glaciation est compatible avec les données (Sánchez Goñi *et al.*, 2005). L'analyse de la carotte MD04-2845 prélevée en face de Bordeaux, permettant de suivre à cette latitude le déplacement dans le temps des ceintures de végétation par rapport à l'évolution du volume de glace, pour renforcer cette hypothèse.

Donc, si l'Holocène, qui a commencé il y a 11000 ans était analogue à l'Eémien, nous devrions observer actuellement l'expansion vers le sud de la taïga entre les latitudes 50°N et 60°N, annonçant la fin de l'interglaciaire. Or, des travaux récents montrent, au contraire, un déplacement vers le nord de nombreuses espèces animales et végétales tempérées (Parmesan & Yohe, 2003). Deux hypothèses ici : soit cette remontée des systèmes biologiques naturelles est due au réchauffement global soit elle pourrait dépendre de la différente configuration astronomique de l'Holocène par rapport à l'Eémien.

Les travaux de Berger et Loutre (2002) montrent en effet que d'un point de vue de l'insolation ces deux interglaciaires diffèrent significativement. La question reste donc ouverte. Mais ces travaux montrent également que c'est sur le stade isotopique 11 qu'il faut concentrer nos efforts car cet interglaciaire est caractérisé par une configuration orbitale produisant de faibles changements d'insolation semblable à celle de notre interglaciaire actuel. Toutefois, même si les successions majeures de végétation sont identiques entre les différents interglaciaires des derniers 425.000 ans, Cheddadi *et al.* (2005) montrent une faible similarité dans la dynamique de la végétation entre l'Holocène et l'interglaciaire de Praclaux/Vigo/Holsteinien (MIS 11.3).

Le modèle climatique LLN (Louvain-la-Neuve)-2D, forcé par les variations d'insolation et de concentration de CO₂, simule un interglaciaire MIS 11.3 d'une durée de 50.000 ans, beaucoup plus long que le dernier interglaciaire (Berger & Loutre, 2002 ; Loutre & Berger, 2003). Toutefois, ce modèle n'est pas couplé à un modèle de végétation dynamique mais inclut une représentation implicite de la végétation par une

paramétrisation des rétroactions liées à la présence de toundra. En considérant que la végétation dans LLN-2D n'est pas représentée de façon explicite, l'effet de celle-ci sur l'accumulation de glace via l'albédo peut être sous-évalué dans ce modèle.

Dans ce contexte, l'analyse multiproxy d'une autre carotte marine prélevée dans la marge galicienne, MD01-2447, permet d'identifier une première période caractérisée par une forêt caducifoliée bien développée qui aurait duré 20.000 ans, de 425 à 405 ka (Desprat *et al.*, 2005). Par la suite, la forêt tempérée se réduit, le charme est enregistré pour la première fois et la forêt de Conifères commence à se développer. Au même moment, les pourcentages de foraminifères tropicaux diminuent (fig. 10). Cela indique un léger refroidissement dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique et dans les SST des moyennes latitudes de l'Atlantique nord oriental précédant l'accumulation de la glace dans les hautes latitudes septentrionales datée dans cette séquence vers 397 ka. Par analogie avec l'Eémien, cela refléterait la migration vers le sud des ceintures de végétation et donc l'expansion de la toundra. L'augmentation de l'albédo résultante aurait permis l'accumulation de la glace aux alentours de 405 ka et par conséquent 30.000 ans avant la simulation du modèle LLN-2D. En accord avec ces données, les résultats préliminaires de MoBidiC, qui inclut un modèle couplé de dynamique de végétation, simule la formation de glace vers 400 ka en rapport avec une réduction de la fraction de forêt dans les hautes latitudes nord et l'augmentation de la glace de mer dans l'Arctique. Cela confirme, comme pour la dernière entrée en glaciation, le rôle majeur des changements de végétation dans l'accumulation de glace en général et, en particulier quand les changements d'insolation sont faibles comme dans le cas du MIS 11 ou de notre interglaciaire actuel (Desprat *et al.*, 2005). Ce début d'accumulation de glace s'est produit 20.000 ans après le début du MIS 11. Ces résultats indiqueraient que sans l'influence humaine nous devrions attendre un refroidissement substantiel d'ici 9.000 ans.

5 - UNE VARIABILITÉ CLIMATIQUE MILLÉNAIRE DANS LA PÉNINSULE IBÉRIQUE A L'HOLOCÈNE ? L'APPORT DES FLUX POLLINIQUES

Les études récentes sur des carottes marines de l'Atlantique Nord ont révélé que l'Holocène a été caractérisé par une variabilité climatique millénaire (Bond *et al.*, 1997 ; Chapman & Shackleton, 2000 ; Giraudeau *et al.*, 2000). Cette variabilité a été de faible amplitude, aux alentours de 2°C dans la température des eaux de surface, et semble avoir aussi affecté les environnements continentaux, comme montré par les fluctuations des niveaux lacustres en Europe (Magny *et al.*, 2003). Cette découverte motive actuellement une série de travaux visant à identifier un mécanisme forçant commun aux périodes glaciaires et inter-

glaciaires, et donc indépendant de la dynamique des calottes polaires. Des changements dans la circulation océanique et dans la quantité d'énergie émise par le soleil pourraient être à l'origine de cette variabilité (Magny, 1993 ; Van Geel *et al.*, 1996 ; Stuiver *et al.*, 1997 ; Chapman & Shackleton, 2000 ; Bond *et al.*, 2001). L'identification de la fréquence de ces changements climatiques rapides récents et des relations de phases de ces accidents entre les différents réservoirs est conditionnée toutefois par l'établissement d'une chronologie précise.

