



**HAL**  
open science

# Variabilité des incendies en Europe de l'Ouest au cours du dernier cycle climatique: relations avec le climat et les populations paléolithiques. Etude des microcharbons préservés dans les carottes marines

Anne-Laure Daniau

## ► To cite this version:

Anne-Laure Daniau. Variabilité des incendies en Europe de l'Ouest au cours du dernier cycle climatique: relations avec le climat et les populations paléolithiques. Etude des microcharbons préservés dans les carottes marines. Planète et Univers [physics]. Université Bordeaux1; Université Sciences et Technologies - Bordeaux I, 2008. Français. NNT: . tel-00512416

**HAL Id: tel-00512416**

**<https://theses.hal.science/tel-00512416>**

Submitted on 30 Aug 2010

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre : 3592

# THESE

Présentée à

**L'UNIVERSITE BORDEAUX I**

Ecole Doctorale de Sciences et Environnements

par

Melle Anne-Laure DANIAU

POUR OBTENIR LE GRADE DE

**DOCTEUR**

Spécialité : Préhistoire et Géologie du Quaternaire

---

**Variabilité des incendies en Europe de l'Ouest au cours du dernier cycle  
climatique: relations avec le climat et les populations paléolithiques.**

**Etude des microcharbons préservés dans les carottes marines**

---

Dirigée par : Maria-Fernanda SÁNCHEZ GOÑI et Francesco d'ERRICO

Soutenue le : 20 juin 2008

Après avis de :

Mme Sandy HARRISON, Professeur, Université de Bristol, Grande Bretagne	Rapporteur
Mme Donatella MAGRI, Maître de Conférence, Université de Rome « La Sapienza », Italie	Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de :

Mme Sandy HARRISON, Professeur, Université de Bristol, Grande Bretagne	Rapporteur
Mme Donatella MAGRI, Maître de Conférence, Université de Rome, Italie	Rapporteur
Mme Fatima LAGGOUN-DEFARGE, Chargé de Recherche CNRS, Orléans	Examineur
Mr Luc BEAUFORT, Directeur de Recherche CNRS, Aix-en-Provence	Examineur
Mr Jacques JAUBERT, Professeur, Université Bordeaux I	Président
Mme Maria-Fernanda SÁNCHEZ GOÑI, Directeur d'Etudes EPHE, Bordeaux	Directeur
Mr Francesco d'ERRICO, Directeur de Recherche CNRS, Bordeaux	Directeur



## *Remerciements*

Ces quelques pages sont toujours les plus dures à écrire... puisqu'elles représentent la fin de ce travail. Malgré le soulagement d'avoir fini, c'est dur de se dire qu'on va passer à autre chose, on en prendrait bien un peu plus ! Je voudrais ici témoigner toute ma reconnaissance à toutes les personnes qui m'ont aidée, entourée et soutenue pendant ces années de thèse et sans qui elle n'aurait pas pu prendre forme.

Il m'est difficile d'exprimer en quelques mots la reconnaissance que j'éprouve vis à vis de mes deux directeurs de thèse, Maria Fernanda Sánchez Goñi et Francesco d'Errico qui m'ont donné la possibilité de travailler sur ce sujet passionnant.

Maria, tu m'as accueillie les bras ouverts pour le DEA et ensuite pour la thèse. Je te remercie pour tout, ta gentillesse, ta générosité, ta joie et ton enthousiasme, les nombreuses discussions passionnantes sur les incendies, la végétation, le climat, la NAO et j'en passe... ta patience sans limite pour m'expliquer encore et encore des choses sur la végétation (qu'il a bien fallu que j'apprenne, honte à moi fille d'agriculteur, j'aurais dû mieux écouter mon papa). Je te remercie également pour ton soutien énorme dans les moments difficiles (et je sais que cela a été aussi parfois difficile pour toi). Je te remercie pour tout le savoir que tu as su me transmettre... mais aussi pour ton aide pour mon développement personnel scientifique. Tu as su me tendre la main quand j'étais perdue mais tu as su aussi me pousser à me dépasser, à devenir de plus en plus autonome et prendre confiance en moi. Cela n'a pas de prix, et je ne pourrais jamais assez t'en remercier. Et le plus important, tu m'as offert ton amitié. Maria, MERCI.

Francesco, je te remercie énormément d'avoir accepté l'encadrement de cette thèse au sein de l'UMR PACEA, pour les nombreux échanges que l'on a eus, tant sur les microcharbons que sur la préhistoire. Merci beaucoup de m'avoir fait partager ta passion sur le concept de modernité des populations préhistoriques et ton regard critique sur mon travail. Merci pour ta patience, les nombreuses heures de corrections de mon anglais et des idées mal présentées, de ton enthousiasme face aux résultats, de ton foisonnement d'idées (que j'ai parfois eu du mal à suivre parce que j'avais besoin de temps pour les intégrer). Idées qui se sont révélées extrêmement passionnantes et constructives, et qui allaient bien au-delà de ma première vision des choses. Un grand MERCI.

J'aimerais également remercier les membres du jury de cette thèse. Je suis extrêmement reconnaissante envers Sandy Harrison et Donatella Magri d'avoir porté leur regard de spécialistes pour rapporter ce travail, et dont les commentaires ont participé à l'amélioration du manuscrit. J'exprime également toute ma gratitude à Fatima Laggoun-Défarge, Luc Beaufort et Jacques Jaubert d'avoir accepté d'être examinateur de cette thèse.

Je remercie en particulier Fatima Laggoun-Défarge de m'avoir si gentiment accueillie quelques semaines au laboratoire ISTO pour m'enseigner les critères de reconnaissance des particules brûlées en pétrographie. Je tiens, par la même occasion, à remercier Marielle Hatton qui m'a enseigné la préparation des lames pétrographiques.

Je remercie énormément Luc Beaufort qui m'avait co-encadré au cours de mon DEA, de m'avoir initié à la programmation d'analyse d'image des microcharbons et d'avoir toujours

été là au cours de ma thèse pour répondre à de nombreuses questions adressées par mail, tant sur la méthodologie que sur des analyses spectrales.

J'ai commencé cette thèse sans financement. Je remercie toutes les personnes m'ayant aidé dans la recherche de financement. Au-delà des remerciements que j'apporte à mes directeurs de thèse, je voudrais remercier en particulier Jean-Luc Schneider qui a toujours manifesté un vif intérêt pour le sujet que je voulais traiter. Je remercie le CNRS ainsi que la région Aquitaine qui m'ont financé grâce à une bourse BDI. Les diverses analyses n'auraient pu être réalisées sans le soutien financier de plusieurs programmes : programme national ECLIPSE « Excursions », programme EUROCORES-EuroCLIMATE (European Science Foundation). Je remercie par la même occasion les personnes qui se sont pleinement investies pour monter ces projets.

Le microscope Leica sur lequel j'ai effectué les analyses a bénéficié d'un financement BQR Recherche. Je remercie Agnès Landouar, Jean-Philippe Lameira, Gilles Albaz et Jérôme Mialhe de LeicaMicrosystems pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée lors de la programmation du logiciel LeicaQwin ainsi que pour les (nombreux) dépannages successifs de l'appareil qui a été parfois capricieux.

Je souhaiterais remercier les deux UMR, PACEA et EPOC de m'avoir accueillie pour effectuer cette thèse, Jacques Jaubert et Philippe Bertrand directeurs respectifs de ces deux UMR ainsi que Jean-Pierre Texier, Annes Delagnes et Jacques Giraudeau, responsables d'équipe. Je voudrais exprimer toute ma sympathie et ma gratitude à toutes les personnes des différentes équipes de ces deux UMR de m'avoir aidée tant par des discussions enrichissantes, que sur des points pratiques pour mettre en œuvre les protocoles de préparation des lames. Sans leur concours, cette thèse n'aurait pas pu voir le jour.

En particulier pour l'UMR EPOC :

Marie-Hélène, Olivier et Murielle pour leur gentillesse, leurs précieux conseils et qui ont toujours été là pour m'aider à trouver du matériel de laboratoire pour mes manip., en particulier pour l'eau distillée, les tronçons de carottes à remonter des caves, et les visites dans le bunker pour chercher des produits. Je remercie en particulier Marie-Hélène et Murielle pour les discussions qui ont fait passer le temps des manip plus vite et qui m'ont souvent remonté le moral dans cette pièce.

Je remercie très sincèrement Bernard Martin qui m'a autorisé à utiliser la polisseuse, ses précieux conseils pour polir mes lames et sa gentillesse. Cela a été un réel plaisir.

Jean-Louis Turon pour les nombreux échanges tant d'un point de vu scientifique, ou pratique que sur la vie de la recherche.

Josette Duprat pour nos discussions sur les foraminifères et les limites des HE, et la peinture...

Sébastien Zaragosi et Frédérique Eynaud qui m'ont supporté (au sens français et anglais) pendant un petit moment dans leurs bureaux respectifs où se trouvait le microscope. Merci Frédérique pour ton soutien face aux nombreuses pannes de microscope et aussi à ton soutien moral et ton écoute.

Philippe Bertrand pour ses critiques qui se sont révélées constructives.

Merci à Nicole, Véronique, Marie-Odile et Mireille pour leur patience, pour retrouver d'anciens devis de commande de matériel, et de fournitures.

Je remercie également Cathy Faytout pour m'avoir souvent aidé à trouver des articles, d'avoir toujours eu un mot gentil qui fait chaud au cœur, et d'avoir fait aussi la monnaie pour la machine à café !

Je remercie également Henri Etcheber, Hervé Deriennic et Alexandra Coynel de l'équipe GEMA pour m'avoir aidé à analyser le carbone organique de la carotte MD04-2845 et leurs conseils dans l'analyse des données.

Je remercie également toutes les personnes qui ont été disponibles pour parler de sujets très divers de sédimentologie, de flux, de paramètres orbitaux, de NAO ou qui m'ont apporté des éléments de réflexion ... Laurent Londeix, Bruno Malaizé, Philippe Martinez, Xavier Crosta, Jacques Giraudeau, Patrick Buat-Ménard, Michel Cremer, Eliane Gonthier, Patrice Castaing, Jean-Marie Jouanneau, Gérard Chabaud, Joël Saint-Paul, Pierre Cirac, Denis Michel, Jean-Paul Parisot, Sébastien Zaragosi, Jean-Luc Schneider, Joëlle Riss...

Je tiens à témoigner toute ma gratitude à Jean-Pierre Peypouquet, pour m'avoir enthousiasmée pour les problématiques de la paléoclimatologie, pour les nombreux échanges passionnants sur la NAO, l'AO et la PDO, et pour m'avoir encouragée et soutenue au cours de cette thèse.

Dans la dernière ligne droite de préparation du manuscrit et de la soutenance, je remercie énormément Bruno Malaizé d'avoir relu et donné un avis critique sur mes idées « spéciales » sur la stratosphère dont un bref raccourci est présenté dans les perspectives. Je remercie également énormément Emmanuelle Ducassou pour le temps qu'elle a pris pour m'expliquer les processus sédimentaires qui m'ont beaucoup éclairée et aidée pour justifier la validité du signal.

Un énorme merci à Delphine Denis qui m'a soutenue, entre autre, en faisant une nuit blanche avec moi, qui a relu mes fautes de français des conclusions et perspectives, vérifié la bibliographie, surveillé la mise en page, aidé à imprimer, et attendu Fedex sous un beau soleil. Merci Delphine, je n'y serais pas arriver sans toi.

Un énorme merci à Aurélie Penaud qui m'a aidée à faire de jolies figures pour ma présentation orale...

Un énorme merci à Filipa qui m'a souvent remonté le moral et rassurée, pour ces longues heures où on a parlé sciences mais aussi de la vie, et de ton amitié. Merci à Stéphanie de m'avoir conseillé et aussi pour ton « magnet » que j'ai souvent regardé « trust yourself. You know more than you think you do » Il m'a beaucoup servi quand je n'avais plus trop la foi... Merci Will pour toutes les relectures d'articles pour effectuer les dernières corrections d'anglais et ton soutien à divers moments. Merci enfin à Cons d'avoir pris soin de moi avec tes « Ne t'inquiètesh pass » qui m'ont beaucoup rassurés.

Merci enfin à tous les étudiants thésards ou non que j'ai croisé au cours de ces années avec qui j'ai eu des discussions scientifiques mais surtout le plus important des échanges amicaux, qui m'ont épaulé, en particulier Delphine, Aurélie, Elodie, Samuel, Elsa, Emmanuelle, Caro, Julien, Aurélia.

En particulier pour l'UMR PACEA:

Je tiens à remercier Michèle Charuel, Geneviève Peyres et Sylvie Djian pour leur efficacité, leur gentillesse et pour avoir répondu à mes nombreuses questions. Merci Geneviève pour ton efficacité pour la recherche d'articles. Un grand merci à Sylvie pour la gestion des missions CNRS.

Merci à William Banks pour m'avoir aidée à trouver des articles ou des livres avec des références incomplètes, les échanges sur la préhistoire mais aussi sur la nourriture française ou tes petites blagues qui m'ont fait destresser.

Je tiens à remercier énormément, celui qui est surnommé « rayon de soleil » par mes collègues EPOC, Eric Pubert. Un grand merci pour m'avoir aidé pour des problèmes divers (et d'été !) tels des installations de logiciel, des dépannages de logiciel, des problèmes d'impressions, de mail, de pdf... et la liste est longue, et cela toujours avec le sourire ! Merci beaucoup, heureusement que tu étais là.

Dans le coin PACEA, il y a aussi mes collègues Will, JB, Myriam, Soso, Emilie, Isa, Enza Alex, et Guillaume qui m'ont supporté pendant ces années. Merci pour ces moments partagés. Merci à Tsenka de m'avoir écouté parler de microcharbons sur le trajet labo-St Antoine de Breuilh...

Une pensée toute particulière pour Will, JB, Myriam que j'ai bien embêté avec mes problèmes de mac qui plante alors que j'ai juste touché la souris, de thèse, de microscope, de râleries en tout genre et qui ont partagé mes angoisses de ces derniers mois...et pour tous les petits bonheurs partagés.

Je tiens à remercier également tous ceux qui habitent et animent les repas de cuisine de ce dernier étage, maman Dominique, Catherine, Will, So, JB, Eric, Mimi, Emilie, Alain le Breton, Véro... Ce coin cuisine est en fait destiné à la thérapie de groupe. Un problème ? Un sujet de débat ? Je crois que tout y est passé (en particulier le coin-coin). Des grands moments de franche rigolade...et de défoulement. Je ne remercierai jamais assez maman Dominique Armand qui a des grandes qualités de gestion de groupe. J'en garderai une certaine nostalgie. Je vous remercie tous pour ces précieux moments.

Je souhaite à tous les jeunes docteurs et les futurs docteurs de trouver leur voie pour s'épanouir, c'est ce qui est le plus important.

Un clin d'œil aussi pour mes anciennes coloc de la Résidence Compostelle, Valérie et Patricia qui m'ont épaulé pendant plusieurs mois. Valérie, merci de m'avoir écouté parler de microcharbons et de petits pingouins.

Mes derniers remerciements vont à ma famille.

Je remercie Christelle et JY de m'avoir héberger et supporter quelque temps la première année de thèse.

Je ne remercierai jamais assez mes parents Christiane et Etienne, mes frères Emeric et Christophe et ma sœur Mathilde qui m'ont toujours soutenu et aidé à relativiser. Merci encore d'avoir été à mes côtés.

Fred, puisque tu ne veux pas que je m'étale...je te dirais tout simplement : *merci*...

# SOMMAIRE

<b>OBJECTIFS</b>	<b>9</b>
<b>CHAPITRE 1</b>	<b>13</b>
<i>Introduction à l'étude des feux de végétation actuels et passés</i>	
<b>I. Les feux de végétation : composante du système climatique et des écosystèmes terrestres, action et rétroaction</b>	
I.1 Origine et propagation des feux de végétation	
I.2 Impact des incendies sur le climat	
I.3 Caractéristiques des feux de végétation et leur impact sur les communautés végétales d'Europe de l'Ouest	
I.4 Perturbation de l'activité naturelle des feux par l'homme	
I.5 Les feux de végétation passés : indicateur d'accumulation de combustible, de périodes de sécheresse, témoin indirect de la circulation atmosphérique et d'activité anthropique	
<b>II. Contexte environnemental actuel et variabilité climatique du dernier cycle climatique en Europe de l'Ouest</b>	
II.1 Circulation générale océanique en Atlantique Nord	
II.2 Variabilité climatique atmosphérique en Atlantique Nord	
II.2.1 Variabilité climatique atmosphérique à long terme	
II.2.1.1 <i>L'Oscillation Nord Atlantique (NAO, North Atlantic Oscillation)</i>	
II.2.1.2 <i>L'oscillation arctique (AO, Arctic Oscillation) ou NAM (Northern Hemisphere Annular mode)</i>	
II.2.2 Régime de temps en l'Europe de l'Ouest	
II.3 Climat et végétation associée de la zone d'étude	
II.4 Régime de temps favorables aux grands incendies en Europe de l'Ouest	
II.5 Variabilité climatique en Europe de l'Ouest au cours du dernier cycle climatique (132 000 ans BP – Présent)	
II.5.1 Facteurs orbitaux impliqués dans les grands cycles climatiques	
II.5.2 Variabilité climatique du dernier cycle climatique en Europe de l'Ouest	
II.5.2.1 <i>Le dernier complexe interglaciaire MIS 5 (132-74 000 ans BP)</i>	
II.5.2.2 <i>La dernière période glaciaire (74-15 ka)</i>	
II.5.2.3 <i>L'interglaciaire MIS1</i>	
<b>CHAPITRE II</b>	<b>49</b>
<i>Matériel et Méthodes</i>	
<b>I. Séquences marines étudiées</b>	
I.1 Localisation géographique des carottes	
I.2 Chronostratigraphie des carottes MD95-2042 et MD04-2845	
I.3 Echantillonnage pour l'analyse des microcharbons et pour l'analyse complémentaire du carbone organique de la carotte MD04-2845	
<b>II. Les microcharbons : proxy des incendies</b>	
II.1 Carotte MD95-2042	
II.1.1 Analyse automatique par acquisition et analyse d'image : en lumière transmise (LT)	
II.1.2 Analyse pétrographique: en lumière réfléchie (LR)	
II.2 Carotte MD04-2845	
II.3 Paramètres étudiés issus de l'analyse des microcharbons	
<b>III. Analyse complémentaire du carbone organique de la carotte MD04-2845</b>	



<b>CHAPITRE III</b>	<b>69</b>
<i>Variabilité du régime des feux du Sud-Ouest de la péninsule Ibérique au cours de la dernière période glaciaire</i>	
Dansgaard-Oeschger climatic variability revealed by fire emissions in southwestern Iberia	
A.-L. Daniaux, M.F. Sánchez Goñi, L. Beaufort, F. Laggoun-Défarge, M.-F. Loutre, J. Duprat (2007) <i>Quaternary Science Reviews</i> 26 1369–1383.	
<b>CHAPITRE IV</b>	<b>105</b>
<i>Régime des feux de l'Ouest de la France au cours de la dernière période glaciaire</i>	
Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay	
A.-L. Daniaux, M.F. Sánchez Goñi, J. Duprat (in revision) <i>Quaternary Research</i> .	
<b>CHAPITRE V</b>	<b>141</b>
<i>Gestion de l'environnement par le feu par les populations du Paléolithique moyen et supérieur</i>	
Testing the hypothesis of fire use for ecosystem management by Neanderthal and Upper Palaeolithic Modern Human populations	
A.-L. Daniaux, F. d'Errico, M.F. Sánchez Goñi (submitted to <i>Proceedings of the National Academy of Sciences</i> ).	
<b>CHAPITRE VI</b>	<b>169</b>
<i>Le régime des feux de l'Ouest de l'Europe au cours des stades isotopiques marins 5 et 1</i>	
<b>I. Régime des feux au cours du MIS 1</b>	
I.1 Résultats de l'analyse des microcharbons pour l'Ouest de la France	
I.2 Résultats de l'analyse des microcharbons pour le sud-ouest de la péninsule Ibérique	
<b>II. Régime des feux au cours du MIS 5</b>	
II.1 Résultats et interprétation de l'analyse des microcharbons pour le sud-ouest de la péninsule Ibérique	
II.2 Résultats et interprétation de l'analyse des microcharbons pour l'Ouest de la France	
<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES</b>	<b>179</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>187</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>205</b>

## ***OBJECTIFS***

Il reste encore très difficile de comprendre, de modéliser et d'évaluer les interactions entre les feux anthropiques ou naturels et les changements climatiques observés et prédits, par manque de connaissance et de documentation sur la variabilité des feux de végétation à long terme, de leur contribution dans les changements de végétation passés observés, et de leur impact sur le climat au travers de leurs émissions de gaz à effet de serre. Il est donc nécessaire d'étudier cette variabilité au cours du Pléistocène sous différentes conditions limites (insolation, volume de glace, périodes de sécheresse ou d'humidité, type et quantité de combustible).