Les données sur le climat du dernier millénaire montrent une période relativement froide entre le XVI^{ème} et le XIX^{ème} siècle, le Petit Âge Glaciaire, par rapport à la période précédente, la Période Chaude Médiévale, centrée autour du XI^{ème} siècle (Le Roy-Ladurie, 1983). Leur impact global et leur chronologie sont encore un sujet de débat. Par exemple, concernant l'Europe et, en particulier, la Péninsule Ibérique nous connaissons peu l'impact de ces événements dans cette région. L'analyse du mercure dans la séquence tourbeuse de Penido

Vello (nord ouest de la Péninsule Ibérique) a permis d'identifier plusieurs changements climatiques au cours des derniers 4.000 ans (Martinez-Cortizas *et al.*, 1999). Toutefois, ces auteurs ne discutent ni leur chronologie ni la fréquence de cette variabilité climatique. Valero Garcés *et al.* (2000) ont détecté dans les enregistrements de Salada Mediana y Salada Chiprana (vallée de l'Ebre, nord-est de l'Espagne) une augmentation du niveau lacustre postérieur aux XIV^{ème} et XV^{ème} siècles contemporain de la fin de la Période Chaude Médiévale. Récemment, l'analyse à haute résolution de la partie supérieure de la séquence du lac de Sanabria révèle un épisode sédimentaire qui a été mis en rapport avec le Petit Âge Glaciaire (Luque & Julià, 2002). Les archives historiques, à leur tour, nous renseignent uniquement sur l'impact du Minimum de Maunder. Cette période serait marquée dans la Péninsule Ibérique par une augmentation des précipitations (Barriendos, 1997) et dans le sud-ouest de cette région par une plus forte fréquence de mois froids en hiver, certains avec des chutes de neige (Alcaforado *et al.*, 2000).

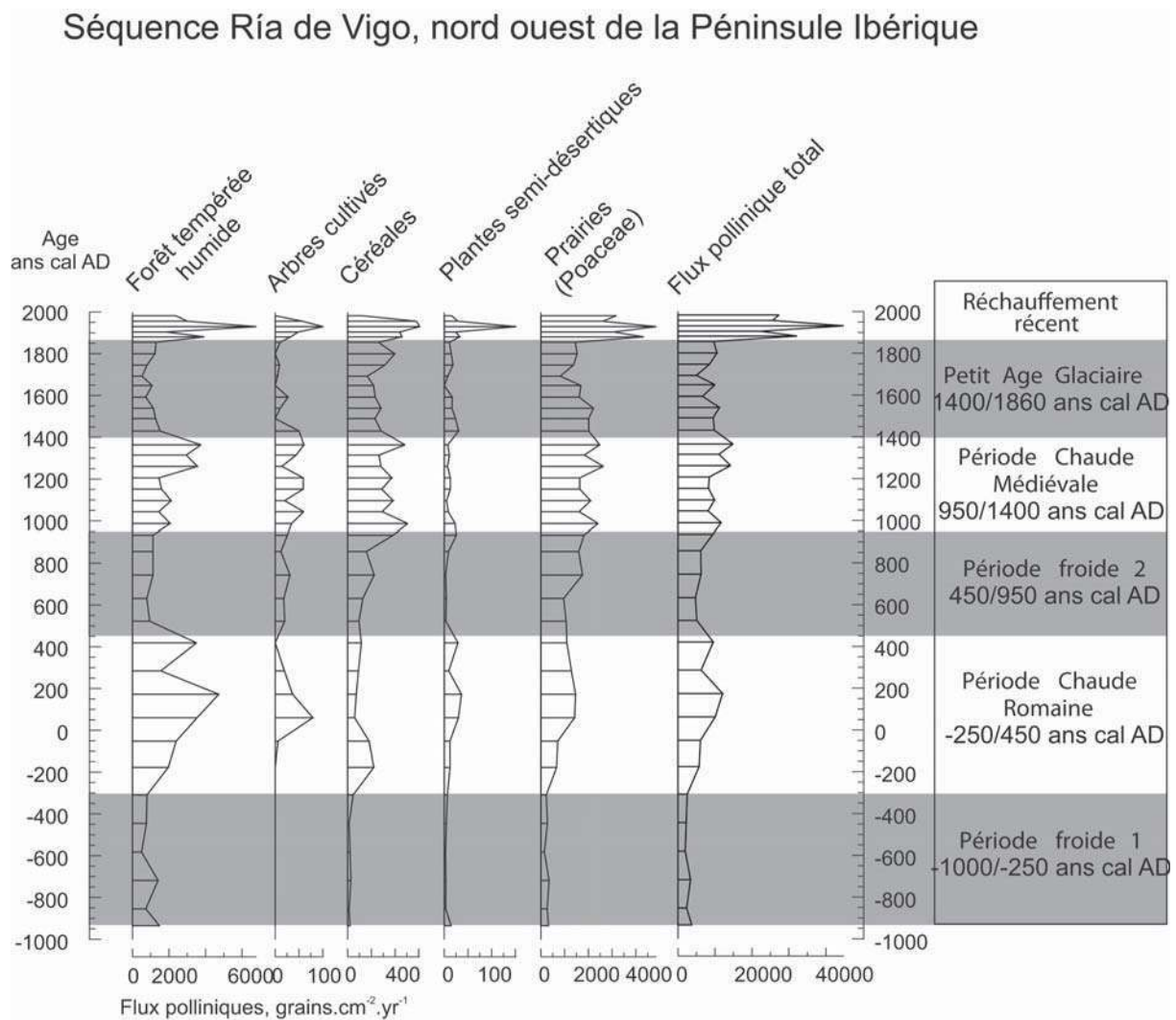


Fig. 11 : Diagramme des flux polliniques de la séquence estuarienne Vir-18 prélevée dans la Ría de Vigo (nord ouest de la Péninsule Ibérique) d'après Desprat *et al.* (2003).

*Fig. 11: Influx pollen diagram of the Vir-18 estuarine sequence retrieved in the Ría de Vigo (north western part of the Iberian Peninsula) after Desprat *et al.*, (2003).*

La révision des diagrammes polliniques ibériques montre que la plupart d'entre eux n'a pas la résolution temporelle suffisante pour détecter de changements climatiques d'ordre millénaire. Les fluctuations de la végétation enregistrées par les diagrammes de haute résolution (20-300 ans entre échantillons) sont attribuées de façon ambiguë à l'activité humaine et/ou aux variations climatiques dû au manque de critères pour différencier ces deux facteurs (Birks, 1986 ; Magri, 1995). D'autres auteurs considèrent que l'impact anthropique est le seul facteur responsable des changements de végétation observables à la fin de l'Holocène. Cependant, d'autres auteurs sont d'accord sur le fait que dans le nord de l'Espagne l'activité anthropique devient seulement importante au cours de la Période Romaine atteignant les zones de montagne à partir de 1000 cal AD (Allen *et al.*, 1996 ; Sánchez Goñi & Hannon, 1999a).

Au début de l'Holocène, quand l'action anthropique était moins importante, les fluctuations climatiques d'ordre millénaire détectées dans les séquences marines de l'Atlantique Nord ne sont pas enregistrées, hormis l'événement 8.2 (Tinner & Lotter, 2001 ; Veski *et al.*, 2004), par les diagrammes de pourcentage polliniques européens. Ceci peut être expliqué par le fait que de tels changements faibles n'affectent que légèrement la composition de la végétation du sud-ouest de l'Europe. Cependant, l'utilisation traditionnelle des diagrammes de pourcentages polliniques est-elle l'approche appropriée pour détecter les changements climatiques rapides (inférieurs à 100 ans) et de faible amplitude comme ceux qui ponctuent la période holocène ? En effet, la variation dans les pourcentages polliniques indique des changements importants dans le couvert végétal et donc des forts changements climatiques tandis que celle des flux polliniques (grains de pollen. cm⁻². yr⁻¹) reflète les changements dans la production pollinique, cette dernière dépendante des faibles variations de température (Silva *et al.*, 1999 ; Godini, 1981 ; Latorre, 1999 ; Van der Knaap *et al.*, 2001 ; Rasmussen, 2002).

L'analyse pollinique à haute résolution de la séquence bien datée Vir-18 (Ria de Vigo, nord ouest de la Péninsule Ibérique) montre des variations dans les flux polliniques des derniers 3000 ans dans cette région (Desprat *et al.*, 2003). En effet, des travaux indiquent (Hicks & Hyvärinen, 1999) que les valeurs de flux polliniques dans les sédiments sont étroitement comparables à celles détectées dans les pièges polliniques représentant le contenu en pollen de l'atmosphère. Dans ce contexte, la comparaison entre les archives historiques et les fluctuations du flux pollinique montre que les changements principaux des activités socio-économiques en Galice n'étaient pas synchrones avec ces fluctuations. Par conséquent, ces variations du flux identifient des changements climatiques rapides et de faible d'amplitude sur cette région au cours des derniers 3000 ans. De plus, ces changements ont une cyclicité climatique millénaire de l'ordre de 1190 ans. Nous estimons que la durée de ces changements était de 30 à

70 ans et leur amplitude de l'ordre d'1°C. Notre étude met en évidence une alternance de trois périodes relativement froides avec trois épisodes relativement chauds. Elle montre l'existence de la première phase froide de la période de Subatlantique (975/250 ans BC) suivie de la période chaude romaine (250 ans BC/450 ans AD). Une période froide (450/950 ans AD), le Dark Age, est suivie par la période chaude médiévale (950/1400 ans AD). Le petit âge glaciaire (LIA, 1400/1850 ans AD) y compris le minimum de Maunder (~ 1700 ans AD) a été interrompu par le réchauffement récent (1850 ans AD au présent). Les limites chronologiques de ces périodes dans le nord ouest de la Péninsule Ibérique coïncident avec celles établies dans d'autres zones de l'Atlantique Nord.

Ce travail montre le potentiel des études des flux polliniques pour identifier des changements climatiques faibles et rapides. Toutefois, de futures études sur la calibration du signal des flux polliniques actuels et son application à d'autres séquences polliniques sont nécessaires pour améliorer cette nouvelle approche.