Nous avons donc choisi de focaliser notre étude sur la variabilité des feux de végétation en Europe de l'Ouest au cours du dernier cycle climatique, en particulier de la région Méditerranéenne occidentale et de l'Ouest de la France. Ces deux régions présentent plusieurs intérêts majeurs.

Tout d'abord, elles sont très peu documentées sur la variabilité du régime des feux des derniers 140 000 ans. Il existe quelques enregistrements sur les feux de la période Holocène de la péninsule Ibérique issues de séquences continentales montrant en particulier une augmentation de la fréquence des incendies au cours de l'évènement 8.2 ka (refroidissement de l'hémisphère Nord et épisodes de sécheresse dans certaines régions) : la séquence de Las Pardillas (Sánchez Goñi et Hannon, 1999) ; Siles (Carrión, 2002) ; Ojos del Tremendal (Stevenson 2000) ; Hoya del Castillo et Laguna Guallar (Davis et Stevenson, 2007). Les enregistrements disponibles pour reconstituer l'histoire des feux de l'Ouest de la France sont extrêmement rares. Trois périodes de feux détectées vers 4500-2700 BC, 600 BC et entre le 11<sup>ème</sup> et 16<sup>ème</sup> siècles dans les sédiments d'une tourbière située au nord des Pyrénées (Haute-Garonne) ont été attribuées à des activités anthropiques (Galop *et al.*, 2002).

La région méditerranéenne est actuellement une région particulièrement touchée par les incendies, du fait de sécheresses estivales fréquentes et prolongées et présentant des espèces végétales pyrophiles. La comparaison spatiale du régime des feux de cette région avec celui de l'Ouest de la France, une région en dehors de la Méditerranée, nous semblait particulièrement intéressant pour explorer le régime des feux dans une région dominée actuellement par une forêt tempérée atlantique, souvent considérée comme une forêt qui ne

brûle pas et qui, au cours de la dernière période glaciaire, était dominée par des forêts ouvertes de type boréales et des toundras.

De plus, ces deux régions sont directement influencées par la variabilité climatique orbitale et millénaire sub-orbitale de l'Atlantique nord, ce qui nous a permis d'étudier l'activité temporelle des feux face à des changements climatiques rapides ainsi qu'à long terme. D'autre part, des séries polliniques étudiées à haute résolution et bien calées chronologiquement existent déjà, nous permettant ainsi de comparer directement l'évolution du régime des feux avec la dynamique de la végétation.

Enfin, ces deux régions ont été occupées au Paléolithique moyen et supérieur par l'homme de Néandertal et l'Homme moderne (AMH, *Anatomically Modern Humans*) respectivement. Une plus grande maîtrise du feu a été suggérée par McBrearty et Brooks (2000) comme étant une innovation des premiers Hommes modernes d'Afrique, favorisant leur colonisation des autres continents, et déterminant leur succès évolutif. Entre les premières traces de foyers au Proche-Orient vers 790 000 ans (Goren-Inbar *et al.*, 2004) et en Europe vers 500 000 ans (Thieme, 1997), et la maîtrise et la gestion récentes de l'environnement par le feu pour la chasse, l'agriculture, ou pour d'autres activités, on peut supposer que la connaissance de ces pratiques soient beaucoup plus ancienne que le début de l'agriculture. Les études de Beaufort *et al.* (2003) et Thevenon *et al.* (2004) suggèrent une augmentation de l'activité des incendies en Asie du sud-est, en lien avec l'arrivée de l'AMH dans cette région. Nous avons choisi de tester l'hypothèse de McBrearty et Brooks (2000) pour l'Europe, à savoir, si un changement de régime des feux pouvait être attribué à une influence de l'Homme moderne lors de son arrivée en Europe de l'Ouest. Pour cela, nous avons comparé le régime des feux (fréquence ou intensité des incendies) de l'Europe de l'Ouest avec la chronologie des occupations humaines paléolithiques de cette région. Cette capacité nouvelle d'aménagement du territoire, basée sur l'utilisation répétée de feux, pourrait être un élément contribuant à favoriser la survie des AMH au détriment des Néandertaliens qui disparaissent il y a environ 30 000 ans.

C'est pourquoi nous avons étudié les restes de végétaux brûlés (microcharbons) préservés dans les enregistrements sédimentaires de deux carottes marines présentant de nombreux indicateurs climatiques (*proxies*) couvrant le dernier cycle climatique. Ces études ont été réalisées à haute résolution permettant ainsi de comparer le régime des feux avec la variabilité climatique rapide de l'Atlantique Nord. De plus, ces enregistrements sédimentaires permettent de corrélérer directement **l'évolution du régime des feux** avec les **changements**

**climatiques océaniques**, enregistrés par les variations de températures des eaux de surface (SST), d'assemblages de foraminifères planctoniques ou benthiques, de concentrations en grains détritiques (*Ice Rafted Debris*), de carbone organique (OC), de carbonates (CaCO<sub>3</sub>), de l'oxygène isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$ ), et les **changements atmosphériques et terrestres** (végétation/pollen). Enfin, le cadre chronologique robuste établi à l'aide de ces différents proxies, indépendamment des microcharbons, permet d'aborder la question de l'utilisation intensive du feu par l'AMH pour une exploitation des ressources environnementales, et de discuter solidement de l'hypothèse d'une influence de l'Homme moderne sur le régime naturel des feux en Europe de l'Ouest.



## CHAPITRE I

### *Introduction à l'étude des feux de végétation actuels et passés*

# **I. Les feux de végétation : composante du système climatique et des écosystèmes terrestres, action et rétroaction**

---

## **I.1 Origine et propagation des feux de végétation**

Quand ils ne sont ni attribués à la foudre ni à des causes inconnues, les feux actuels sont liés aux activités humaines (négligence, pyromanie, installations électriques, écobuage, culture sur brûlis, etc.). Les feux d'origine naturelle sont déclenchés par la foudre, par des étincelles provoquées par la chute de pierres, par des éruptions volcaniques ou par des phénomènes très rares d'auto-combustion (Trabaud, 1992). Actuellement, la foudre ne semble jouer qu'un rôle mineur dans le déclenchement des feux de végétation, mais sa distribution spatiale a été modifiée par les changements de paysages apportés par l'homme avec l'existence de ville, routes, cultures, (etc.), ce qui laisse penser que son rôle dans l'allumage des feux aurait pu être plus important au cours du passé.

Le développement des incendies de végétation est favorisé par des périodes de sécheresse estivales, augmentant l'inflammabilité des végétaux. La propagation des incendies est contrôlée en majorité par la présence de combustible suffisamment abondant pour entretenir le feu, par sa qualité (liée à l'état de sécheresse physiologique du végétal) et par sa distribution spatiale horizontale et verticale (homogène ou hétérogène) ainsi que par la topographie. Tous ces facteurs influencent la vitesse de propagation du feu, la puissance du front, la hauteur de la flamme, la formation de feux de cimes (synthèse de Trabaud, 1992). D'autre part, la propagation du feu est favorisée par une direction constante du vent, alors que des vents de direction variables la coupent (Carrega et Fox, 2006). Les incendies sont caractérisés par leur fréquence (nombre de feu par unité de temps) et leur intensité (température) qui est fonction de la quantité et de la qualité du combustible.

Les incendies, toute origine confondue, se répartissent actuellement dans les deux hémisphères nord et sud (Figure 1) tout au long de l'année (Carmona-Moreno *et al.*, 2005). Ce sont en particulier les régions d'Afrique, du sud-est Asiatique, d'Amérique Centrale et d'Australie les plus touchées par les incendies. Ceux-ci se développent au cours de périodes de sécheresse estivales boréales ou australes, liées au déplacement de la zone de convergence intertropicale (ITCZ). La sécheresse en région méditerranéenne est en particulier contrôlée par le renforcement des anticyclones sub-tropicaux lié à l'intensité de la mousson Asiatique (Rodwell et Hoskins, 2001).

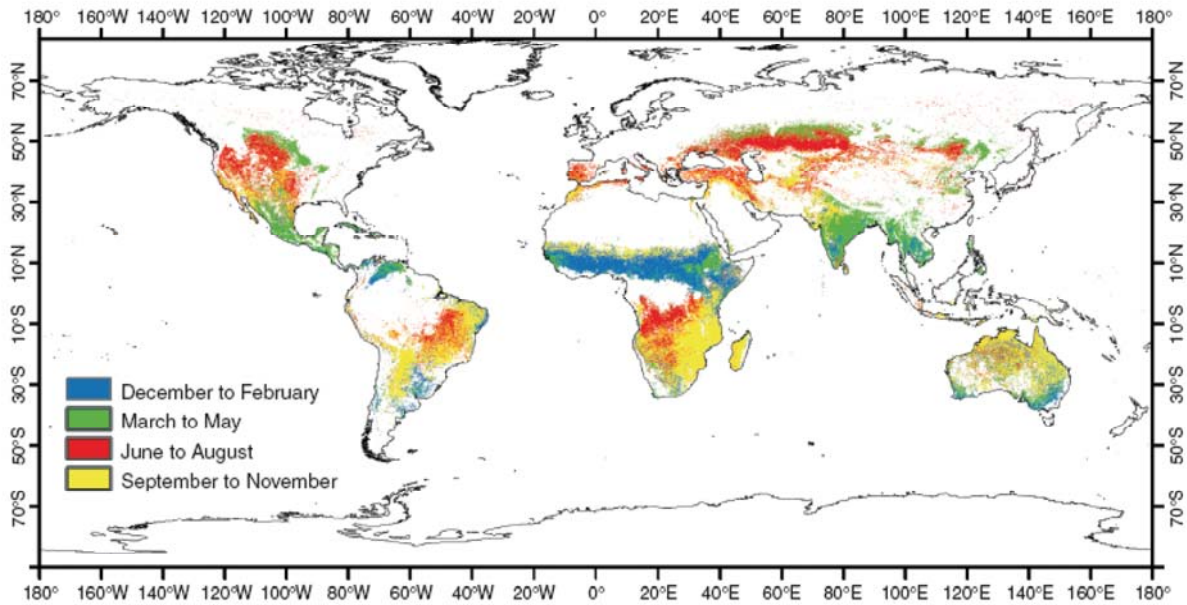


Figure 1. Cycle saisonnier de l'activité des feux dans le monde (Carmona-Moreno et al., 2005).

Les activités humaines sont responsables d'une augmentation de la fréquence des zones incendiées. Ces feux d'origine anthropique représentent la seconde source de gaz à effet de serre après la combustion d'énergie fossile industrielle (Andreae et Merlet, 2001) et pourraient ainsi contribuer significativement au changement climatique. L'impact des paléo-feux d'origine naturelle sur les changements climatiques est loin d'être cerné par manque de connaissance sur les changements d'activité de ces feux, sur la quantité de gaz à effet de serre rejeté, sur les régions préférentiellement brûlées et sur le rôle de ces feux dans les changements de végétation observés dans le passé. Qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique, nous allons voir par quels mécanismes les incendies peuvent affecter l'atmosphère et le climat ainsi que leur impact sur la dynamique de communautés végétales d'Europe de l'Ouest, région de notre étude. Après avoir identifié les interactions entre le feu, le climat et la végétation qui conditionnent le régime naturel des feux, nous verrons dans quelle mesure l'homme peut perturber ce régime naturel.

## I.2. Impact des incendies sur le climat

Dans des conditions idéales de combustion totale (en laboratoire), les végétaux brûlés produisent du dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ , produit majoritaire) et de la vapeur d'eau ( $\text{H}_2\text{O}$ ) (Figure 2 et Tableau 1). Cependant, les feux de végétation dans l'environnement naturel sont



soumis à une combustion incomplète et produisent du méthane (CH<sub>4</sub>), du dioxyde d'azote (N<sub>2</sub>O) ainsi que des particules carbonées. Ils produisent également d'autres gaz qui peuvent agir sur les réactions chimiques de l'atmosphère, tels que le monoxyde de carbone (CO), des hydrocarbures (HC) autres que le méthane, le monoxyde d'azote (NO). Ces composés, ainsi que le méthane, favorisent la production chimique de l'ozone (O<sub>3</sub>) troposphérique. D'autres composés azotés et des sulfures contenus dans les végétaux sont aussi émis lors de la combustion. Les incendies de végétation produisent donc des gaz à effet de serre pouvant affecter la composition chimique de l'atmosphère et influencer la production d'ozone troposphérique. De plus, les aérosols contenus dans les fumées peuvent avoir un effet sur le bilan radiatif et sur les processus microphysiques des nuages à une échelle régionale, voire globale. L'acide nitrique (formé par la réaction du NO avec l'O<sub>2</sub> et la vapeur d'eau), intervient également dans les pluies acides (cf. synthèse dans Levine, 1994; Crutzen *et al.* 1979; Crutzen et Andreae, 1990 ; Lobert *et al.*, 1990; Penner *et al.*, 1992 ; Andreae et Merlet, 2001).

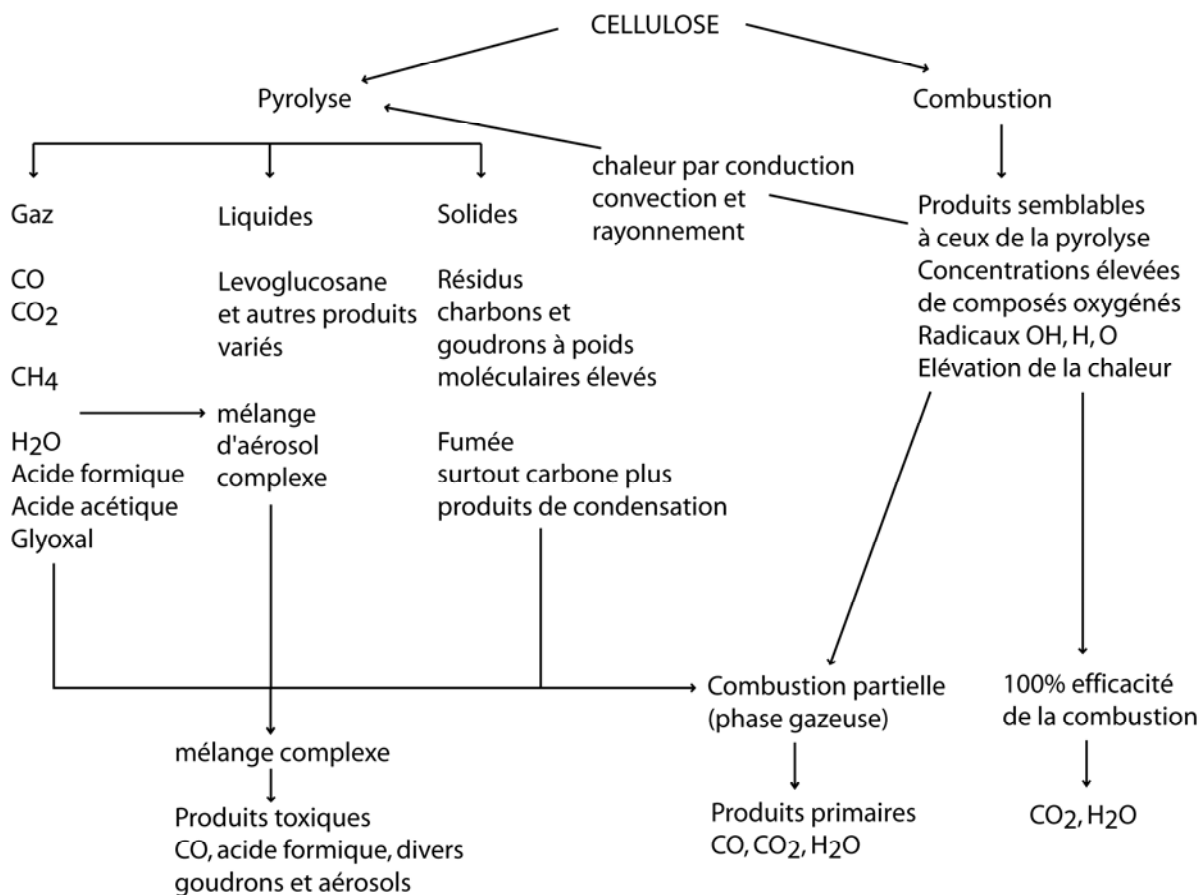


Figure 2. Diagramme de la pyrolyse et de la combustion des combustibles végétaux (d'après Trabaud (1992), modifié).

Source of Burning	Biomass Burned (Tg/year) <sup>a</sup>	Carbon Released (Tg/year) <sup>b</sup>	CO <sub>2</sub> Released (Tg(C)/year) <sup>c</sup>
Savanna	3690	1660	1494
Agricultural waste	2020	910	819
Fuel wood	1430	640	576
Tropical forests	1260	570	513
Temperate and boreal forests	280	130	117
Charcoal	21	30	27
World total	8700*	3940	3546

<sup>a</sup>1 Tg (teragram) = 10<sup>6</sup> metric tons = 10<sup>12</sup>g.

<sup>b</sup>Based on a carbon content of 45% in the biomass material. In the case of charcoal, the rate of burning has been multiplied by 1.4.

<sup>c</sup>Assuming that 90% of the carbon released is in the form of CO<sub>2</sub>.

*Tableau 1. Estimation globale de la quantité annuelle de feux de végétation et des émissions de carbone et de CO<sub>2</sub> associées (d'après Levine, 1994).*

Il est vrai qu'au sein d'un même écosystème, le bilan de carbone est nul puisque le CO<sub>2</sub> rejeté au cours d'un incendie est réincorporé par les végétaux au cours de l'activité photosynthétique qui suit, en quelques semaines ou années. Toutefois, si l'on considère le bilan du CO<sub>2</sub> et des autres composés, lors d'un basculement d'un écosystème à un autre très différent du premier dans une région donnée, comme celui d'une forêt opposé à celui d'une prairie/savane, le bilan atmosphérique est positif car ces gaz ne sont pas réincorporés dans la biosphère et l'atmosphère s'en trouve enrichie (Levine, 1994 ; Mouillot et Field, 2005). De plus, pour calculer le bilan de carbone dans une région donnée, ce n'est pas simplement la valeur de carbone rejeté provenant d'un régime d'incendie qu'il faut prendre en compte, mais ce sont les changements du régime des incendies, c'est-à-dire les changements de leur fréquence et de leur intensité (Mouillot, F., comm. pers.). Ainsi, sur de plus longues périodes de temps (à une échelle millénaire) et si la composition de la végétation change de manière drastique (forêt/steppe), on peut s'attendre à ce que les émissions de feux de végétation aient une influence sur la composition des gaz à effet de serre de l'atmosphère et donc sur les climats passés. Des variations de gaz à effet de serre (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O) au cours du dernier cycle climatique ont été enregistrées dans les carottes de glace au Groënland et en Antarctique (Petit *et al.*, 1999 ; Flückiger *et al.*, 2004) mais ces variations sont loin d'être comprises.