REMERCIEMENTS

La plupart des carottes traitées dans ce travail ont été prélevées par le navire océanographique Marion Dufresne (IPEV) dans le cadre du programme international IMAGES. Je tiens à remercier Jean-Louis Turon pour la relecture de ce manuscrit. Jacques-Louis de Beaulieu et un referee anonyme pour leurs conseils pertinents qui ont permis d'améliorer cette synthèse. Ce travail est la contribution n°1592 de l'UMR 5805 EPOC.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALCOFORADO M.-J., DE FATIMA NUNES M., GARCIA J.C., & TABORDA J.P., 2000 - Temperature and precipitation reconstruction in southern Portugal during the Late Maunder Minimum. *The Holocene*, **10**, 333-340.
- ALLEN J.R.M., HUNTLEY B., & WATTS W.A., 1996 - The vegetation and climate of north-west Iberia over the last 14,000 years. *Journal of Quaternary Science*, **11**, 125-147.
- ALLEN J.R.M., BRANDT U., BRAUER A., HUBBERTEN H.W., HUNTLEY B., KELLER J., KRAML M., MACKENSEN A., MINGRAM J., NEGENDANK J.F.W., NOWACZYK N.R., OBERHÄNSLI H., WATTS W.A., WULF S., & ZOLITSCHKA B., 1999 - Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, **400**, 740-743.
- ALLEY R., 1995 - Comparison of deep ice cores. *Nature*, **373**, 393.
- BARD E., ROSTEK F., & MENOT-COMBES G., 2004 - Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary Research*, **61**, 204-214.
- BARRIENDOS M., 1997 - Climatic variations in the Iberian Peninsula during the late Maunder Minimum (AD 1675-1715) : an analysis of data from rogation ceremonies. *The Holocene*, **7**, 105-111.
- BERGER A., & LOUTRE M. F., 2002 - An exceptionally long interglacial ahead? *Science*, **297**, 1287-1288.
- BIRKS H.J.B., 1986 - Late-Quaternary biotic changes in terrestrial and lacustrine environments, with particular reference to north-west Europe. In B. E. Berglund (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & sons, Chichester, Sussex, 3-65.

- BOND G., BROECKER W., JOHNSEN S., MCMANUS J., LABEYRIE L., JOUZEL J., & BONANI G., 1993 - Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**, 143-147.
- BOND G., SHOWERS W., CHESEBY M., LOTTI R., ALMASI P., DEMENOCAL P., PRIORE P., CULLEN H., HAJDAS I., & BONANI G., 1997 - A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, **278**, 1257-1266.
- BOND G., KROMER B., BEER J., MUSCHELER R., EVANS M.N., SHOWERS W., HOFFMAN S., LOTTI-BOND R.H.I., & BONANI G., 2001 - Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, **294**, 2130-2136.
- CACHO I., GRIMALT J.O., PELEJERO C., CANALS M., SIERRO F.J., FLORES J.A., & SHACKLETON N.J., 1999 - Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, **14**, 698-705.
- CHAPMAN M.R., & SHACKLETON N.L., 2000 - Evidence of 550-year and 1000-year cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene. *The Holocene*, **10**, 287-291.
- CHAPPELLAZ J., BROOK E., BLUNIER T., & MALAIZE B., 1997 - CH₄ and $\delta^{18}\text{O}$ of O₂ records from Antarctic and Greenland ice: a clue for stratigraphic disturbance in the bottom part of the GRIP and GISP2 ice-cores. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 26547-26557.
- CHEDDADI R., MAMAKOWA K., GUIOT J., DE BEAULIEU J.L., REILLE M., ANDRIEU V., GRANOSZEWSKI W., & PEYRON O., 1998 - Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **143**, 73-85.
- CHEDDADI R., DE BEAULIEU J.L., JOUZEL J., ANDRIEU-PONEL V., LAURENT J.M., REILLE M., RAYNAUD D., & BAR-HEN A., 2005 - Similarity of vegetation dynamics during interglacial periods. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **112**, 13939-13943.
- CLAUSSEN M., GANOPOLSKI A., BROVKIN V., GERSTENGARBE F.W., & WERNER P., 2003 - Simulated global-scale response of the climate system to Dansgaard/Oeschger and Heinrich events. *Climate Dynamics*, **21**, 361-370.
- COMBOURIEU-NEBOUT N., TURON J.L., ZAHN R., CAPOTONDI L., LONDEIX L., & PAHNCKE K., 2002 - Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 ky. *Geology*, **30**, 863-866.
- CORTIJO E., LABEYRIE L., VIDAL L., VAUTRAVERS M., CHAPMAN M., DUPLESSY J.C., ELLIOT M., ARNOLD M., TURON J.L., & AUFFRET G., 1997 - Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40°N and 60°N. *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, 29-45.
- CRUCIFIX M., & LOUTRE M.F., 2002 - Transient simulations over the last interglacial period (126-115 kyr BP): feedback and forcing analysis. *Climate Dynamics*, **19**, 417-433.
- DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR A.E., JOUZEL J., & BOND G., 1993 - Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**, 218-220.
- DAVIS O.K., 1998 - Palynological evidence for vegetation cycles in a 1.5 million year pollen record from Great Salt Lake, Utah, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **138**, 175-185.
- DE ABREU L., SHACKLETON N.J., SCHÖNFELD J., HALL M., & CHAPMAN M., 2003 - Millennial-scale climate variability off the western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, **196**, 1-20.
- DE BEAULIEU J.L., ANDRIEU-PONEL V., REILLE M., GRÜGER E., TZEDAKIS C., & SVOBODOVA H., 2001 - An attempt at correlation between the Velay pollen sequence and the Middle Pleistocene stratigraphy from central Europe. *Quaternary Science Reviews*, **20**, 1593-1602.
- DE NOBLET N.I., PRENTICE I.C., JOUSSAUME S., TEXIER D., BOTTA A., & HAXELTINE A., 1996 - Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. *Geophysical Research Letters*, **23**, 3191-3194.
- DESPRAT S., SANCHEZ GOÑI M.F., & LOUTRE M.F., 2003 - Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters*, **213**, 63-78.
- DESPRAT S., 2005a - *Réponses climatiques marines et continentales du SW de l'Europe lors des derniers interglaciaires et des entrées en glaciation*, Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1.
- DESPRAT S., SANCHEZ GOÑI M.F., TURON J.L., MCMANUS J.F., LOUTRE M.F., DUPRAT J., MALAIZE B., PEYRON O., & PEYPOUQUET J.P., 2005b - Is vegetation responsible for glacial inception during periods of muted insolation changes? *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1361-1374.
- DUPONT L.M., & WYPUTTA U., 2003 - Reconstructing pathways of aeolian pollen transport to the marine sediments along the coastline of SW Africa. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 157-174.
- ELLIOT M., LABEYRIE L., BOND G., CORTIJO E., TURON J.L., TISNERAT N., & DUPLESSY J.C., 1998 - Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period. Relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography*, **13**, 433-446.
- ELLIOT M., LABEYRIE L., & DUPLESSY J.C., 2002 - Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (60-10 ka). *Quaternary Science Reviews*, **21**, 1153-1165.
- EYNAUD F., TURON J.L., SÁNCHEZ GOÑI M.F., GENDREAU S., 2000 - Dinoflagellate cyst evidence of Heinrich-like events off Portugal during Marine Isotopic Stage 5. *Marine Micropaleontology*, **40**, 9-21.
- FLÜCKIGER J., BLUNIER T., STAUFFER B., CHAPPELLAZ J., SPAHNI R., KAWAMURA K., SCHWANDER J., STOCKER T.F., & DAHL-JENSEN D., 2004 - N₂O and CH₄ variations during the last glacial epoch: Insight into global processes. *Global Geochemical Cycles*, **18**, doi : 10.1029/2003GB002122.
- FUHRER K., WOLF E.W., & JOHNSEN S.J., 2000 - Timescales for dust variability in the Greenland Ice core Project (GRIP) ice core in the last 100,000 years. *Journal of Geophysical Research*, **104 D24**, 31,043-31,052.
- GANOPOLSKI A., & RAHMSTORF S., 2001 - Rapid Changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, **409**, 153-158.
- GEYH M., MÜLLER H., & OEZEN D., 2003 - The absolute age of the Holsteinian interglacial. In: F. Sirocco and A. Mangini (eds), *Climate change at the very end of a warm stage*. DEKLIM-EEM workshop, Heidelberg, Germany, 43-44.
- GIRAudeau J., CREMER M., MANTHÉ S., LABEYRIE L., & BOND G., 2000 - Cocolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**, 257-268.
- GODINI A., 1981 - Counting pollen grains of some Almond cultivars by means of an haemocytometer. *CIHEAM Options Mediterr*, **1**, 83-86.
- GRIMM E. C., JACOBSON G.L.J., WATTS W.A., HANSEN B.C.S., & MAASCH K.A., 1993 - A 50,000-year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich events. *Science*, **261**, 198-200.
- GROUSSET F.E., CORTIJO E., HUON S., HERVE L., RICHTER T., BURDLOFF D., DUPRAT J., & WEBER O., 2001 - Zooming in on Heinrich layers. *Paleoceanography*, **16**, 240-259.
- GUIOT J., 1990 - Methodology of the last climatic cycle reconstruction from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **80**, 49-69.
- GUIOT J., BEAULIEU DE J.L., CHEDDADI R., DAVID F., PONEL P., & REILLE M., 1993 - The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **103**, 73-93.