D'un point de vu théorique, les incendies peuvent affecter le climat. Toutefois, les interactions qu'exercent le climat sur la végétation et les feux, les feux sur la végétation et le climat sont loin d'être simples et quantifiées ce qui conduit à des hypothèses parfois contradictoires. Par exemple, Randerson *et al.* (2006) remettent en cause l'hypothèse selon

laquelle l'augmentation des feux de la région boréale, provoquée par le réchauffement climatique actuel, pourrait accélérer en retour ce réchauffement par les émissions de gaz à effet de serre (rétroaction positive).

L'influence de l'activité des feux sur les climats passés pour des périodes pré-Holocène reste encore à explorer, du fait du manque d'enregistrements haute résolution et de leur faible intégration dans les modèles climatiques. Une synthèse récente (Power *et al.*, 2007 *cf.* annexe 4) répertoriant les enregistrements des feux sur le globe depuis le Dernier Maximum Glaciaire (LGM, *Last Glacial Maximum*) a montré que l'activité des feux et leurs répartitions spatiales n'étaient pas constantes au cours du temps. Cette étude illustre bien la complexité de l'activité des feux (conditions météorologiques, type et quantité de combustible disponible) à différentes conditions limites (insolation, volume de glace...). D'autre part, l'impact des feux sur les changements climatiques peut être variable. Une étude de Thonicke *et al.* (2005) met en relief le rôle du feu dans les changements de concentration de méthane dans l'atmosphère pendant le LGM en utilisant un modèle couplé feu/végétation. Ce modèle suggère qu'à cette période, les incendies étaient plus actifs dans les régions tropicales. Leurs émissions de NO<sub>x</sub> se concentrant dans ces régions, ils auraient ainsi augmenté la capacité oxydative de l'atmosphère, et par conséquent, auraient diminué la concentration atmosphérique en méthane. Cette activité des feux au cours du LGM expliquerait ainsi les faibles concentrations de méthane, contrairement aux autres hypothèses émises sur les sources de CH<sub>4</sub> (zones humides, hydrates, permafrost).

Ces études illustrent la complexité des interactions entre les incendies et le climat mais cette complexité ne s'arrête pas là, puisque le développement des incendies dépend aussi de la végétation, elle-même liée au climat, et que les feux peuvent agir sur la dynamique de celle-ci. Nous allons donc maintenant nous attacher aux interactions qui existent entre les feux et les communautés végétales caractéristiques de l'Europe de l'Ouest.

### **I.3 Caractéristiques des feux de végétation et leur impact sur les communautés végétales d'Europe de l'Ouest**

Le feu est perçu en général comme un élément perturbateur des écosystèmes terrestres. Pourtant, il est parfois un facteur essentiel agissant sur le renouvellement ou le maintien de certaines espèces ou communautés végétales. Du fait de la répartition de la végétation plus ou

moins hétérogène, de la présence de litière ou non, du type de combustible, les feux de végétation présentent différentes caractéristiques physiques et spatiales regroupés en trois types (Trabaud, 1992) (Figure 3) qui vont modifier la dynamique des communautés végétales en place, que ce soit par la destruction partielle ou totale d'individus, en brûlant les graines (limitant ainsi la recolonisation du milieu à plus long terme par des espèces présentant une reproduction sexuée) ou en détruisant les systèmes racinaires.

- Les feux de surface (par exemple ceux de la garrigue et des landes) se propagent rapidement, dégageant beaucoup de flammes et de chaleur. Ils brûlent la litière, la végétation herbacée, les broussailles et les débris végétaux sur le sol. Ces feux peuvent parfois brûler des arbustes, de grands buissons ou de petits arbres.
- Les incendies qui se propagent le plus rapidement sont les feux de cimes, produisant une très grande énergie, incendies typiques des forêts de conifères. Des tisons ou brandons enflammés peuvent être transportés par le vent sur de grandes distances et allumer des foyers secondaires.
- Les feux de sol (dans la plupart des forêts, même méditerranéennes) consomment la matière organique constituant la litière et celle constituant l'humus, située sous la litière à la surface du sol de la forêt. Leur propagation est la plus lente, mais ils sont les plus destructeurs car ils tuent les systèmes racinaires souterrains des végétaux.

La fréquence d'apparition des feux de végétation est la plus élevée pendant les mois chauds en été (Trabaud, 1992) (Figure 1), lié à l'état du combustible défini par les conditions météorologiques.

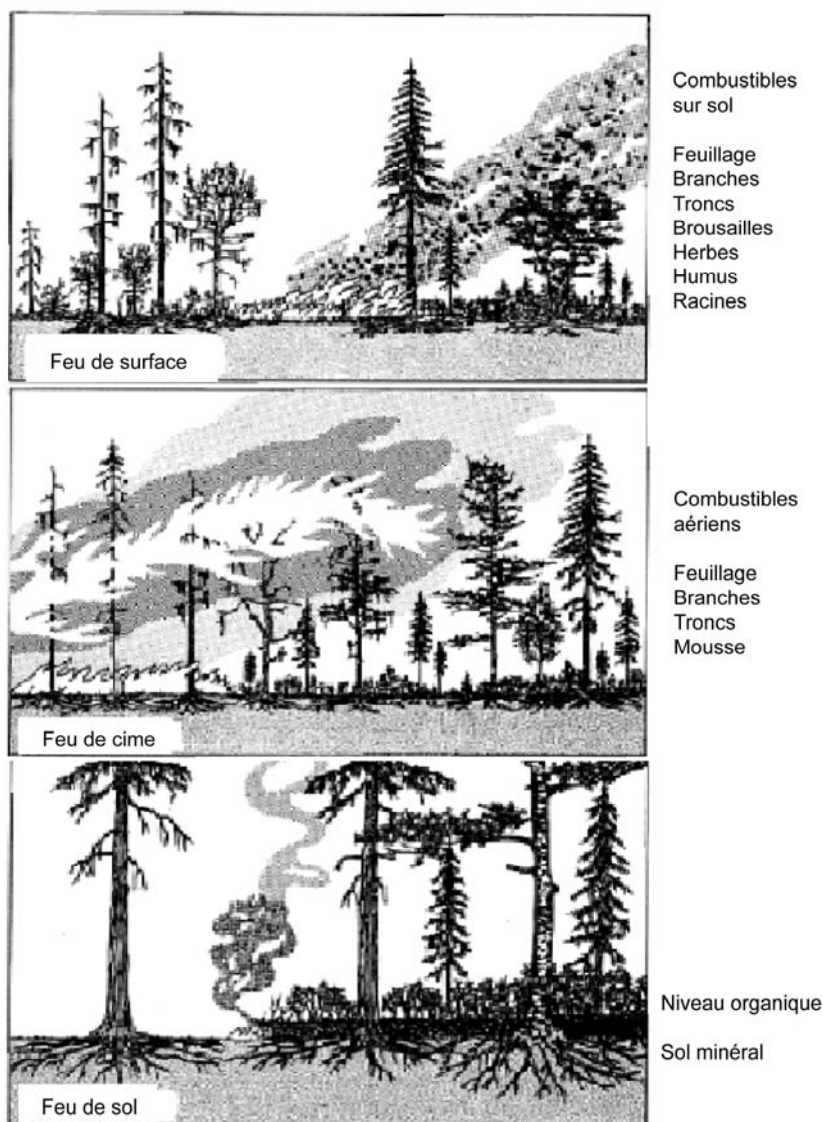


Figure 3. Types d'incendies naturels et sources de combustible (Scott, 1989).

Les communautés végétales de l'Europe de l'Ouest présentent des espèces actuellement très inflammables. Le feu peut limiter leur développement, voire éliminer certaines espèces, ou inversement favoriser leur développement, augmenter la diversité floristique en réduisant la compétition entre espèces.

Pour la végétation méditerranéenne, les espèces composant la garrigue comme le chêne vert (*Quercus ilex*), le chêne kermès (*Q. coccifera*), le pin d'Alep (*Pinus halepensis*), le romarin (*Rosmarinus officinalis*), le thym (*Thymus vulgaris*), l'ajonc épineux (*Ulex europaeus*), ainsi que celles du maquis, i.e. la callune (*Calluna vulgaris*), la bruyère arborescente (*Erica arborea*) et à balai (*E. scoparia*) sont très inflammables tout au long de l'année quel que soit leur stade phénologique (Caramelle et Clément, 1978). L'inflammabilité du chêne pubescent (*Q. pubescens*) est liée au jaunissement des feuilles en hiver et début du

printemps. L'arbousier (*Arbutus unedo*) est rarement inflammable même en été alors que le ciste de Montpellier (*Cistus monspeliensis*) et le chêne liège (*Q. suber*) sont très inflammables à cette période (Caramelle et Clément, 1978). Les incendies ont une répercussion sur la composition de cette végétation méditerranéenne. Le genévrier (*Juniperus communis*) est éliminé suite à des incendies répétés (Gimingham, 1972 ; Marozas *et al.*, 2007) alors que *J. phoenicea* L. repousse suite au passage du feu (Díaz Barradas *et al.*, 1999). Par contre, le développement de la callune est favorisé par des feux réguliers (Calvo *et al.*, 2002). La bruyère arborescente semble elle aussi favorisée par des feux réguliers qui empêchent l'établissement d'arbres et du fait de sa capacité à se régénérer par rejet basal (Mesléard et Lepart, 1989 ; Mesléard et Lepart, 1991 ; Mouillot *et al.* 2002; Ojeda, comm. pers.). La chaleur dégagée par le feu favorise aussi l'ouverture des cônes du pin d'Alep contenant les graines favorisant ainsi sa régénération (info DFCI, 2003).

En général, la végétation atlantique n'est pas considérée comme une végétation très favorable à la propagation des feux. Cependant, une étude en Galice (Núñez-Regueira *et al.*, 2000) montre un risque de développement des feux dans la forêt atlantique. En particulier, les arbres tels que le châtaignier (*Castanea sativa*), le pin maritime (*Pinus pinaster*), le pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) et le chêne pédonculé (*Quercus robur*) sont très, voire extrêmement, inflammables. Le bouleau (*Betula pendula*) ou le frêne (*Fraxinus excelsior*) présentent par contre un risque faible. Bien que les pins sylvestres de la région méditerranéenne se régénèrent beaucoup moins rapidement que les pins d'Alep, ils ont la capacité de bien se régénérer dans les forêts tempérées avec l'ouverture de leurs cônes au contact de la chaleur (Berger, J.-F., comm. pers.). Dans la chaîne pyrénéenne, les landes à fougères, genêt et ajonc sont très combustibles et les landes à fétuques (*Festuca*) recolonisent le milieu très rapidement après de grands incendies (<10 ans) (Métailié, J.-P., comm. pers.). D'autre part, une autre communauté végétale, les landes à ajonc épineux (*Ulex europaeus*), typiques de la Bretagne (nord-ouest de la France) sont aussi très inflammables et ont la capacité de se régénérer par rejet sur souche (en cas de feu peu intense) ou par les graines (feux intenses) (Hely et Lagarde, 1998).

Dans les régions boréales ou sub-boréales d'Europe, les feux favorisent l'établissement des arbres intolérants à l'ombre comme le Pin sylvestre ou le bouleau (*Betula spp.*) et éliminent l'Épicéa (*Picea abies*). Après un feu de forêt composée de Pin sylvestre (en région hémiboréale d'Europe), cette espèce recolonise le milieu après 4 ans (Marozas *et al.*, 2007). Les bruyères à *Calluna vulgaris* en Norvège (au niveau de la limite sud de la végétation boréale) se régénèrent rapidement dans l'année suivant les incendies (50% de la

surface brûlée est recolonisé en 3 ans) grâce à leurs graines (Nilsen *et al.*, 2005). Les études sur les relations entre la végétation boréale et les incendies sont essentiellement centrées sur les régions d'Amérique du Nord. Dans les forêts boréales canadiennes, les feux répétitifs entretiennent l'alternance de *Picea mariana* et de *Sphagnum*, qui favoriserait ainsi le développement de permafrost (Camill, 2000). Les incendies dans les forêts boréales brûlent les arbres morts tombés au sol et les arbustes, alors que les arbres vivants au moment du passage du feu sont peu affectés (Marguerie, D., comm. pers.).

Nous avons vu précédemment les multiples interactions entre les incendies, le climat et la végétation qui caractérisent l'activité naturelle des feux de végétation. Toutefois, cette activité naturelle peut être perturbée par l'homme. Il est admis que l'utilisation du feu par l'homme (traces de foyers) est devenue courante au début du Paléolithique moyen (James, 1989 ; Karkanas *et al.*, 2007). Mais pour perturber l'activité naturelle des feux, il faut que l'homme l'ait utilisé de manière intensive et répétée.

#### **I.4 Perturbation de l'activité naturelle des feux par l'homme**

Au cours des derniers siècles, le feu a été utilisé par l'homme pour gérer et maîtriser son environnement (cultures sur brûlis ou agro-pastoralisme). Ces techniques de brûlis sont connues en France depuis le Néolithique dans les Alpes du Nord en relation avec le développement de l'agriculture (Carcaillet, 1998). L'utilisation intensive du feu n'est toutefois pas strictement réservée aux pratiques agricoles. Les indiens d'Amérique ou les aborigènes d'Australie sont connus pour mettre régulièrement le feu à des prairies ("fire stick-farming") afin d'attirer les herbivores comme les rennes, les élans ou les bisons qui préfèrent consommer les jeunes pousses plus digestes et riches en protéines (Smith et Owensby, 1972) ou pour favoriser la repousse de plantes (Delcourt et Delcourt, 1997 ; Bowman, 1998 ; Preece, 2002). Une synthèse de Williams (2002) illustre d'autres utilisations du feu par les tribus amérindiennes pour chasser les lapins ou obtenir du sel contenu dans certaines herbes. Des tribus indiennes de Californie utilisent aussi le feu pour entretenir le renouvellement de certaines plantes pour la fabrication de panier (Anderson, 1999). Russell-Smith *et al.* (1997) ont observé que les aborigènes d'Australie ont une connaissance approfondie de la meilleure période pour brûler, et cela pour des environnements différents, en fonction de ce qu'ils veulent chasser ou récolter. Ils utilisent le feu à différentes fins, au cours de cérémonie, pour

éclaircir une végétation épaisse pour mieux se déplacer, avoir un contrôle sur les insectes et la vermine, chasser, faire repousser la végétation, enfumer des terriers ou asphyxier des chauve-souris dans des grottes (cf. Bowman, 1998). Les aborigènes Kuku-Yalanji d'Australie brûlent aussi les marges de la forêt tropicale pour favoriser le développement de *Cycas media* (palmier) et récolter ainsi les graines riches en carbohydrate (Hill et Baird, 2003).

### **I.5 Les feux de végétation passés : indicateur d'accumulation de combustible, de périodes de sécheresse, témoin indirect de la circulation atmosphérique et d'activité anthropique**

Nous avons vu précédemment que le développement des feux de végétation était contrôlé à la fois par les conditions climatiques et par la végétation et que ceux-ci pouvaient en retour exercer une influence sur le climat et sur la dynamique de la végétation (Figure 4).

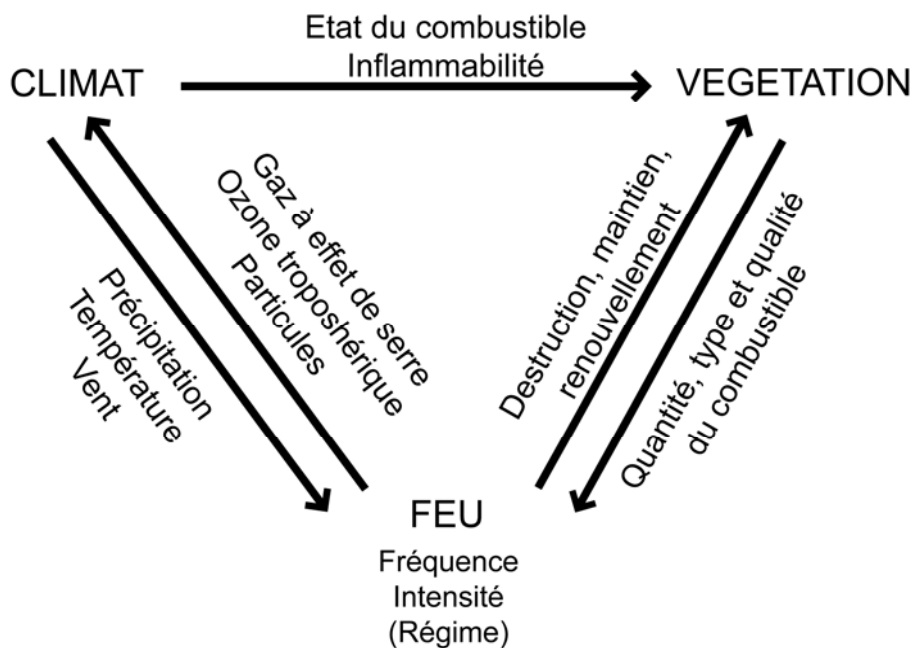


Figure 4. Schéma de synthèse sur les actions et rétroactions des feux de végétation.

L'étude des feux suggère que, comme à l'actuel, l'extension des feux et l'augmentation de leur fréquence dépendent du prolongement des périodes sèches à la fin du printemps et en été, mais aussi de l'accumulation de biomasse végétale (Carcaillet et Richard, 2000 ; Black *et al.*, 2006 ; Power *et al.*, 2007). Selon les modèles de circulation générale, le développement des feux de végétation est principalement contrôlé par la teneur en eau de la



litière (Thonicke *et al.*, 2001). Ils reflèteraient ainsi des périodes d'assèchement du combustible.

Il reste toutefois difficile, à partir des enregistrements des feux passés, de différencier des changements de fréquence et/ou d'intensité des incendies. Suivant Hu *et al.* (2006), nous utiliserons par la suite le terme « **régime** » des feux pour englober ces deux paramètres.

Les variations du régime des feux peuvent être aussi utilisées pour tracer les changements de circulation atmosphériques. En effet, une étude de dendrochronologie révèle que les surfaces brûlées annuellement au Canada suivent l'augmentation des températures des mois de mai à août des 126 dernières années et semblent être contrôlées par des variations de circulations atmosphériques à grande échelle (Girardin, 2007). Plusieurs études suggèrent aussi une relation entre l'activité des feux et l'ENSO (*El Niño Southern Oscillation*). L'ENSO reflète le déplacement des zones de haute et basse pression entre l'Amérique du Sud et l'Australie, qui conduit à des périodes de sécheresses intenses en Asie du sud-est et des inondations sur les côtes pacifiques de l'Amérique du Sud lors des épisodes d'El Niño (*warm ENSO*), ou à une situation opposée lors des épisode La Niña. Les années à fort El Niño sont caractérisées par une augmentation de l'activité des feux dans les régions d'Asie du sud-est, d'Amérique centrale et d'Amérique du Sud ainsi que dans les régions boréales d'Eurasie et d'Amérique du Nord (Van der Werf *et al.*, 2004). Kitzberger *et al.* (2001) suggèrent également une relation entre l'augmentation des feux du nord de la Patagonie et du sud-ouest des Etats-Unis, et de plus fortes fréquences et/ou amplitudes de basculements entre El Niño et La Niña. Trouet *et al.* (2006) observent une relation entre les grands feux sévissant sur la côte Pacifique des Etats-Unis et la phase positive de l'oscillation décennale Pacifique (*PDO, Pacific Decadal Oscillation*), situation atmosphérique entraînant une forte réduction des précipitations d'hiver et de printemps sur la côte pacifique.

Pour des périodes plus reculées dans le temps, des études mettent en évidence des relations entre le feu, le climat, la végétation et l'homme. Plusieurs études conduites sur des carottes marines de l'hémisphère Sud ont montré un lien entre l'histoire des feux et la variabilité climatique à l'échelle orbitale sur les derniers cycles glaciaires et interglaciaires (Verardo et Ruddiman, 1996 ; Bird et Cali, 1998 ; Kershaw *et al.*, 2002 ; Beaufort *et al.*, 2003 ; Thevenon *et al.*, 2004). Pour la période Holocène, les enregistrements des feux dans des séquences continentales d'Europe, d'Amérique du nord et Centrale, de la région

amazonienne, montrent que la dynamique des feux a été associée aux changements climatiques régionaux, de la végétation et des pratiques humaines et que ces feux peuvent exercer à leur tour une influence sur le développement de la végétation à une échelle régionale (Bradshaw *et al.*, 1997 ; Carcaillet *et al.*, 2002). Une influence anthropique sur le régime des feux est suggérée par plusieurs auteurs, avant le début de l'agriculture dans l'Est de l'Angleterre (Bennett *et al.*, 1990) et dans le nord-ouest de l'Europe (Mason, 2000). Les Mésolithiques sont aussi suspectés d'avoir mis le feu de manière délibérée, pour ouvrir le milieu afin de chasser au propulseur (Simmons et Innes, 1996 ; Bos et Urz, 2003). L'influence de l'homme moderne a également été suggérée pour des périodes plus anciennes, en particulier dans le Sud-Est asiatique où l'activité des feux a été très importante vers 50 ka (Kershaw *et al.*, 2002 ; Beaufort *et al.*, 2003 ; Thevenon *et al.*, 2004). Toutefois, le débat d'un impact anthropique pré-industriel sur le régime naturel des feux reste encore ouvert, puisqu'une étude récente dans la région des forêts boréales du nord de la Suède suggère que l'évolution du régime des feux des derniers 10 000 ans peut être expliquée par des changements climatiques, sans faire appel à une influence humaine, alors que des occupations humaines fréquentes sont pourtant attestées dans cette région (Carcaillet *et al.*, 2007).

Malgré ces études, comprendre la variabilité du régime des feux et évaluer les interactions entre les incendies et la végétation, le climat et l'homme reste encore un sujet de débat. Avant de discuter en détail de ces relations entre les feux, la végétation, le climat et l'homme au cours du dernier cycle climatique en Europe de l'Ouest, nous présenterons une description du contexte environnemental de la région étudiée, en particulier le rôle de la climatologie à une échelle de temps décennale ou saisonnière sur l'établissement de types de végétation de l'Europe de l'Ouest et sur le développement des incendies. Nous établirons ensuite une synthèse sur l'état des connaissances des changements climatiques qui ont ponctué les derniers 140 000 ans, en particulier sur la région étudiée du sud-ouest de la péninsule Ibérique et de l'Ouest de la France.

## II. Contexte environnemental actuel et variabilité climatique du dernier cycle climatique en Europe de l'Ouest

---

Nous avons vu précédemment que le développement et la propagation des feux de végétations dépendaient des conditions météorologiques (précipitation, température), de la nature et de la quantité de combustible. Ce sont les régimes de temps de l'Atlantique Nord-Est qui vont déterminer ces différents paramètres. Ces régimes de temps sont liés au déplacement de masses d'air au-dessus de l'océan se chargeant plus ou moins en humidité et précipitant sur le continent. Nous allons donc présenter maintenant la variabilité climatique naturelle de l'Atlantique Nord qui peut influencer directement ou indirectement le régime des feux à long terme (Oscillation Nord Atlantique, *Northern Hemisphere Annular Mode*) ou à court terme (régime de temps en Europe de l'Ouest, végétation associée et conditions particulièrement favorables aux déclenchement d'incendies).

### II.1 Circulation générale océanique en Atlantique Nord

L'Atlantique Nord (Figure 5) est caractérisée par une circulation océanique de surface due au vent représentée par deux grandes boucles : la circulation anticyclonique subtropicale entre 10°N et 40°N intensifiée dans sa partie ouest (*Gulf Stream*) et la cellule subpolaire cyclonique entre 40°N et 60°N dont les extensions peuvent atteindre 80°N (Tchernia, 1978). La limite entre ces deux cellules se situe approximativement autour de 45°N. La boucle anticyclonique subtropicale est formée par un courant se dirigeant vers le pôle nord dans la partie ouest du bassin atlantique et dérivant vers l'Est aux moyennes latitudes. Le courant se prolonge vers le sud en longeant les côtes Est du bassin atlantique (courant des Canaries). Dans le prolongement du *Gulf Stream*, la circulation est caractérisée par une boucle de circulation cyclonique subpolaire formée par la dérive Nord Atlantique (DNA) liée au *Gulf Stream* (Minster, 1994). La DNA se dirige vers le Nord-Est en se divisant en deux branches dans les hautes latitudes en formant le courant d'Irminger qui va rejoindre le courant est-groenlandais venant de l'Arctique, et une autre branche pénètre dans la mer de Norvège.

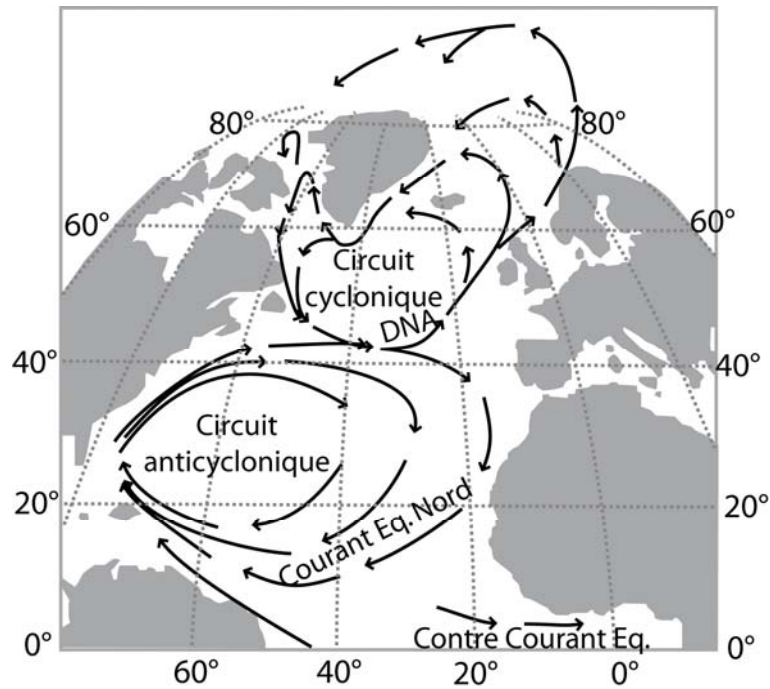


Figure 5. Schéma de circulation océanique de surface en Atlantique Nord (d'après Tchernia (1978), modifié).

## II.2 Variabilité climatique atmosphérique en Atlantique Nord

### II.2.1 Variabilité climatique atmosphérique à long terme

#### II.2.1.1 L'Oscillation Nord Atlantique (NAO, North Atlantic Oscillation)

L'Oscillation Nord Atlantique (abréviation utilisée ici sous la forme anglaise NAO, *North Atlantic Oscillation*), et ses homologues récents l'Oscillation Arctique (AO ou *Northern Hemisphere annular mode* NAM), sont les modes prédominants décrivant la variabilité des climats d'hiver de l'hémisphère nord (cf. synthèse de Wanner *et al.*, 2001).

La NAO décrit le déplacement à grande échelle des masses atmosphériques le long des méridiens dans l'Atlantique Nord, entre les régions soumises à l'influence de l'anticyclone subtropical des Açores et le système dépressionnaire subpolaire de l'Islande. L'index de la NAO (NAOI) est établi par rapport aux mesures de différence de pression entre ces deux systèmes et il décrit la puissance de l'écoulement et la direction des vents d'ouest (positif quand les vents d'ouest sont forts, négatif quand les vents d'ouest sont affaiblis). La configuration des systèmes de pression influence la trajectoire des orages et donc le transport

de chaleur et d'humidité vers le continent européen. La NAO est une source majeure de variabilité atmosphérique au niveau global de l'échelle saisonnière à l'échelle inter-décennale. Cette variabilité interdécennale est *a priori* influencée par des processus océaniques (circulation thermohaline) et de glace de mer.

Il existe une possibilité infinie de situations atmosphériques générées par la NAO. Cependant, pour faciliter la compréhension de son fonctionnement, deux modes extrêmes de la NAO ont été définis : un mode positif de la NAO (NAO+) et un mode négatif de la NAO (NAO-).

Pour un mode positif de la NAO (Figure 6), la distribution des pressions du niveau de la mer sur l'Atlantique Nord indique une zone de dépression en Islande et une zone de haute pression (anticyclone) située sur la région des Açores, les deux bien développés, associés à des vents d'ouest puissants sur l'Atlantique nord-est et le continent européen. Les vents d'ouest s'orientent sur un axe sud-ouest/nord-est qui se déplace vers le Nord. Les hivers doux et humides sont observés en Scandinavie, alors que des conditions fraîches et sèches prédominent dans le sud de l'Europe et au nord de l'Afrique du Nord. Cette configuration renforce aussi les alizés d'Est (*Trade Winds*).

Pour un mode négatif de la NAO (Figure 7), la dépression islandaise et l'anticyclone des Açores sont moins développés, entraînant une réduction des vents d'ouest sur l'Atlantique nord-est. L'axe des vents d'ouest devient clairement zonal et migre vers le Sud. Des conditions sèches et froides sont observées en Scandinavie alors que la région méditerranéenne et la mer Noire enregistrent des conditions humides.

Des situations de basculement total des pressions (situation extrême de NAOI négatif), avec des pressions plus élevées sur l'Islande que sur les Açores (moyennées sur le mois), peuvent se produire mais sont très rares. Toutefois, leur impact compte pour une part importante dans la variabilité inter-décennale des températures atmosphériques de surface dans la région de l'Atlantique Nord. Cette situation extrême de NAOI- entraîne la formation de forts vents d'est sur l'Atlantique nord-est.

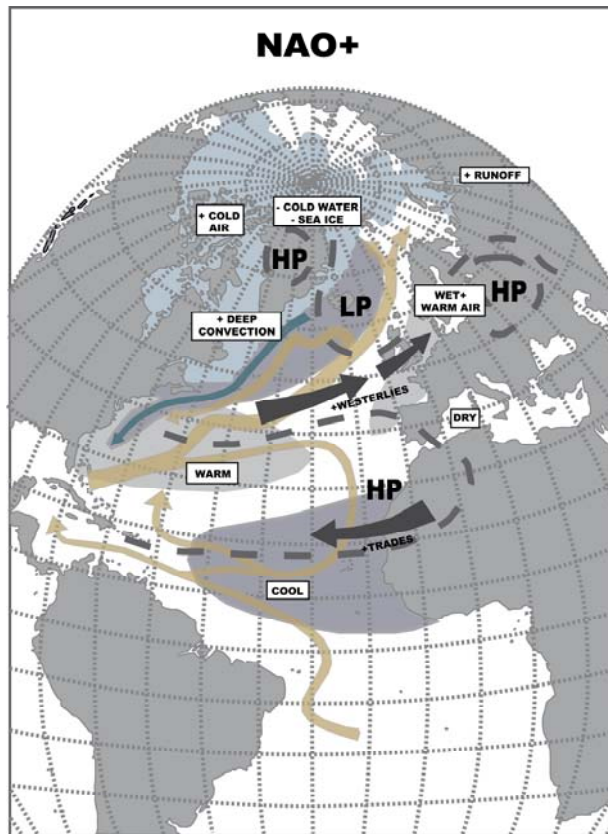


Figure 6. Mode positif de la NAO (d'après Wanner et al. (2001), modifié). HP : haute pression. LP : basse pression.

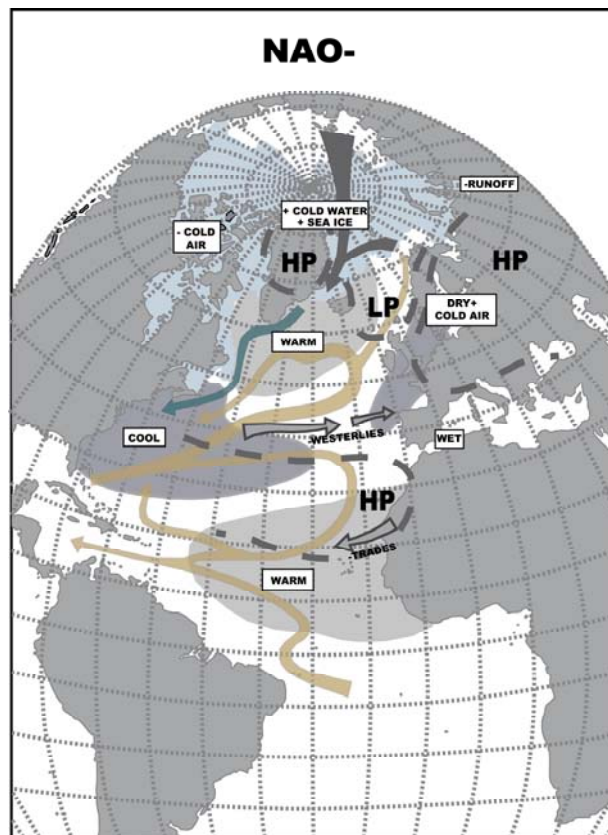
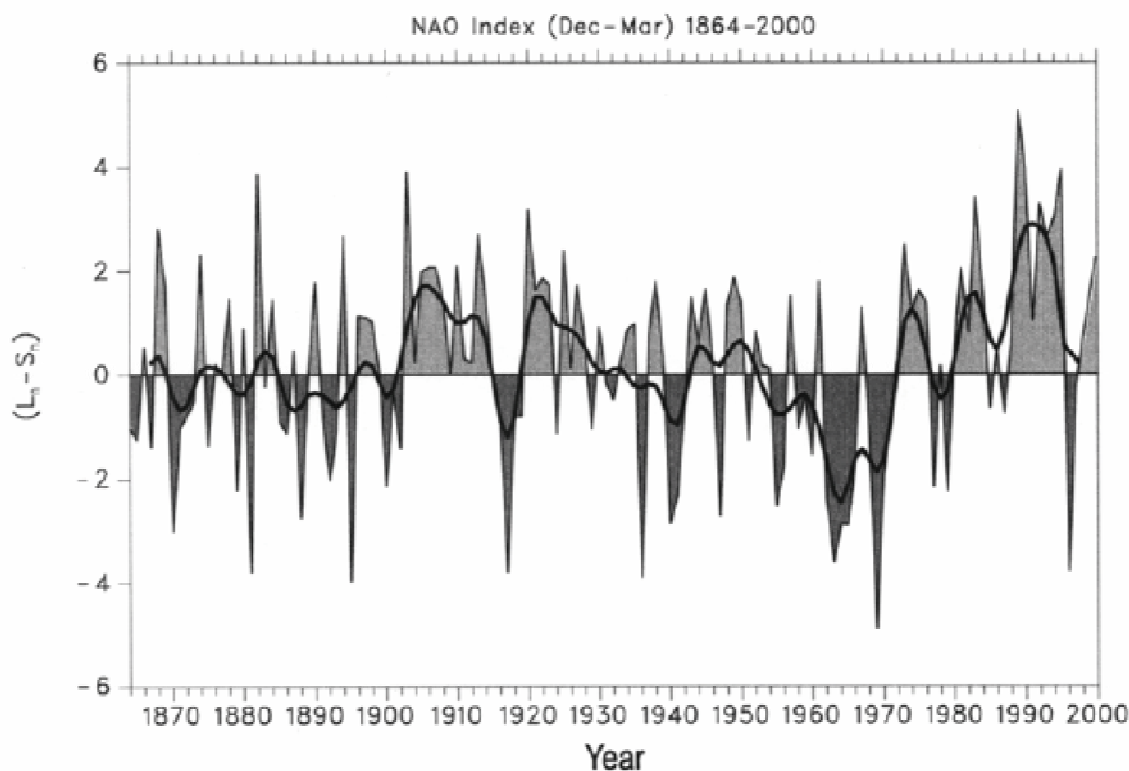


Figure 7. Mode négatif de la NAO (d'après Wanner et al. (2001), modifié).

Plusieurs auteurs ont observé que la NAO pouvait rester dans un mode ou un autre au cours du temps (depuis le XVIème siècle) (Figure 8). La périodicité de la NAO n'est pas encore bien cernée, mais il semblerait que le basculement d'un mode à l'autre s'opère avec une périodicité quasi-biennale (2,5 ans) et une périodicité d'environ 64 ans. La NAO a donc une influence sur la circulation océanique de l'Atlantique Nord et la circulation thermohaline (en modifiant la salinité), et sur les conditions météorologiques (zone de sécheresse, précipitation, etc.) à une échelle interdécennale.



*Figure 8. Index de la NAO de 1864 à 2000, défini sur les différences de pression entre Lisbonne et Stykkisholmur, pour les mois de décembre à mars (d'après Hurrell, 1995 in Wanner et al., 2001).*

### *II.2.1.2 L'oscillation arctique (AO, Arctic Oscillation) ou NAM (Northern Hemisphere Annular mode)*

L'index de l'Oscillation Arctique (AO) est calculé à partir des différences de pression au niveau de la mer observées entre le pôle Nord et 45° environ. Le vortex polaire représente un schéma de circulation cyclonique persistant à grande échelle dans la moyenne et haute troposphère et la stratosphère (supérieur à 5 km), centrée généralement dans les régions polaires de chaque hémisphère (cf. synthèse Thompson *et al.*, 2002). Quand la rotation du

vortex polaire est faible (stratosphère plus chaude au niveau du pôle), le mode négatif du NAM est plus fréquent (Figure 9b) et inversement si le vortex polaire est renforcé (stratosphère froide au niveau du pôle), c'est le mode positif du NAM qui prédomine (Figure 9a). Le NAM correspond à une variabilité climatique à l'échelle planétaire caractérisée par un phénomène de balancier (*seesaw*) au niveau de la circulation zonale entre 55° et 35°N. L'impact sur l'Atlantique Nord est similaire à celui de la NAO. Cette oscillation arctique a aussi un impact sur la dépression des Aléoutiennes (située dans le Pacifique) à l'origine de l'Oscillation Décennale Pacifique (PDO) (voir section I.5).

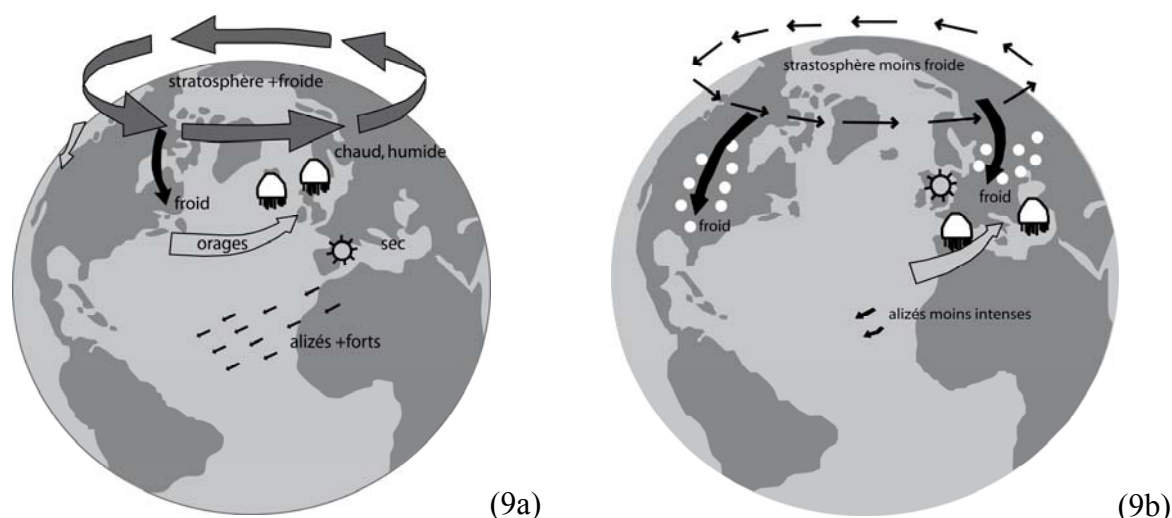


Figure 9. Modes de l'Oscillation Arctique. (9a) mode positif, (9b) mode négatif. (d'après: [http://nsidc.org/arcticmet/patterns/arctic\\_oscillation.html](http://nsidc.org/arcticmet/patterns/arctic_oscillation.html), modifié).