- HAUG G.H., GANOPOLSKI A., SIGMAN D.M., ROSELL-MELE A., SWANN G.E.A., TIEDEMANN R., JACCARD S.L., BOLLMANN J., MASLIN M.A., LENG M.J., & EGLINTON G., 2005 - North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. *Nature*, **433**, 821-825.
- HEINRICH H., 1988 - Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, **29**, 142-152.
- HEUSSER C.J., & FLORER, L.E., 1973 - Correlation of marine and continental Quaternary pollen records from the northeast Pacific and western Washington. *Quaternary Research*, **3**, 661-670.
- HEUSSER L., 1985 - Quaternary palynology of marine sediments in the northeast Pacific, northwest Atlantic, and Gulf of Mexico. In *Pollen records of Late-Quaternary North American sediments*. AASP Foundation, 385-403.
- HEUSSER L.E., & BALSAM, W.L., 1977 - Pollen distribution in the N.E. Pacific ocean. *Quaternary Research*, **7**, 45-62.
- HEUSSER L.E., & VAN DE GEER G., 1994 - Direct correlation of terrestrial and marine paleoclimatic records from four glacial-interglacial cycles-DSDP site 594 Southwest Pacific. *Quaternary Science Reviews*, **13**, 273-282.
- HICKS S., & HYVÄRINEN H., 1999 - Pollen influx values measured in different sedimentary environments and their palaeoecological implications. *Grana*, **38**, 228-242.
- HOOGHIEMSTRA H., STALLING H., AGWU C.O.C., & DUPONT L.M., 1992 - Vegetational and climatic changes at the northern fringe of the Sahara 250,000-5000 years BP: evidence from 4 marine pollen records located between Portugal and the Canary Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **74**, 1-53.
- HOOGHIEMSTRA H., AGWU C.O.C., & BEUG H.J., 1986 - Pollen and spore distribution in recent marine sediments: a record of NW-African seasonal wind patterns and vegetation belts. *Meteor Forschungs-Ergebnisse C*, **40**, 87-135.
- HURRELL J.W., 1995 - Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DANSGAARD W., FUHRER K., GUNDESTRUP N., HAMMER C.U., IVERSEN P., JOUZEL J., STAUFFER B., & STEFFENSEN J.P., 1992 - Irregular glacial interstadials in a new Greenland ice core. *Nature*, **359**, 311-313.
- KAGEYAMA M., CHARBIT S., RITZ C., KHODRI M., & RAMSTEIN G., 2004 - Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception. *Geophysical Research Letters*, **31**, 1-4.
- KHODRI M., LECLAINCHE Y., RAMSTEIN G., BRACONNOT P., MARTI O., & CORTIJO E., 2001 - Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation. *Nature*, **410**, 570-574.
- KLOTZ S., GUIOT J., & MOSBRUGGER V., 2003 - Continental European Eemian and early Würmian climate evolution: comparing signals using different quantitative reconstruction approaches based on pollen. *Global and Planetary Change*, **789**, 1-18.
- KNUTTI R., FLÜCKIGER J., STOCKER T.F., & TIMMERMANN A., 2004 - Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. *Nature*, **430**, 851-856.
- KORENEVA E.V., 1971 - Spores and pollen in Mediterranean bottom sediments. In *The micropaleontology of Oceans*. Cambridge, 361-371.
- KÜHL N., & LITT T., 2003 - Quantitative time series reconstruction of eemian temperature at three European sites using pollen data. *Vegetation History and Archaeobotany*, **13**, 205-214.
- KUKLA G., McMANUS J.F., ROUSSEAU D.D., & CHUINE I., 1997 - How long and how stable was the last interglacial? *Quaternary Science Reviews*, **16**, 605-612.
- LANDAIS A., CHAPPELLAZ J., DELMOTTE M., JOUZEL J., BLUNIER T., BOURG C., CAILLON C., CHERRIER S., MALAIZÉ B., MASSON-DELMOTTE V., RAYNAUD D., SCHWANDER J., & STEFFENSEN J.P., 2003 - A tentative reconstruction of the last interglacial and glacial inception in Greenland based on new gas measurements in the GRIP ice core. *Journal of Geophysical Research*, **108**, n°D18, 4563, doi : 10.1029/2002JD003147.
- LANDAIS A., MASSON-DELMOTTE V., JOUZEL J., RAYNAUD D., JOHNSEN J., HUBER C., LEUENBERGER M., SCHWANDER J., & MINSTER B., 2005 - The glacial inception as recorded in the NorthGRIP Greenland ice core: timing, structure and associated abrupt temperature changes. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-005-0063-y.
- LATORRE F., 1999 - Differences between airborne pollen and lowering phenology of urban trees with reference to production, dispersal and interannual climate variability. *Aerobiologia*, **15**, 131-141.
- LE ROY-LADURIE E., 1983 - *Histoire du climat depuis l'an Mil*. Flammarion, Paris, 287 p.
- LINKE G., KATZENBERGER O., & GRÜN R., 1985 - Description and ESR dating of the Holsteinian interglaciation. *Quaternary Science Reviews*, **4**, 319-331.
- LOUTRE M.F., & BERGER A., 2003 - Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, **36**, 209-217.
- LUQUE J.A. & JULIÀ R., 2002 - Lake sediment response to land-use and climate change during the last 1000 years in the oligotrophic Lake Sanabria (northwest of Iberian Peninsula). *Sedimentary Geology*, **148**, 343-355.
- MACAYEAL D.R., 1993 - Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic 's Heinrich events. *Paleoceanography*, **8**, 775-784.
- MAGNY M., 1993 - Holocene fluctuations of lake level in the French Jura and subalpine ranges and their implications for past general circulation patterns. *The Holocene*, **3**, 306-313.
- MAGNY M., BEGÉOT C., GUIOT J., & PEYRON O., 2003 - Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 1589-1596.
- MAGRI D., 1995 - Some questions on the late-Holocene vegetation of Europe. *The Holocene*, **5**, 354-360.
- MANGERUD J., 2004 - Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. In J. Ehlers, & Gibbard P. (eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*. Elsevier, Amsterdam, 271-294.
- MARTINEZ-CORTIZAS A., PONTEDEVEDRA-POMBAL X., GARCIA-RODEJA E., NOVOA-MUNOZ J.C., & SHOTYK W., 1999 - Mercury in a Spanish Peat Bog: Archive of Climate Change and Atmospheric Metal Deposition. *Science*, **284**, 939-942.
- MARTRAT B., GRIMALT J., LOPEZ-MARTINEZ C., CACHO I., SIERRA F.J., FLORES J.A., ZAHN R., CANALS M., CURTIS J.H., & HODELL D.A., 2004 - Abrupt temperature changes in the western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, **306**, 1762-1765.
- McCABE A.M., & CLARK P.U., 1998 - Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature*, **392**, 373-377.
- McMANUS J.F., OPPO D.W., & CULLEN J.L., 1999 - A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. *Science*, **283**, 971-975.
- MORENO A., CACHO I., CANALS M., PRINS M., SANCHEZ GOÑI M.F., GRIMALT J.O., & WELTJE G.J., 2002 - Saharan dust transport and high-latitude glacial climate variability: the Alboran sea record. *Quaternary Research*, **58**, 318-328.
- MÜLLER U. C., PROSS J., & BIBUS E., 2003 - Vegetation response to rapid climate change in central Europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Fúrmos pollen record. *Quaternary Research*, **59**, 235-245.
- NORTHGRIP MEMBERS, 2004 - High resolution Climate Record of the Northern Hemisphere reaching into the last Glacial Interglacial Period. *Nature*, **431**, 147-151.
- OPPO D.W., & LEHMAN S.J., 1995 - Suborbital timescale variability of North Atlantic deep-water during the past 200,000 years. *Paleoceanography*, **10**, 901-910.
- PAILLER D., & BARD E., 2002 - High frequency palaeoceanographic changes during the past 140,000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian margin. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**, 431-452.
- PARMESAN C., & YOHE G., 2003 - A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature*, **421**, 37-42.