Les mécanismes à l'origine de ces oscillations (NAM, AO, PDO) sont encore en cours d'étude. Il semblerait toutefois que la stratosphère ait un impact sur l'évolution climatique de la troposphère, par le transfert d'ondes planétaires de la stratosphère vers la troposphère (Limpasuvan et Hartmann, 2000). Deux exemples sont remarquables : la variabilité basse fréquence de l'oscillation quasi-biennale au niveau de l'équateur (QBO, *quasi-biennial oscillation*), qui est une variation presque périodique de la direction de la circulation zonale dans la stratosphère équatoriale (caractérisée par deux phases : *easterly* et *westerly*), avec une période moyenne de 27 mois. Dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, la variabilité de la stratosphère est dominée par le renforcement ou l'affaiblissement du vortex polaire en direction de l'ouest à l'échelle de la semaine ou du mois pendant la saison hivernale. Les anomalies de large amplitude de l'intensité du vortex polaire stratosphérique de l'hémisphère



nord précède les anomalies de même signe dans la troposphère de 1 ou 2 jours. La signature de surface de ces anomalies stratosphériques est similaire au mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM) (Synthèse de Thompson *et al.*, 2002). La variabilité de la circulation stratosphérique hivernale est dominée par des réchauffements soudains presque exclusivement associés à une phase négative du NAM (Limpasuvan *et al.*, 2004). Des études ont montré également que la QBO pouvait influencer le NAM (cf. synthèse de Baldwin *et al.*, 2001). La phase *easterly* de la QBO favorise un NAM négatif. A l'inverse, la phase *westerly* de la QBO favorise un NAM positif. Thompson *et al.* (2002) montre également que la phase *easterly* de la QBO favorise une augmentation de la fréquence d'évènements extrêmement froids dans les latitudes moyennes. Cette phase correspond aussi au développement d'une anomalie anticyclonique au niveau du Pacifique Est (Quiroz *et al.*, 1983 ; Limpasuvan *et al.*, 2004) qui entraîne une migration de l'ITCZ vers le Sud.

## **II.2.2 Régime de temps en l'Europe de l'Ouest**

Les régimes de temps sont traditionnellement établis sur une vision statistique de phénomènes météorologiques. D'après Vautard (1990) les différents régimes de temps sur l'Atlantique Nord peuvent être regroupés en quatre régimes quasi-stationnaires (Figure 10). Le régime de blocage (BL) correspond à un dipôle de blocage conduisant à des vents d'est traversant l'ouest de l'Europe. Le régime zonal (ZO) présente un dipôle inversé avec une basse pression centrée sur le Nord de l'Europe et le Groenland, et une anomalie positive (haute pression) située au milieu de l'Atlantique Nord dans les moyennes latitudes. La trajectoire des masses d'air est à peu près parallèle à l'équateur. Le régime anticyclonique du Groenland (*Greenland Anticyclone pattern*, GA) correspond à une anomalie positive marquée sur le Groenland alors que la partie sud de la structure a un flux symétrique zonal. A l'opposé du régime de BL, ce régime permet aux perturbations atmosphériques de traverser l'Atlantique en direction de l'Europe. Le régime de crête sur l'Atlantique (*Atlantic ridge*, AR) est défini par une anomalie positive sur l'Atlantique moyen-est, apportant sur l'Europe de l'air froid et humide. Le régime GA aurait des correspondances avec l'Oscillation Nord Atlantique.

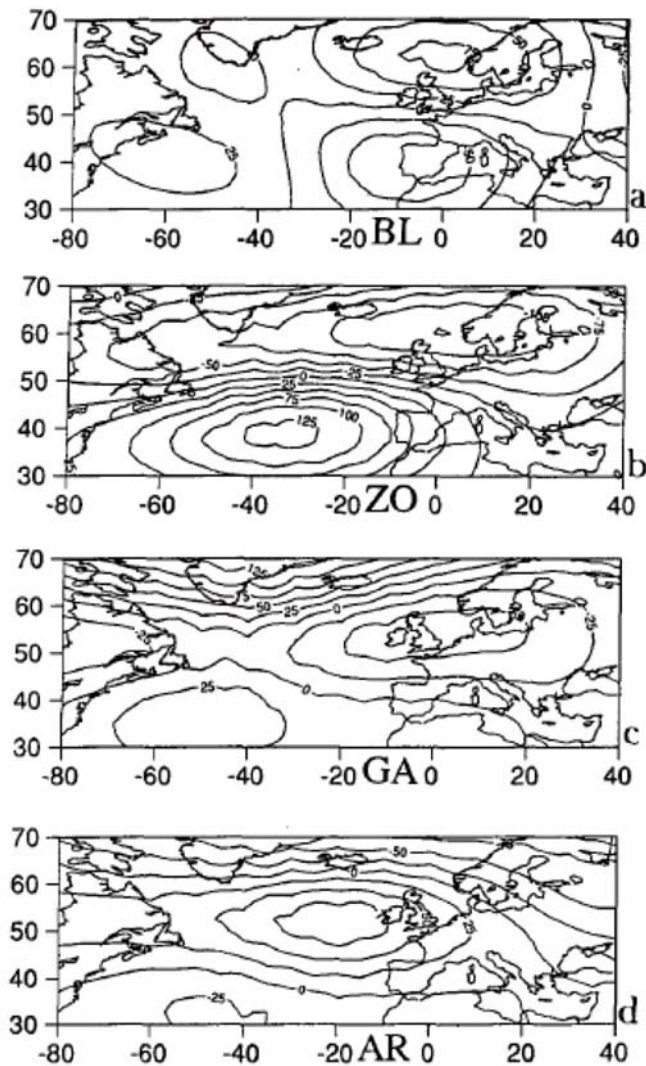
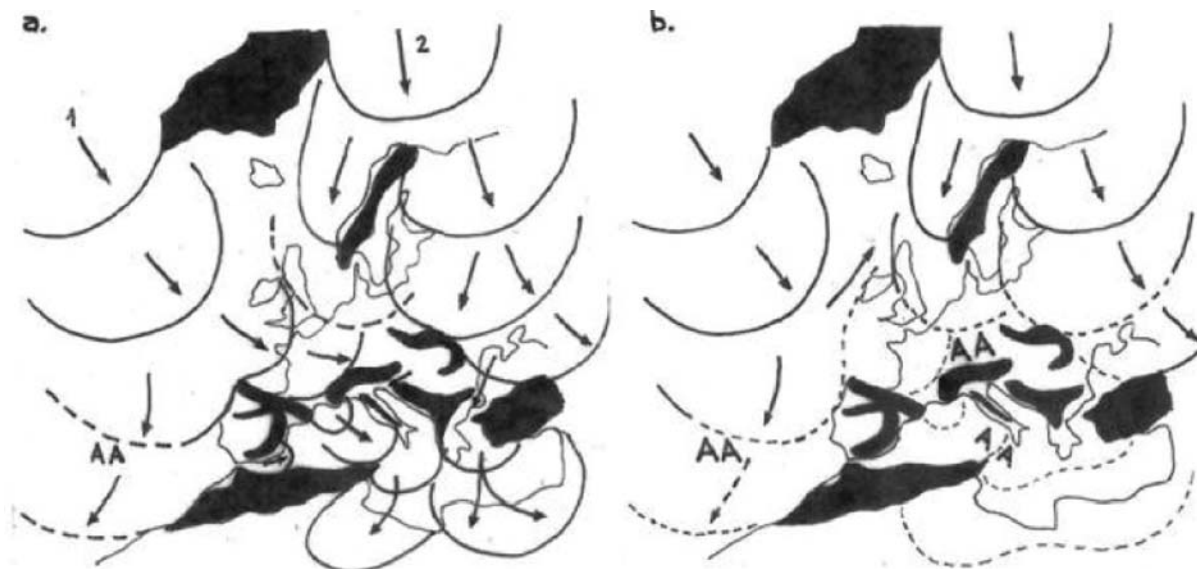


Figure 10. Régime de temps sur l'Atlantique Nord (d'après Vautard, 1990). Isobares à 700mb. (a) régime de blocage, (b) régime zonal, (c) régime anticyclonique du Groenland, (d) régime de crête sur l'Atlantique.

Une vision différente de la statistique descriptive des régimes de temps est le concept d'Anticyclone Mobile Polaire (AMP) (Leroux, 1993 ; Leroux, 1996). Un AMP est une masse d'air froid (lentille) dans les basses couches de la troposphère éjecté des hautes latitudes (Arctique ou Antarctique) formé par des processus similaires à la formation des vents catabatiques. Ces AMP ont un diamètre moyen de 2000 ou 3000 km, de faible épaisseur (épaisseur de 1500 m en moyenne). En étant éjectés des régions polaires, ils créent une dépression comblée par le transfert d'air chaud (provenant de l'équateur). Ils se déplacent globalement d'ouest en est, en direction de l'équateur. Les AMP arrivent sur l'Europe par deux trajectoires, l'une canadienne (américano-atlantique) et l'autre scandinave. En période hivernale le plus souvent, l'augmentation de fréquence et de puissance des AMP peut

produire des agglutinations anticycloniques dans des régions où les trajectoires d'AMP se rencontrent. Ces agglutinations peuvent se produire en Europe occidentale et provoquer de longues périodes de sécheresse (Figure 11).



*Figure 11. Dynamique du temps sur l'Europe Occidentale d'après Leroux, [http://lcre.univ-lyon3.fr/climato/actualites\\_fichiers/image022.jpg](http://lcre.univ-lyon3.fr/climato/actualites_fichiers/image022.jpg). (a) situation habituelle, (b) situation d'agglutination anticyclonique étendue. Trajectoire des AMP : (1) à l'ouest du Groenland : trajectoire américano-atlantique, (2) à l'est du Groenland : trajectoire scandinave et trajectoire russe. AA : agglutination anticyclonique formée par l'emboîtement des AMP (= stabilité).*

Le concept de renforcement ou affaiblissement du vortex polaire vu précédemment est étonnement similaire à celui de la circulation saisonnière ou celle de circulation rapide/lente à l'échelle paléoclimatiques de Leroux (1993 ; 1996). La circulation rapide de Leroux s'établit au cours d'un fort refroidissement au niveau des pôles (en hiver ou en période glaciaire). La fréquence et la puissance des Anticyclone Mobile Polaires sont renforcées à la fois dans les hémisphères nord et sud, réduisant le déplacement saisonnier de l'équateur météorologique. A l'inverse, lors d'une circulation lente, la puissance et la fréquence des AMP sont faibles contribuant à un élargissement de la zone de déplacement saisonnier de l'équateur météorologique. Nous avons vu qu'actuellement (Figure 1) les feux étaient répartis sur le globe suivant le déplacement de l'ITCZ. La variabilité de l'AO ou celle du NAM, ou de circulation rapide/lente de Leroux pourrait donc influencer la répartition spatiale des feux de végétation sur le globe.

### II.3 Climat et végétation associée de la zone d'étude

Le sud-ouest de la péninsule Ibérique est représenté par les bassins versants du Tage et du Sado. Cette région est caractérisée par un climat de type méditerranéen (précipitations moyennes annuelles de 200–600 mm et des températures de 4 to 14 °C), i.e. des hivers doux et des étés chauds et secs, présentant des conditions océaniques dans sa partie ouest (Peinado Lorca et Martinez-Parras, 1987). Les vents dominants ont une composante d'ouest faible. En été, la direction des vents a une composante forte provenant du Nord/Nord-ouest, en relation avec une intensification des vents alizés portugais, provoquant la formation d'un *upwelling* saisonnier pendant les mois de juillet à septembre (Fiuza *et al.*, 1982).

Cette région est colonisée par une végétation (Figure 12) composée d'éléments floristiques atlantiques et méditerranéens (Blanco Castro *et al.*, 1997), dominée par des forêts sclérophylles (adapté à la sécheresse) à feuillage persistant. Les forêts de *Quercus rotundifolia* (chêne vert à gland doux), *Q. suber*, *Phillyrea angustifolia* (filaire à feuille étroite) et *Pistacia terebinthus* (pistachier térébinthe) occupent les bassins ouest alors que des bois de *Q. rotundifolia* and *Q. coccifera* (chêne kermès) associés à *Juniperus communis* et *Pinus halepensis* occupent la partie Est. Dans les zones les plus chaudes, les forêts sont composées d'éléments thermophiles tels que le *Pistacia lentiscus* (pistachier lentisque) et l'*Olea sylvestris* (olivier sauvage). Les altitudes moyennes (700–1000 m) sont dominées par des forêts de chêne caducifolié (*Q. pyrenaica* and *Q. faginea*) associées à des espèces de l'Europe du Nord comme *Taxus baccata* (if commun). La dégradation de cette forêt produit deux types de communautés de broussailles : arbustaies à hélianthème (Cistaceae) dans les zones aux précipitations comprises entre 600 et 1000 mm et des communautés de bruyères (Ericaceae) dans les zones plus humides.

L'Ouest de la France est représenté par les bassins versants de la Loire-Bretagne et de l'Adour-Garonne. Cette région est caractérisée par un climat tempéré, océanique dans sa partie sud-ouest (le bassin d'Aquitaine). Les précipitations annuelles du bassin de la Loire-Bretagne sont de 500-700 mm et de 600-1000 mm pour le bassin de l'Adour-Garonne. Les régions montagneuses (Massif Central et Pyrénées) reçoivent plus de 1500 mm. Les températures moyennes d'hiver sont comprises entre 0 et plus de 8°C sur la côte Atlantique, et entre 15 et plus de 22°C en été (Serryn, 1994).

La région est colonisée par une végétation de type Atlantique (Figure 12) caractérisée par des forêts caducifoliées (principalement des chênes, frênes, hêtres et bouleaux) et des

conifères limités aux zones montagneuses et quelques aires maritimes dans le sud, et par des prairies semi artificielles (*semi-natural grassland*) (Polunin and Walters, 1985). Dans le sud-ouest de la France, on trouve du *Quercus robur*, *Q. pyrenaica*, *Castanea sativa*, *Pinus pinaster* et quelques *Q. suber*, *Q. pubescens*, *Q. robur* and *Q. petrae*. Quelques *Q. ilex* sont trouvés près des côtes (cf. synthèse Ozenda, 1982). La végétation de la partie centrale-ouest est caractérisée par une mosaïque de *Q. robur* sur les sols alluviaux et de *Q. petraea* associé au *Carpinus betulus* (charme) sur les talus et les surfaces drainées. La végétation du nord-ouest, présentant de fortes précipitations, est une mosaïque de trois associations floristiques comprenant des forêts de hêtres, forêts de *Fagus-Quercus robur* et des bruyères dominées par la callune et l'ajonc. Près de la côte, les forêts de hêtres sont remplacées par des forêts de *Quercus-Fraxinus*. Le Massif Central est occupé en majorité par *Q. robur*, *Q. petraea*, *Q. pubescens* et *Castanea sativa* entre 600-800 m. Des forêts de *Fagus*, de *Fagus-Pinus* avec bruyères, ajonc et Pin sylvestre sont retrouvés au-dessus de cette zone. Entre 1500 et 1600 m la végétation est composée de bruyère à callune et de genévrier (*Juniperus sibirica*).

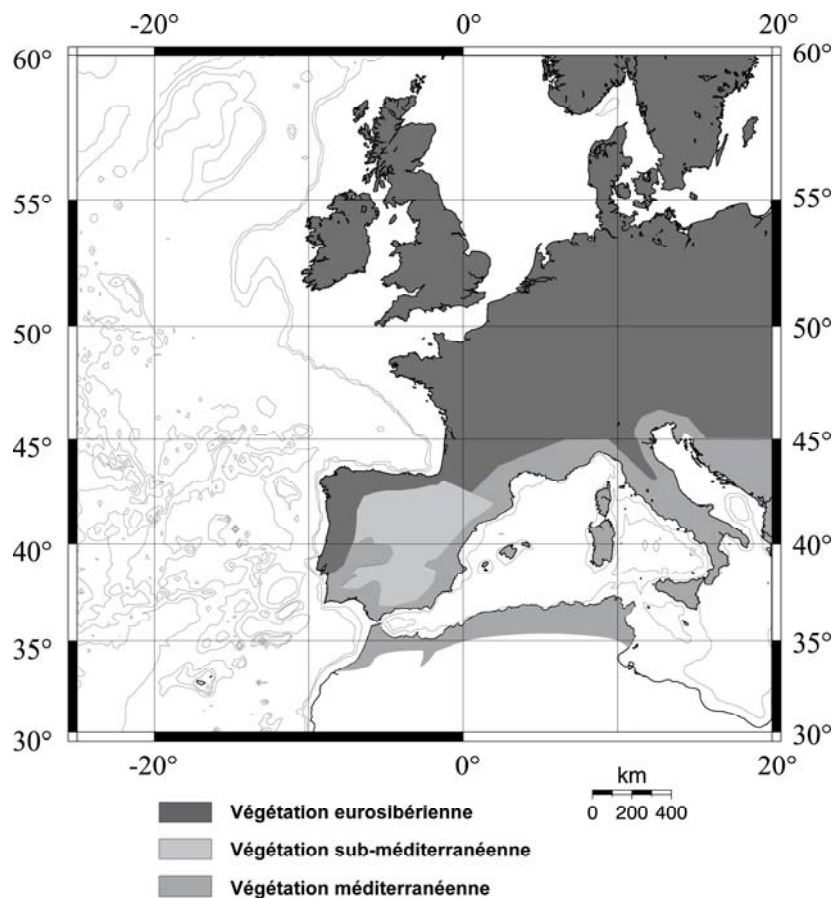


Figure 12. Localisation des régions bioclimatiques de l'Europe de l'Ouest : eurosibérienne, subméditerranéenne et méditerranéenne (d'après Walter, 1954 in Blanco Castro et al., 1997).

## II.4 Régime de temps favorable aux grands incendies en Europe de l'Ouest

Les incendies se développent au Portugal et en Espagne principalement en été lors des mois secs de juin à août (Pérez *et al.*, 2003 ; Carmona-Moreno *et al.*, 2005) (<http://www.incendiosforestales.org/estadisticas.htm>). Au Portugal, de grands incendies se développent pendant des situations atmosphériques exceptionnelles caractérisées par de longues périodes de sécheresse, avec une absence de précipitation à la fin du printemps et au début de l'été et des épisodes de sécheresses très intenses (Figure 13). Ces situations sont caractérisées par des vents du sud-est sur la péninsule Ibérique et une anomalie forte d'advection d'air chaud et sec provenant de l'Afrique du Nord traversant l'Ibérie centrale (Pereira *et al.*, 2005). Ces incendies sont occasionnels mais responsables des plus grandes surfaces brûlées au Portugal.

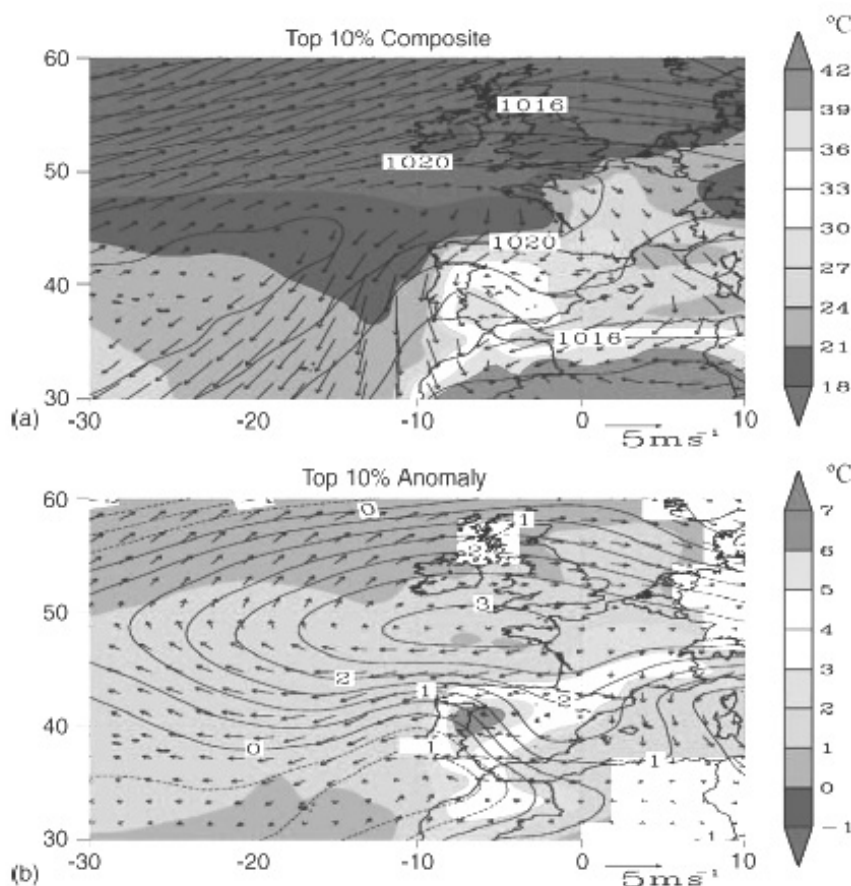


Figure 13. Situation synoptique lors des grands incendies au Portugal (d'après Pereira *et al.*, 2005).

Comparée à l'Espagne, au Portugal, à l'Italie et à la Grèce, la France présente une faible activité des feux (30738 ha en moyenne de surfaces boisées brûlées correspondant à 4%

des autres pays – 5218 feux de forêts en moyenne représentant 10% des autres pays pour la période 1980-2000) (European Commission, 2001). L'activité des feux en France est principalement concentrée dans la région méditerranéenne du sud-est pendant les mois d'été quand le temps est chaud et sec (Figure 14b). Le risque de développement des feux est faible en juin sur l'ensemble de la France. Il atteint un niveau élevé à extrêmement dangereux dans le sud-est en juillet et août. Un risque faible à modéré apparaît pendant les premiers jours de septembre sur les côtes méditerranéennes. Bien que la partie ouest de la France soit globalement peu affectée par de grands incendies, des feux peuvent être allumés au cours d'orages (<http://www.feudeforet.org/>). Les incendies peuvent aussi se développer au cours d'hivers froids et secs associés à une sécheresse physiologique des végétaux (Figure 14a), ou quand le temps est frais et sec (Figure 14c).

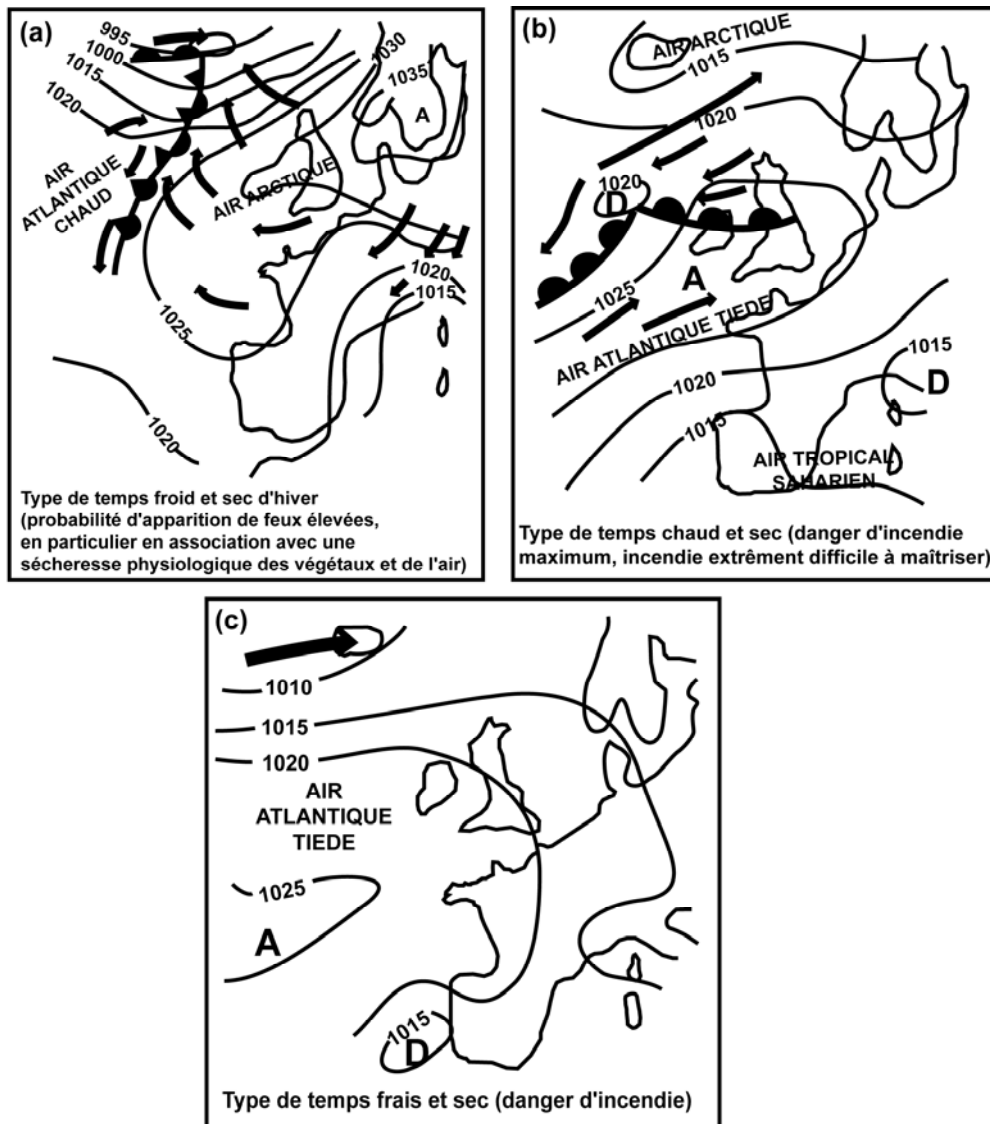


Figure 14. Types de temps favorables au développement d'incendies en France (d'après Trabaud, 1992, modifié).

Le développement des incendies actuels en Europe de l'Ouest est donc directement influencé par la climatologie avec l'alternance de périodes de sécheresse à l'échelle saisonnière comme à plus long terme à l'échelle décennale, et indirectement lié à la quantité et au type de combustible produit par la végétation, elle-même déterminée par ces variations climatiques.

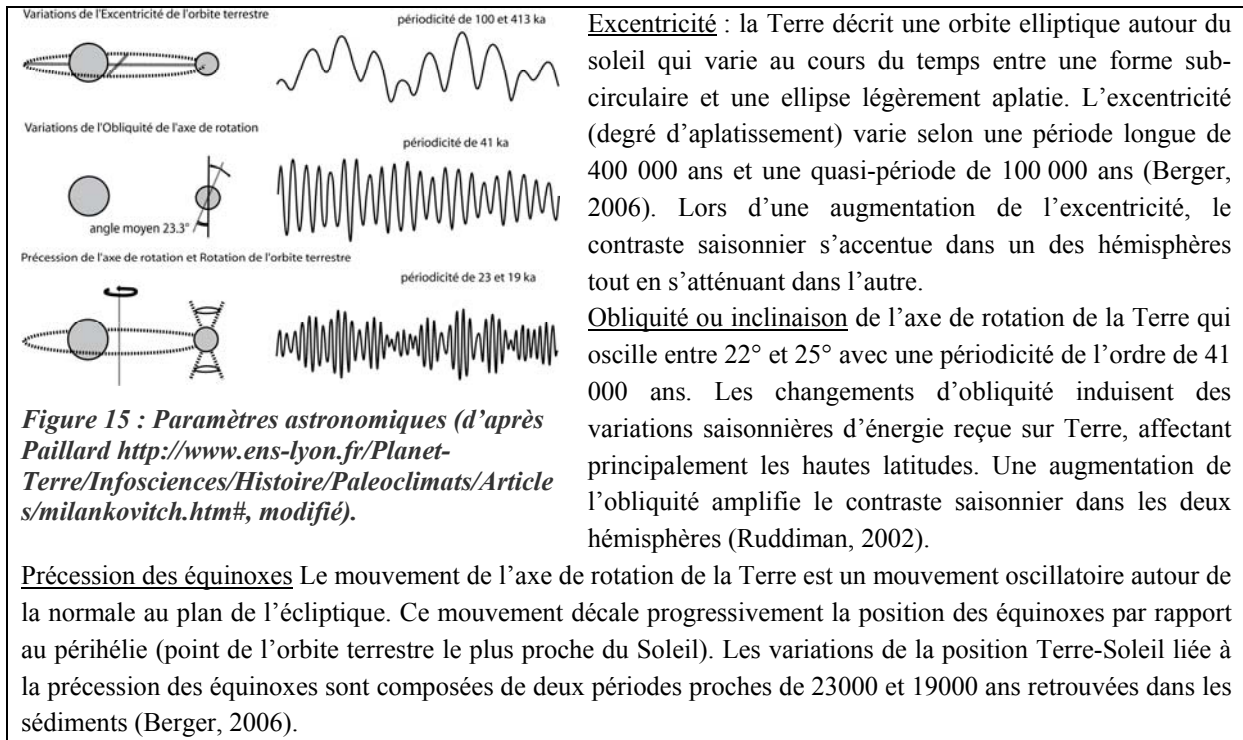
Nous allons maintenant présenter les changements climatiques qui caractérisent le dernier cycle climatique, pour tenter de comprendre par la suite si les facteurs qui contrôlent les variations du régime des feux (climat, type de végétation et quantité de combustible) à l'actuel sont les mêmes au cours du passé, en particulier si les variations du régime des feux peuvent être un indicateur de sécheresse ou de quantité de combustible.

## **II.5 Variabilité climatique en Europe de l'Ouest au cours du dernier cycle climatique (132 000 ans BP – Présent)**

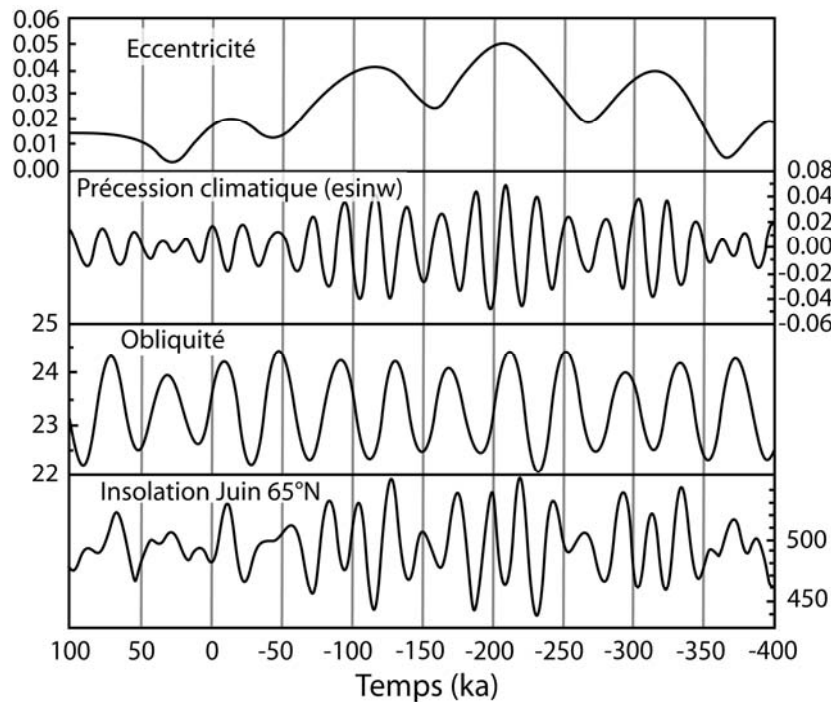
### **II.5.1 Facteurs orbitaux impliqués dans les grands cycles climatiques**

Lors du Quaternaire qui a débuté, selon les derniers travaux (Brugal, 2007) il y a 2.6 millions d'année, le climat de la Terre a connu une succession de cycles glaciaires-interglaciaires, c'est-à-dire des alternances de phases de croissance et de réduction du volume des glaces polaires induisant sur l'ensemble des régions de haute et moyenne latitude des alternances de climat froid (périodes glaciaires) et tempérées (périodes interglaciaires) (Berger et Loutre, 2004). La théorie astronomique des climats (Milankovitch, 1941) postule que les variations de l'orbite terrestre autour du soleil influence le climat de la Terre induisant l'alternance de périodes glaciaires (forte accumulation de glace) et interglaciaires (globalement chaudes). Sous l'effet de l'attraction gravitationnelle des autres planètes, l'orbite terrestre varie en fonction de trois paramètres astronomiques : l'excentricité l'obliquité et la précession des équinoxes (Figure 15).





Les variations de ces trois paramètres orbitaux entraînent des variations d'insolation (énergie reçue à la surface de la Terre) au cours du temps (Figure 16).



**Figure 16. Variations à long terme au cours des 400 000 dernières années et des 100 000 prochaines années de l'excentricité, de la précession climatique, de l'obliquité en degré et de l'insolation à 65°N au solstice d'été, en  $Wm^{-2}$  (d'après Berger et Loutre (2004), modifié).**

L'hypothèse de Milankovitch a été confirmée pour la première fois par la corrélation directe des données isotopiques de l'oxygène issues de l'analyse des foraminifères benthiques et la stratigraphie magnétique sur une carotte marine du Pacifique équatoriale couvrant les 870 000 dernières années, enregistrant les variations du volume de glace de l'hémisphère Nord (Shackleton et Opdyke, 1973).

Selon Hall *et al.* (2005), l'hypothèse de Milankovitch, selon laquelle une réponse thermodynamique locale est liée aux changements d'insolation, serait valable seulement pour la variabilité d'été de l'hémisphère Nord. Ces auteurs suggèrent que les changements de température de surface de l'hémisphère Nord en hiver ne puissent pas être expliqués simplement par des changements d'insolation. Les variations des paramètres orbitaux auraient un impact sur les températures atmosphériques et des eaux de surface, modifiant ainsi la position des pressions atmosphériques et générant une circulation atmosphérique similaire à celui du NAM. C'est cette nouvelle configuration atmosphérique qui expliquerait alors les variations de températures en hiver de l'hémisphère Nord à une échelle orbitale.

## **II.5.2 Variabilité climatique du dernier cycle climatique en Europe de l'Ouest**

Nous savons grâce à l'étude de carottes de glace et marines que le dernier cycle climatique (~132 ka-actuel) comprend le Dernier Interglaciaire au sens large (140-70 ka) correspondant au stade isotopique marin (*Marine Isotopic Stage*, MIS) 5, la dernière période glaciaire (74-15 ka) comprenant les MIS 4, 3 et 2 et l'interglaciaire actuel (Figure 17) correspondant au MIS1 (15 ka – présent). Surimposée à cette variabilité climatique orbitale, une variabilité climatique sub-orbitale (millénaire) a été observée dans les températures atmosphériques des carottes de glace du Groenland au cours de la dernière période glaciaire (variabilité climatique de Dansgaard-Oeschger). Cette variabilité millénaire est enregistrée par les proxies marins et terrestres dans le monde entier (températures des eaux de surface, formation d'eau profonde, ventilation des eaux, intensité des vents, mousson, conditions climatiques des continents, végétation) (Voelker *et al.*, 2002). Cette dernière période glaciaire a également été marquée par six épisodes de débâcle d'icebergs dans l'Atlantique Nord appelés événements d'Heinrich (HE).

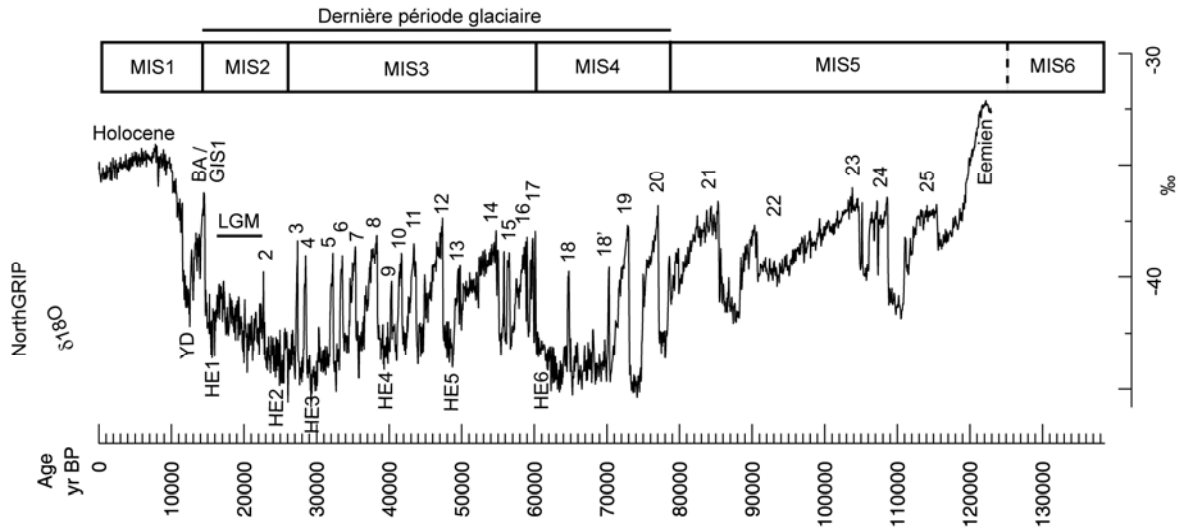


Figure 17. Synthèse des périodes climatiques et événements ponctuant le dernier cycle climatique. Courbe du  $\delta^{18}\text{O}$  (données isotopique de l'oxygène : NorthGRIPmembers, 2004) en fonction de l'âge. MIS (Marine Isotopic Stage) : stade isotopique marin de l'oxygène. BA : Bölling-Alleröd. YD (Younger Dryas). GIS (Greenland Interstadial) : périodes tempérées relativement chaudes. LGM (Last Glacial Maximum) : Dernier Maximum Glaciaire. HE (Heinrich event) : événements d'Heinrich 6 à 1. Le HE1 correspond au Dryas ancien (Oldest Dryas) (Naughton et al., 2007b).

L'étude multiproxy (isotopes de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) des foraminifères benthiques et planctoniques, températures des eaux de surface (SST) dérivées des valeurs des alcénones ou des assemblages de foraminifères planctoniques, grains détritiques grossiers provenant de débâcles d'iceberg (IRD), abondance du foraminifère polaire *N. pachyderma* (s), grains de pollen) réalisée précédemment sur les carottes MD95-2042 prélevée au large de Lisbonne (Figure 18) et MD04-2845 prélevée au large de Bordeaux (Figure 19) a montré que l'océan Atlantique nord-est et la végétation de l'Europe de l'Ouest ont été affectés par la variabilité orbitale et millénaire. De plus, la corrélation directe des données climatiques marines et terrestres issues de ces carottes a permis de montrer que les refroidissements des latitudes moyennes de la partie orientale de l'Atlantique Nord étaient synchrones des phases froides terrestres (cf. synthèse dans Sánchez Goñi et al., 1999 ; Sánchez Goñi et al., in press).