- PETERSON L.C., HAUG G.H., HUGHEN K.A., & RÖHL U., 2000 - Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science*, **290**, 1947-1951.
- PEYRON O., GUIOT J., CHEDDADI R., TARASOV P., REILLE M., DE BEAULIEU J.L., BOTTEMA S., & ANDRIEU V., 1998 - Climatic Reconstruction in Europe for 18,000 yr BP from Pollen Data. *Quaternary Research*, **49**, 183-196.
- PEYRON O., BEGEOT C., BREWERS S., HEIRI O., MAGNY M., MILLET L., RUFFALDI P., VAN CAMPO E., & YU G., 2005 - Lateglacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quaternary Research*, **64**: 197-211.
- PFLAUMANN U., DUPRAT J., PUJOL C., LABEYRIE L., 1996 - SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography*, **11**, 15-35.
- PONS A., GUIOT J.L., DE BEAULIEU J.L., & REILLE M., 1992 - Recent contribution to the climatology of the last Glacial-Interglacial cycle based on French pollen sequences. *Quaternary Science Reviews*, **11**, 439-448.
- PRENTICE I.C., SYKES M.T., LAUTENSCHLAGER M., HARRISON S.P., DENISSENKO O., & BARTLEIN P., 1993 - Modelling global vegetation patterns and terrestrial carbon storage at the last glacial maximum. *Global Ecol. Biogeogr.*, **3**, 67-76.
- RASMUSSEN A., 2002 - The effects of climate change on birch pollen season in Denmark. *Aerobiologia*, **18**, 253-265.
- REILLE M., & DE BEAULIEU J.L., 1995 - Long Pleistocene pollen record from the Praclaux crater, south-central France. *Quaternary Research*, **44**, 205-215.
- REILLE M., DE BEAULIEU J.L., SVOBODOVA H., ANDRIEU-PONEL V. & GOEURY C., 2000 - Pollen biostratigraphy of the last five climatic cycles from a long continental sequence from the Velay region (Massif Central, France). *Journal of Quaternary Science*, **15**, 665-685.
- RODWELL M.J., ROWELL D.P., & FOLLAND C.K., 1999 - Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, **398**, 320-323.
- ROSSIGNOL M., 1969 - *Sédimentation palynologique dans le domaine marin quaternaire de Palestine*. Notes et Mémoires du Moyen-Orient, 10, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 272 p.
- ROUCOUX K.H., SHACKLETON N.J., DE ABREU L., SCHÖNFELD J., & TZEDAKIS P.C., 2001 - Combined marine proxy and pollen analyses reveal rapid Iberian vegetation response to North Atlantic millennial-scale climate oscillations. *Quaternary Research*, **56**, 128-132.
- ROUCOUX K.H. DE ABREU L., SHACKLETON N.J., & TZEDAKIS P.C., 2005 - The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65 kyr. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1637-1653.
- RUDDIMAN W.F., 2005 - Cold climate during the closest Stage 11 analog to recent Millenia. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1111-1121.
- SÁNCHEZ GOÑI M.F., & HANNON G., 1999a - High altitude vegetational patterns on the Iberian Mountain chain (north-central Spain) during the Holocene. *The Holocene*, **9**, 39-57.
- SÁNCHEZ GOÑI M.F., EYNAUD F., TURON J.L., & SHACKLETON N.J., 1999b - High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 123-137.
- SÁNCHEZ GOÑI M.F., EYNAUD F., TURON J.L., SHACKLETON N.J., & CAYRE O., 2000a - Direct land-sea correlation for the Eemian and its comparison with the Holocene: a high resolution palynological record off the Iberian margin. *Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences*, **79**, 345-354.
- SÁNCHEZ GOÑI M.F., TURON J.L., EYNAUD F., & GENDREAU S., 2000b - European climatic response to millennial-scale climatic changes in the atmosphere-ocean system during the Last Glacial period. *Quaternary Research*, **54**, 394-403.
- SÁNCHEZ GOÑI M.F., CACHO I., TURON J.L., GUIOT J., SIERRA F. J., PEYPOUQUET J.-P., GRIMALT J. O., & SHACKLETON N.J., 2002 - Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, **19**, 95-105.
- SÁNCHEZ GOÑI M.F., & d'ERRICO F., 2004 - A stationary Mediterranean forest in southeastern Iberia during OIS 3? A reply to Carrión. *Quaternary Science Reviews*, **23** : 1205-1216.
- SÁNCHEZ GOÑI M.F., LOUÏRE M.F., CRUCIFIX M., PEYRON O., SANTOS L., DUPRAT J., MALAIZÉ B., TURON J.L., & PEYPOUQUET J.P., 2005 - Increasing vegetation and climate gradient in Western Europe over the Last Glacial Inception (122-110 ka): data-model comparison. *Earth and Planetary Science Letters*, **231**, 111-130.
- SHACKLETON N.J., 1969 - The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society*, **B174**, 135-154.
- SHACKLETON N.J., & OPDYKE N.D., 1973 - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes at a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, **3**, 39-55.
- SHACKLETON N.J., CHAPMAN M., SÁNCHEZ-GOÑI M.F., PAILLER D., & LANCELOT Y., 2002 - The classic Marine Isotope Substage 5e. *Quaternary Research*, **58**, 14-16.
- SHACKLETON N.J., SÁNCHEZ GOÑI M.F., PAILLER D., & LANCELOT Y., 2003 - Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change*, **757**, 1-5.
- SHACKLETON N. J., FAIRBANKS R. G., CHIU T., & PARRENIN F., 2004 - Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for $\Delta 14C$. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 1513-1523.
- SIDDALL M., ROHLING E.J., ALMOGI-LABIN A., HEMLEBEN CH., MEISCHNER D., SCHMELZER I., & SMEED D.A., 2003 - Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, **423**, 853-858.
- SILVA I., MUÑOZ A.F., TORMO R., & OLEA L., 1999 - Study of the incidence of meteorological parameters on the lowering of *Quercus* by means of its pollen production. *CIHEAM, Options Méditerran.*, **39**, 277-281.
- STAUFFER B., BLUNIER T., DÄLLENBACH A., INDERMÜHLE A., SCHWANDER J., STOCKER T.F., TSCHUMI J., CHAPPELLAZ J., RAYNAUD D., HAMMER C.U., & CLAUSEN H.B., 1998 - Atmospheric CO₂ concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period. *Nature*, **392**, 59-62.
- STUIVER M., BRAZIUNAS T.F., GROOTES P.M., & ZIELINSKI G.A., 1997 - Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? *Quaternary research*, **48**, 259-266.
- TARASOV P.E., CHEDDADI R., GUIOT J., BOTTEMA J., PEYRON O., BELMONTE J., RUIZ-SANCHEZ V., SAASIF, & BREWER S., 1998 - A method to determine warm and cool steppe biomes from pollen data; application to the Mediterranean and Kazakhastan regions. *Journal of Quaternary Science*, **13**, 335-344.
- TINNER W., & LOTTER A.F., 2001 - Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. *Geology*, **29**, 551-554.
- TURNER C., 2002 - Problems of the duration of the Eemian interglacial in Europe North of the Alps. *Quaternary Research*, **58**, 45-48.
- TURNER C., & WEST R.G., 1968 - The subdivision and zonation of interglacial period. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **19**, 93-101.
- TURON J.L., 1984a - *Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire*, Thèse d'Etat, Université de Bordeaux I, Bordeaux.
- TURON J.L., 1984b - Direct land/sea correlations in the last interglacial complex. *Nature*, **309**, 673-676.
- TURON J.L., & LONDEIX L., 1988 - Les assemblages de kystes de Dinoflagellés en Méditerranée occidentale (Mer d'Alboran) : mise en évidence de l'évolution des paléoenvironnements depuis le maximum glaciaire. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **12**, 313-344.
- TURON J.L., LÉZINE A.M., & DENÈFLE M., 2003 - Land-sea correlations for the last glaciation inferred from a pollen and dinocyst record from the Portuguese margin. *Quaternary Research*, **59**, 88-96.