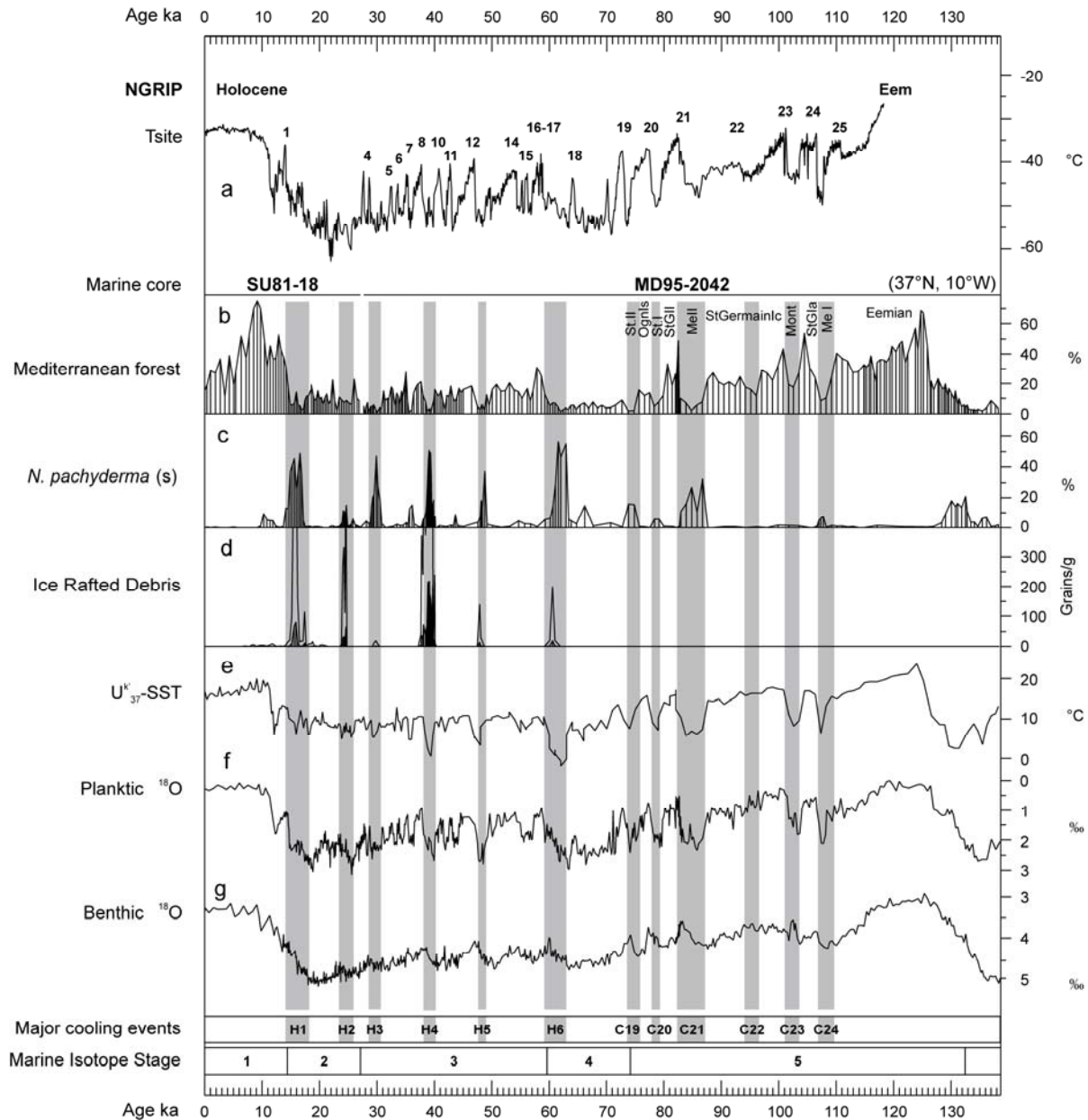
### II.5.2.1 Le dernier complexe interglaciaire MIS 5 (132-74 000 ans BP)

Le stade isotopique marin (MIS) 5 est caractérisé par l'alternance de périodes froides (stadières) et de périodes tempérées (interstadières ou interglaciaire) (Figure 18 et 19) identifiés à la fois par les proxies marins et par la végétation de ces deux carottes marines

(nomenclature de Woillard, 1978). L'intervalle du Dernier Interglaciaire Eémien est estimé entre 126 000 ans et 110 000 ans dans ces latitudes moyennes. Dans la terminologie isotopique marine, il correspond à une partie des MIS 5e et 5d (Shackleton *et al.*, 2002, 2003). La période caractérisée par l'accumulation minimale de glace, coïncide avec le développement maximal de la forêt méditerranéenne dans le sud de la péninsule Ibérique et de la forêt atlantique dans l'Ouest de la France. Les températures moyennes estimées devaient dépasser celles que nous connaissons d'environ 1°C (Kühl *et al.*, 2007) et le niveau marin était plus élevé de 6 m (Rohling *et al.*, 1998).

L'Eémien comprend plusieurs phases détectées dans l'Ouest de la France par la succession du chêne-noisetier, du charme, du sapin et de l'épicéa (Sánchez Goñi *et al.*, in press) et par le remplacement progressif de la forêt méditerranéenne (chêne caducifolié et chêne vert), par la forêt caducifoliée (chêne caducifolié) et les bruyères, puis par la forêt méditerranéenne dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique (Sánchez Goñi *et al.*, 1999). Au sein de l'Eémien, lors de la transition MIS5e/MIS5d (116.1 ±0.9 ka), le développement majeur des calottes de glace dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord est contemporain d'une forêt tempérée et humide dans le sud-ouest de l'Europe et du développement de conifères dans l'Ouest de la France.

Les stadiaires (Melisey I, Montaigu, Mélisey II, Stadial I) sont caractérisés par le développement d'une végétation semi-désertique (*Artemisia*, Chenopodiaceae, *Ephedra*) dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique, et par une végétation steppique (*Artemisia*, Cyperaceae, Poaceae, bruyères) dans l'Ouest de la France. Les interstadiaires (St Germain Ia, St Germain Ic, St Germain II et Ognon Interstadial) sont identifiés par des phases forestières (développement de forêts méditerranéennes dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique, forêts Atlantique et de conifères dans l'Ouest de la France).



**Figure 18.** Synthèse de l'étude multiproxy de la carotte MD95-2042 et de la carotte jumelle SU81-18 des derniers 138 ka (kyr cal BP) (d'après Sánchez Goñi et al., in press, modifié). (a) Températures du Groenland dérivées des mesures isotopiques de l'air et de l'eau (Masson-Delmotte et al., 2005; Huber et al., 2006, Sánchez Goñi et al., in press). Les numéros 1-25 indiquent les GIS, (b) pourcentages polliniques de la forêt Méditerranéenne (chêne caducifolié, *Quercus ilex*, *Olea*, *Phillyrea*, *Pistacia* et *Cistus*), (c) abondance (%) du foraminifère polaire planctonique *Neogloboquadrina pachyderma* (s), (d) concentration en IRD (grains par g de sédiment sec) reflétant les principales décharges d'icebergs sur la marge Ibérique, (e) SST dérivées des alcénones ( $Uk'37$ ), (f)  $\delta^{18}O$  du foraminifère planctonique *Globigerina bulloides*, (g)  $\delta^{18}O$  des foraminifères benthiques pour établir la stratigraphie marine isotopique. Les intervalles grisés correspondent aux refroidissements majeurs identifiés par des dépôts d'IRD pendant les événements d'Heinrich (HE) (Bond et Lotti, 1995) et les cold events (C19-C24) (Chapman et Shackleton, 1999). N.B.: pour les derniers 25 ka, les données d'IRD, *N. pachyderma* (s) et de pollen sont issues de la carotte SU81-18 (Turon et al., 2003).

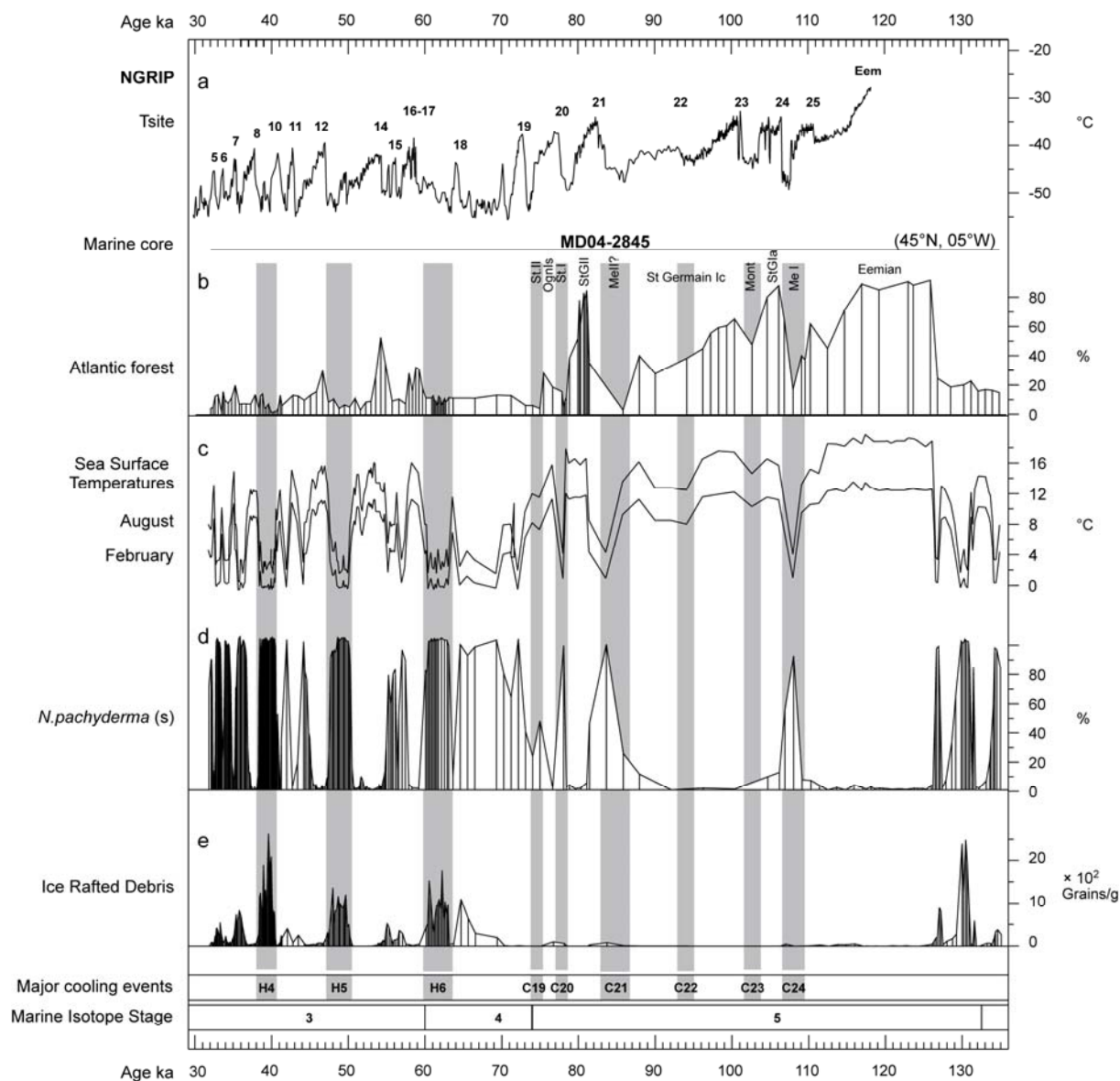


Figure 19. Synthèse de l'étude multiproxy de la carotte MD04-2845 des derniers 138 ka (kyr cal BP) (d'après Sanchez Goni et al., in press, modifié). Légende idem Figure 18. (b) Pourcentages polliniques de la forêt tempérée Atlantique, incluant en majorité du chêne caducifolié et du bouleau au cours des GIS et du chêne caducifolié et du charme pendant les interstadias du MIS 5, (c) Températures des eaux de surfaces de février et d'août (Sanchez Goni et al., in press). Erreur estimée de  $\pm 2^{\circ}\text{C}$ .

### II.5.2.2 La dernière période glaciaire (74-15 ka)

La dernière période glaciaire comprend les MIS 4, 3 et 2. Elle est caractérisée par une variabilité climatique millénaire d'environ 1500 ans enregistrée pour la première fois dans les carottes de glace et définie par des alternances de périodes froides et de périodes plus tempérées dans l'atmosphère du Groenland. Elle a été appelée variabilité millénaire de

Dansgaard-Oeschger (D-O) (Johnsen *et al.*, 1992, Bond *et al.*, 1993). Cette variabilité de D-O est caractérisée par des réchauffements brutaux de l'atmosphère du Groenland (*D-O event*) puis par un refroidissement plus graduel de l'atmosphère vers des conditions froides (Johnsen *et al.*, 1992 ; Dansgaard *et al.*, 1993 ; Grootes *et al.*, 1993). Les périodes tempérées sont les interstadias ou *Greenland Interstadial* (GIS). Les périodes froides sont les stadias ou *Greenland Stadial* (GS). La théorie astronomique des paléoclimats ne peut pas expliquer cette variabilité climatique millénaire et bien que plusieurs hypothèses aient été avancées (circulation thermohaline, destabilisation des calottes de glace) le mécanisme à l'origine de cette variabilité reste encore inconnu.

Cette dernière période glaciaire a également été marquée par des événements particuliers de refroidissement de l'océan Atlantique Nord liés à des débâcles d'icebergs, appelés « événements d'Heinrich » (HE) (Heinrich, 1988, Broecker *et al.*, 1992 ; cf. synthèse Andrews, 2000). Ces événements (au nombre de 11 sur les derniers 140 ka) sont caractérisés par une diminution de concentration de foraminifères et de salinité des eaux de surface (synthèse dans Elliot *et al.*, 1998). Dans les carottes marines aux hautes latitudes (dans le bassin d'Irminger), on trouve aussi des IRD appelés *Detrital Event* dont l'amplitude peut égaler voire dépasser celles des HE associés aux stadias de D-O. La zone principale de dépôt d'IRD nommée « ceinture de Ruddiman » d'après les travaux de Ruddiman (1977) s'étend dans l'Atlantique Nord entre 40 et 55°N, mais on trouve la présence d'IRD jusqu'au sud de la Péninsule Ibérique (Lebreiro *et al.*, 1996 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2000). Le matériel déposé par les icebergs est largement influencé par la calotte Laurentidienne et dans une moindre importance par la calotte Fennoscandinaviennne (sauf HL3) (Grousset *et al.*, 1993 ; Bond et Lotti, 1995). Il semblerait que les événements d'Heinrich s'organisent en plusieurs phases de débâcle avec une phase centrale influencée par la calotte Laurentidienne et deux phases fennoscandinaviennne encadrant cette phase laurentidienne. (Elliot *et al.*, 1998 ; Snoeckx *et al.*, 1999 ; Grousset *et al.*, 2000 ; Jullien *et al.*, 2006). Selon Hemming (2004), les événements d'Heinrich qu'il appelle HS (*Hudson Strait Heinrich event*) correspondent à des couches de débris provenant exclusivement de la région du détroit d'Hudson pour les événements H5, H4, H2 et H1. Les événements H3 et H6 auraient plutôt une origine européenne et correspondraient simplement à des périodes caractérisées par très peu de foraminifères plutôt que des épisodes de débâcles. La durée de ces décharges est estimée à  $500 \pm 250$  ans (Hemming, 2004) bien que la durée de l'évènement climatique soit plus importante. Ces effondrements de calotte au niveau du détroit d'Hudson seraient soit liés à un modèle de *binge-purge* (McAyeal, 1993) avec un réchauffement géothermique de la base de

la calotte glaciaire (ice-sheet) qui la ferait fondre et glisser comme sur un savon ; soit des *jökulhlaups* répétitifs (effondrement d'un volcan sous-glaciaire avec libération de l'eau accumulée); soit des cycles de croissance/effondrement de la glace de banquise (ice-shelf) (cf. synthèse de Hemming, 2004). Les événements d'Heinrich sont donc identifiés par une augmentation des concentrations d'IRD. Cependant, dans certaines régions de l'Atlantique Nord, en particulier sur la marge portugaise, on observe une augmentation des pourcentages de *N. pachyderma* (s) associée à un taux relativement faible d'IRD, précédant le dépôt maximal d'IRD ce qui indique que la période de refroidissement atmosphérique est plus longue que l'intervalle strict de dépôt d'IRD. Nous avons donc dissocié la couche d'Heinrich (dépôt d'IRD) de l'évènement d'Heinrich (HE) qui correspond à la période de refroidissement atmosphérique lié à l'évènement, et identifié par un ensemble d'indicateurs climatiques dans les sédiments des moyennes latitudes de l'Atlantique Nord. Les HE sont non seulement identifiés par de fortes concentrations en IRD, mais aussi par de forts pourcentages du foraminifère polaire *Neogloboquadrina pachyderma* (s), des températures froides de surface de l'océan et du continent, des valeurs lourdes du rapport isotopique de l'oxygène  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques et planctoniques, quelquefois associé à des valeurs élevées de susceptibilité magnétique.

Les régions du sud-ouest de la péninsule Ibérique et de l'Ouest de la France ont été marquées par cette variabilité climatique de D-O et des événements d'Heinrich. Sur la marge ibérique, les GS sont identifiés par la diminution des SST (Pailler et Bard, 2002), des valeurs lourdes du  $\delta^{18}\text{O}$  planctonique de *Globigerina bulloides* (Shackleton *et al.*, 2000), alors que les GIS sont caractérisés par des SST plus chaudes et des valeurs légères du  $\delta^{18}\text{O}$  planctonique. Les HE sont identifiés par la présence d'IRD (Cayre *et al.*, 1999; Gendreau, 1999; Sánchez Goñi *et al.*, 2000; Sánchez Goñi, 2006), les valeurs lourdes du  $\delta^{18}\text{O}$  planctonique, le développement du foraminifère polaire *Neogloboquadrina pachyderma* (s.) et des pics de susceptibilité magnétique (Thouveny *et al.*, 2000). La végétation du sud-ouest de la péninsule Ibérique est caractérisée par le développement de végétation semi-désertique (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*) au cours des stadias et par une forêt ouverte Méditerranéenne (composée en majorité par des chênes verts et caducifoliés) au cours des interstadias, indiquant des périodes plus humides et chaudes (Sánchez Goñi *et al.*, 2000, 2002). La végétation de l'Ouest de la France (Sánchez Goñi *et al.*, in press) est caractérisée par le développement de forêts ouvertes composées de chênes caducifoliés, bouleaux et pins au



cours des interstadias et d'une végétation ouverte steppique dominée principalement par *Artemisia*, Poaceae, bruyères et des Cyperaceae (laïches) au cours des stadias.

Un mécanisme similaire à la NAO (NAO-like pattern) a été suggéré pour expliquer les changements de végétation sur la péninsule Ibérique ou le transport de poussières sahariennes au cours de la dernière période glaciaire caractérisée par la variabilité climatique de Dansgaard-Oeschger (Sanchez Goni *et al.*, 2002 ; Moreno *et al.*, 2002 ; Combourieu-Nebout *et al.*, 2002) avec des situations persistantes du mode positif de NAO-like au cours des stadias et de mode négatif de NAO-like au cours des interstadias. Ces situations persistantes pourraient déclencher sur la péninsule Ibérique des épisodes fréquents de sécheresses au cours des stadias ou contribuer à une accumulation importante de combustible pendant les périodes de développement de forêts au cours des interstadias, favorisant *a priori* dans les deux cas le développement de feux de végétation.

### ***II.5.2.3 L'interglaciaire MIS1***

Le MIS 1 (figure 17) est caractérisé par une première période tempérée, le Bölling-Alleröd qui correspond à l'interstadaire du Groenland (GIS) 1, la période froide du Dryas récent (*Younger Dryas*) puis l'interglaciaire Holocène. Malgré un signal isotopique relativement stable pendant l'Holocène, celui-ci a été ponctué de multiples oscillations climatiques, en particulier le refroidissement du 8.2 ka, le Petit Age glaciaire, la période chaude médiévale. Bond *et al.* (1997 ; 1999) suggèrent également l'existence de cycles d'une périodicité d'environ 1450 ans dans l'apparition des grains détritiques (IRD) à l'Holocène (Cycles de Bond) correspondant à de brefs refroidissements à 11 100, 10 300, 9400, 8100, 5900, 4200, 2800 et 1400 ans BP.