- TZEDAKIS P.C., ANDRIEU V., DE BEAULIEU J.L., CROWHURST S., FOLLIERI M., HOOGHMSTRA H., MAGRI D., REILLE M., SADORI L., SHACKLETON N.J., & WIJMSTRA T.A., 1997** - Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **150**, 171-176.
- TZEDAKIS P.C., 2003** - Timing and duration of Last Interglacial conditions in Europe: a chronicle of a changing chronology. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 763-768.
- TZEDAKIS P.C., FROGLEY M.R., LAWSON I.T., PREECE R.C., CACHO I., DE ABREU L., 2004a** - Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: The response of vegetation in Greece during the last glacial period. *Geology*, **32**, 109-112
- TZEDAKIS P.C., ROUCOUX K.H., DE ABREU L., & SHACKLETON N.J., 2004b** - The duration of forest stages in southern Europe and interglacial climate variability. *Science*, DOI : 10.1126/science.1102398.
- VALERO-GARCÉS B.L., NAVAS A., MACHIN J., STEVENSON T., & DAVIS B., 2000** - Responses of a saline lake ecosystem in a semiarid region to irrigation and climate variability. The history of Salada Chiprana, Centro Ebro Basin, Spain. *Ambio*, **29**, 344-350.
- VAN CAMPO M.M., 1984** - Relations entre la végétation de l'Europe et les températures de surface océaniques après le dernier maximum glaciaire. *Pollen et Spores*, **XXVI**, 497-518.
- VAN DER KNAAP W.O., VAN LEEUWEN J.F.N., & AMMANN B., 2001** - Seven years of annual pollen influx at the forest limit in the Swiss Alps studied by pollen traps: relations to vegetation and climate. *Review of Paleobotany and Palynology*, **117**, 31-52.
- VAN GEEL B., BUURMAN J., & WATERBOLK H.T., 1996** - Archeological and paleological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science*, **11**, 451-460.
- VESKI S., SEPPÄ H., & OJALA A.E.K., 2004** - Cold event at 8200 yr BP recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe. *Geology*, **32**, 681-684.
- VETTORETTI G., & PELTIER W.R., 2003** - Post-Eemian glacial inception. Part I: The impact of summer seasonal temperature bias. *Journal of Climatology*, **16**, 889-911.
- VIDAL L., SCHNEIDER R.R., MARCHAL O., BICKERT T., STOCKER T.F., & WEFER G., 1999** - Link between the north and south Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period. *Climatic Dynamics*, **15**, 909-919.
- VOELKER A.H.L., 2002** - Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS)3: A database. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 1185-1212.
- WOILLARD G., 1978** - Grande Pile Peat Bog: a continuous pollen record for the last 140.000 years. *Quaternary Research*, **9**, 1-21.
- YOSHIMORI M., READER M.C., WEAVER A.J., & MCFARLANE N.A., 2002** - On the causes of glacial inception at 116 kaBP. *Climate Dynamics*, **18**, 383-402.
- ZAGWIJN W.H., 1996** - An analysis of Eemian climate in western and central Europe. *Quaternary Science Reviews*, **15**, 451-469.
- ZARAGOSIS., EYNAUD F., PUJOL C., AUFFRET G.A., TURON J.L., & GARLAN T., 2001** - Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach. *Earth and Planetary Science Letters*, **188**, 493-507.