L'Holocène est caractérisé par une succession de végétation : dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique par la réduction de la forêt tempérée (*Quercus caducifolié*) et l'expansion de la forêt méditerranéenne (*Quercus ilex*, *Olea*) (Turon *et al.*, 2003), tandis que le Sud-Ouest de la France est caractérisé par une forêt tempérée relativement humide (chêne caducifolié et noisetier) progressivement remplacée par une forêt dominée par le chêne caducifolié puis par les herbacées (voir synthèse dans Naughton *et al.*, 2007a).

## **CHAPITRE II**

### ***Matériel et Méthodes***

## I. Séquences marines étudiées

### I.1 Localisation géographique des carottes

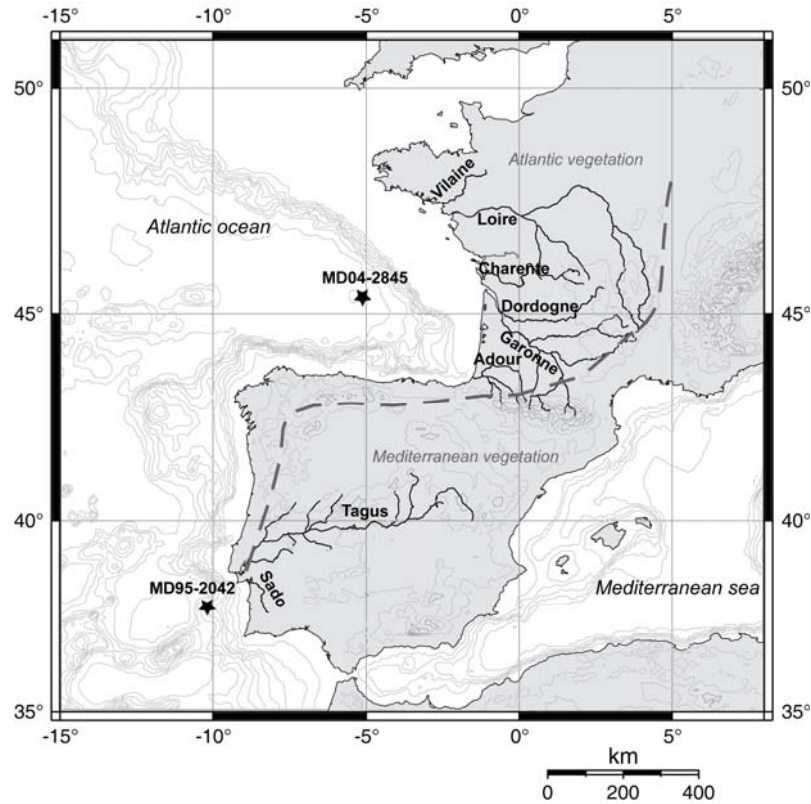


Figure 20. Localisation géographique des carottes marines profondes étudiées MD95-2042 et MD04-2845.

La carotte marine profonde MD95-2042 (37°45'N, 10°10'W; profondeur 3146 m) a été prélevée en 1995 au cours de la mission océanographique IMAGES (Bassinot et Labeyrie, 1996) au large de Lisbonne (Figure 20), sur la marge ibérique, avec un carottier de type CALYPSO Kullenberg sur le N/O Marion Dufresnes. Le site est localisé à 140 km des côtes, sur le glacis continental quasiment plat (pente <2%), en aval des canyons du Tage, Sado et Setubal, et en amont de la plaine abyssale du Tage (Thouveny *et al.*, 2000). Le sédiment de cette carotte est composé principalement de boues argileuses et de carbonates (Cayre *et al.*, 1999), contenant 20 à 40% de carbonates et moins de 1% de matière organique (Pailler et Bard, 2002). Cette carotte a subi un étirement sur les 15 premiers mètres au cours de son prélèvement, identifié par la perturbation de sa fabrique magnétique. Cet étirement induit des valeurs élevées du taux d'accumulation de sédiment dans cette partie, mais n'affecte pas

l'enregistrement stratigraphique de la carotte d'un point de vue chronologique (Moreno, 2000). Les études granulométriques et des fabriques magnétiques de cette carotte révèlent que l'impact des courants de turbidites dans la zone est très négligeable et qu'elle est caractérisée par une sédimentation hémipélagique. Ces études témoignent également de la présence de courants de fond lors du dépôt mais de faible intensité (Moreno, 2000). D'après les études sur le transport des sédiments du continent vers l'océan, le matériel fin (incluant les microcharbons et les grains de pollen) apporté à notre site d'étude provient en majorité du Tage et pour une partie plus faible du Sado (Jouanneau *et al.*, 1998). Les sédiments de cette carotte reflètent donc les variations climatiques du sud-ouest de la Péninsule Ibérique.

La carotte MD04-2845 (45°21'N, 5°13'W, profondeur 4175 m) a été prélevée en 2004 sur le dôme Gascogne au cours de la mission océanographique Aliénor au large de Bordeaux avec un carottier de type CALYPSO Kullenberg sur le N/O Marion Dufresnes (Figure 20). Cette carotte a une longueur totale de 37,21 m et couvre les derniers 250 000 ans. Un hiatus sédimentaire est présent entre les profondeurs 1714 et 1740 cm. Les études isotopiques et de susceptibilité magnétique sont encore en cours, mais elles montrent des variations climatiques à l'échelle orbitale et sub-orbitale. L'étude des Rx au SCOPIX montre que cette carotte MD04-2845 présente des mélanges importants de sédiment dans la partie sommitale. Nous avons donc travaillé sur le casque MD04-2843CQ prélevée sur ce même dôme (45°28'57N, 5°23'63W, profondeur 4202 m) afin d'avoir un meilleur enregistrement des derniers 15 000 ans. Cependant des études parallèles de sédimentologie ont montré que cette carotte était sous l'influence des décharges turbiditiques du fleuve Manche lors de la déglaciation (Toucanne *et al.*, 2008) et qu'elle présentait elle aussi des mélanges importants, en particulier des mélanges de taxa polliniques froids dans des niveaux chauds suivant la stratigraphie issue de l'étude du foraminifère *N. pachyderma* (s) et inversement (Naughton, F. comm.pers.). C'est pourquoi nous ne présenterons pas les résultats des concentrations de microcharbons de cette carotte. Les études de Jouanneau *et al.* (1999) et Turon (1984) montre que le Golfe de Gascogne reçoit des sédiments fins en suspension (microcharbons et pollen) collectés en majorité par les bassins hydrographiques de l'Ouest de la France, la Gironde contribuant pour 60% des apports (Jouanneau *et al.* 1999). Les sédiments de cette carotte reflètent donc principalement les variations climatiques de l'Ouest de la France.

Nous verrons par la suite que du charbon au sens pétrographique du terme (tourbe, lignite, houille) peut être confondu avec des microcharbons (restes de végétaux brûlés) lors de l'analyse au microscope à transmission et affecter ainsi les comptages des microcharbons.

Sur le continent, certains sites à charbon sont reportés en Espagne et au Portugal (Suárez-Ruiz et Jiménez, 2004; Suárez-Ruiz *et al.*, 2006; Flores 2002; Jiménez *et al.*, 1999). Le bassin de Teruel est connu pour son charbon (formation de Escucha). Du charbon d'âge Stephanien est reporté dans la mine « Minas de Henarejos » (Arche *et al.*, 2004) et du charbon Crétacé des bassins de Castellote et Calanda (nord-est de Teruel) (Suárez-Ruiz et Jiménez, 2004). Cependant ces sites sont localisés en dehors des bassins hydrologiques du Tage et du Sado. Bien que la source du Tage (au niveau de la Serrania de Cuenca dans la Sierra de Albarracín), soit proche du bassin de Teruel, le Tage ne traverse pas ces formations. De plus, l'analyse des grains de pollen de cette carotte a révélé des quantités faibles et sporadiques de spores trilètes d'un âge susceptible d'être préquaternaire (Sánchez Goñi M.F., pers. com.) qui appuient l'hypothèse d'un apport négligeable de matériel remanié de dépôts géologiques anciens. En France, les sites à charbon sont localisés en Midi-Pyrénées (Carmaux Decazeville), en Auvergne (Aumance) et d'autres hors des bassins versants étudiés (Lorraine, Blanzky-Montceau-les-mines, Cévennes) (Denimal *et al.*, 2005 ; Hua et Xinguo, 2006 ; <http://www.sfc.fr/Donnees/mine/carbone/texcarb.htm>).

## I.2 Chronostratigraphie des carottes MD95-2042 et MD04-2845

Le modèle d'âge de la carotte MD95-2042 (Tableau 2) a été établi sur la base de 12 points de contrôle issus de Shackleton *et al.* (2000-revised June 2002, 2003, 2004) et de 16 dates AMS  $^{14}\text{C}$  de Bard *et al.* (2004). Les points de contrôle de 0 à 4.34 m (MIS1) proviennent de la synchronisation (*tuning*) du  $\delta^{18}\text{O}$  du foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* à l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  de la carotte de glace GISP2 (Shackleton *et al.*, 2000). Le principe du *tuning* entre la carotte MD95-2042 et les carottes de glace repose sur l'hypothèse que la migration du front polaire est instantanée à notre échelle millénaire (Shackleton *et al.*, 2000). Entre 4.58 et 13.78 m (MIS2 et 3), nous avons utilisé 15 datations AMS  $^{14}\text{C}$  issues de *Globigerina bulloides* avec un âge calendaire donné par le *tuning* de l'enregistrement des alcenones de cette carotte avec l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  de GISP2 (Bard *et al.*, 2004). Le modèle d'âge issu de Bard *et al.* (2004) est semblable à celui obtenu par Shackleton *et al.* (2004) pour cet intervalle, en utilisant le “*tuning*” du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères

planctoniques de la carotte MD95-2042 avec l'échelle d'âge de GISP2 et avec l'échelle d'âge de GRIP SS09sea. De 15.80 à 19.92 m (MIS 3 et 4) de profondeur, sept points de contrôle ont été utilisés, obtenus par le *tuning* du  $\delta^{18}\text{O}$  planctonique avec celui de GRIP SS09sea time scale (Shackleton *et al.*, 2004). Comme le dernier âge de Bard *et al.* (2004) à 15.48 m de profondeur était plus jeune que celui de Shackleton, nous avons fait une moyenne entre ces deux points pour obtenir un âge pour cette profondeur afin de relier ces deux parties entre elles. Pour la partie basse de la carotte (21.40-29.90 m), nous avons utilisé six points de contrôle définis par Shackleton *et al.* (2003) en utilisant la corrélation des niveaux marins stables identifiés par le  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques de la carotte MD95-2042 avec ceux détectés et datés par U/Th dans les terrasses coralliennes du Pacifique.

Depth MD95-2042 (m)	Age (ka) (this study)	Events	Age (ka) 1.	Age (ka) 2.	Age (ka) 3.
3.05	11.63	base Holocene	11.63		
4.34	14.59	base Bölling	14.59		
4.58	15.635	H1/GIS1		15.635	
4.59	15.659	H1/GIS1		15.659	
5.38	17.743	H1		17.743	
5.39	17.77	H1		17.77	
6.58	20.766	LGM		20.766	
8.41	24.364	H2/GIS2		24.364	
9.18	25.734	H2		25.734	
9.21	25.808	H2		25.808	
10.19	28.096	H3/GIS4		28.096	
10.78	29.395	H3		29.395	
10.79	29.424	H3		29.424	
11.99	33.433	end of GIS6		33.433	
12.79	35.578	GIS7		35.578	
13.61	38.877	H4		38.877	
13.78	39.318	H4		39.318	
15.48	46.019	H5/GIS12		45.268	46.77
15.8	48.328	H5			48.328
16.44	51.9	GIS14			51.9
16.65	53.52	GIS15			53.52
17.31	57.23	GIS17			57.23
17.8	60.146	H6/GIS17			60.146
18.6	63.812	base H6			63.812
19.92	74	GIS20			74
21.4	82.9	MIS 5a	82.9		
24.92	116	Upper limit of MIS5e "plateau"	116		
25.8	128	Beginning of MIS5e "plateau"	128		
25.94	129.1	Interglacial high stand	129.1		
26.26	132	MIS6/5	132		
29.9	160	base MIS6	160		

Tableau 2. Modèle d'âge de la carotte MD95-2042. Age (1) Shackleton *et al.*, 2000, 2003 Age (2) Bard *et al.*, 2004. Age (3) Shackleton *et al.*, 2004.

Pour pouvoir comparer le régime des feux entre le Sud-Ouest de la péninsule Ibérique et l'Ouest de la France, nous avons construit le modèle d'âge de la carotte MD04-2845 (Tableau 3) basé sur celui de la carotte MD95-2042 en nous basant toujours sur l'hypothèse que les changements climatiques (enregistrés par les SST, *N.pachyderma* (s), IRD, CaCO<sub>3</sub>) sont synchrones pour les transitions stadiaires/interstadiaires. Pour la dernière période glaciaire, nous avons pris comme points de contrôle le début des interstadiaires et les limites des événements d'Heinrich. Cette comparaison a été effectuée en utilisant le CaCO<sub>3</sub> des deux carottes, les concentrations en IRD et les pourcentages de *N. pachyderma* (s) (cf. tableau de synthèse dans Sánchez Goñi *et al.*, in press). De plus 17 dates AMS <sup>14</sup>C ont été effectuées sur cette carotte dans le cadre du programme ARTEMIS au laboratoire de Saclay qui nous ont permis de comparer ce modèle d'âge avec les âges calendaires issus de la corrélation avec la carotte MD95-2042. Les échantillons présentant un âge AMS <sup>14</sup>C conventionnel plus récent que 21786 ans BP ont été calibrés en utilisant le programme de calibration « CALIB Rev 5.0 program » et la courbe de calibration globale marine (marine 04.14c) (Stuiver et Reimer, 1993; Hughen *et al.*, 2004; Stuiver *et al.*, 2005). Les échantillons AMS <sup>14</sup>C plus anciens que 21786 ans BP ont été calibrés en utilisant les âges calendaires estimés de la carotte marine MD95-2042 (Bard *et al.*, 2004). Sur l'intervalle HE3/GIS4 à HE2/GIS2, la différence d'âge est en moyenne inférieure à 400 ans.

Lab code/ Event	Core depth (m)	Material	Conv. AMS <sup>14</sup> C age kyr (-400 yr)	Error yr ±	95.4 % (2σ) Cal BP age ranges	<sup>(1)</sup> Cal BP age (ka) median probability	<sup>(2)</sup> Bard et al., 2004 Age (ka)	<sup>(3)</sup> Control points (ka) based on MD95-2042 chronology
<i>SacA-002960</i>	5.2	<i>G. bulloides</i>	16.890	150	19.782:20.365	20.03		
HE2/GIS2	6.8							23.95
<i>SacA-002961</i>	6.9	<i>N. pachyderma (s)</i>	20.420	140	24.016:24.890	24.44		
<i>SacA-002962</i>	7.1	<i>N. pachyderma (s)</i>	20.710	140	24.426:25.405	24.88		
<i>SacA-002963</i>	7.7	<i>N. pachyderma (s)</i>	21.860	160			25.82	
<i>SacA-002964</i>	7.9	<i>N. pachyderma (s)</i>	22.150	170			26.14	
Base HE2	8.1							26.25
<i>SacA-002965</i>	8.5	<i>G. bulloides</i>	24.050	210			28.22	
Onset GIS3	8.5							27.84
<i>SacA-002966</i>	8.6*	<i>N. pachyderma (s)</i>	24.680*	230			28.89*	
<i>SacA-002967</i>	8.7*	<i>N. pachyderma (s)</i>	24.630*	230			28.84*	
<i>SacA-002968</i>	8.9*	<i>G. bulloides</i>	25.230*	240			29.48*	
HE3/GIS4	8.92							29.00
<i>SacA-002969</i>	9.0*	<i>N. pachyderma (s)</i>	24.870*	240			29.10*	
D-O 5	10.30							32.7
D-O 6	10.55							33.8
D-O 7	10.90							35.4
D-O 8	11.35							38.1
onset HE4	12.30							40
D-O 10	12.60							41.3
D-O 11	12.90							43.4
D-O 12	13.35							47
GIS 14	14.18							52.8
D-O 14	14.50							54.8
D-O 17	15.10							60.1
onset HE6	16.75							63.2
top Ognon Is	18.05							75.5
top Stadial I	18.15							77.9
top St Germain II	18.35							78.7
top Mélisey II	19.10							81.5
top St Germain Ic	19.35							87
top Montaigu	20.05							101.5
top St Germain Ia	20.15							104
top Mélisey I	20.35							107
top Eemian	20.47							109.7
onset Eemian	21.20							126.1
onset Stadial	21.35							127.5
onset Zeifen Is	21.45							130
MIS 6.2	22.00							135.1

Tableau 3. Modèle d'âge de la carotte MD04-2845 (Synthèse de Sánchez Goñi et al., in press et ce travail).

### I.3 Echantillonnage pour l'analyse des microcharbons et pour l'analyse complémentaire du carbone organique de la carotte MD04-2845

Pour l'étude des microcharbons, nous avons échantillonné la carotte MD95-2042 tous les 10 cm du sommet jusqu'à 2700 cm, et tous les 5 cm entre 1300 et 1419 cm, cet intervalle correspondant à l'arrivée de l'AMH dans cette région (au cours du GIS8). Ce pas d'échantillonnage donne une résolution moyenne de 500 ans (288 échantillons).

Nous avons échantillonné la carotte MD04-2845 tous les 5 cm de 760 cm jusqu'à 1795 cm couvrant ainsi le dernier cycle climatique (294 échantillons) pour l'étude des



microcharbons et du carbone organique (résolution moyenne de 400 ans). Le casque MD04-2843CQ a été échantillonné tous les 5 cm jusqu'à 200 cm (41 échantillons).

## II. Les microcharbons : proxy des incendies

---

Les charbons sont issus d'une dégradation chimique (carbonisation du bois) sous l'effet de la chaleur (pyrolyse) lors d'un incendie, conduisant à une perte de 70 à 80% de substance et un amincissement des parois cellulaires jusqu'à 1/5 de leur épaisseur initiale. Cependant, durant ce processus, la structure et la microstructure du bois sont peu affectées. (Chabal *et al.*, 1999). Cette carbonisation résulte d'une réaction de combustion incomplète des restes ligneux :

Comburant (O<sub>2</sub>) + combustible (végétaux) ↔ CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O + produits (charbons, cendres...)

La carbonisation (Figure 21) commence par une dessiccation totale du végétal si la température reste inférieure à 200°C. Entre 200 et 280°C, un gaz non combustible s'échappe (phase de torréfaction). Les microcharbons sont produits lorsque la température varie entre 280 et 500°C. Si la température dépasse les 500°C, les charbons deviennent incandescents et se réduisent en cendres. Ils sont donc définis comme un stade intermédiaire entre les débris végétaux et les cendres (combustion totale). La quantité de charbons produite et le degré de fragmentation dépendent de la durée d'exposition au feu, des apports en oxygène, de l'espèce ligneuse, de sa taille, de son taux d'humidité, de la présence ou non d'écorce (Théry-Parisot, 1998). Les microcharbons regroupent toutes les particules charbonneuses dont la taille est inférieure à 250 microns, ayant été formées lors de la combustion incomplète et de la fragmentation des charbons de bois. Ils sont relativement inertes chimiquement (Habib *et al.*, 1994 ; Hart *et al.*, 1994 ; Quénéa *et al.*, 2006) et peu affectés par une décomposition microbienne (Verardo, 1997; Hockaday *et al.*, 2006), en particulier dans un environnement à fort taux de sédimentation comme les carottes marines. Ils apparaissent optiquement en lumière transmise comme des débris noirs, opaques et à bords anguleux, sans structure particulière visible (Boulter, 1994).

Dans cette thèse, nous utiliserons le terme “**microcharbon**” pour toute particule végétale de la taille du micromètre oxydée par le feu (brûlée) en suivant la nomenclature proposée par Jones *et al.* (1997).

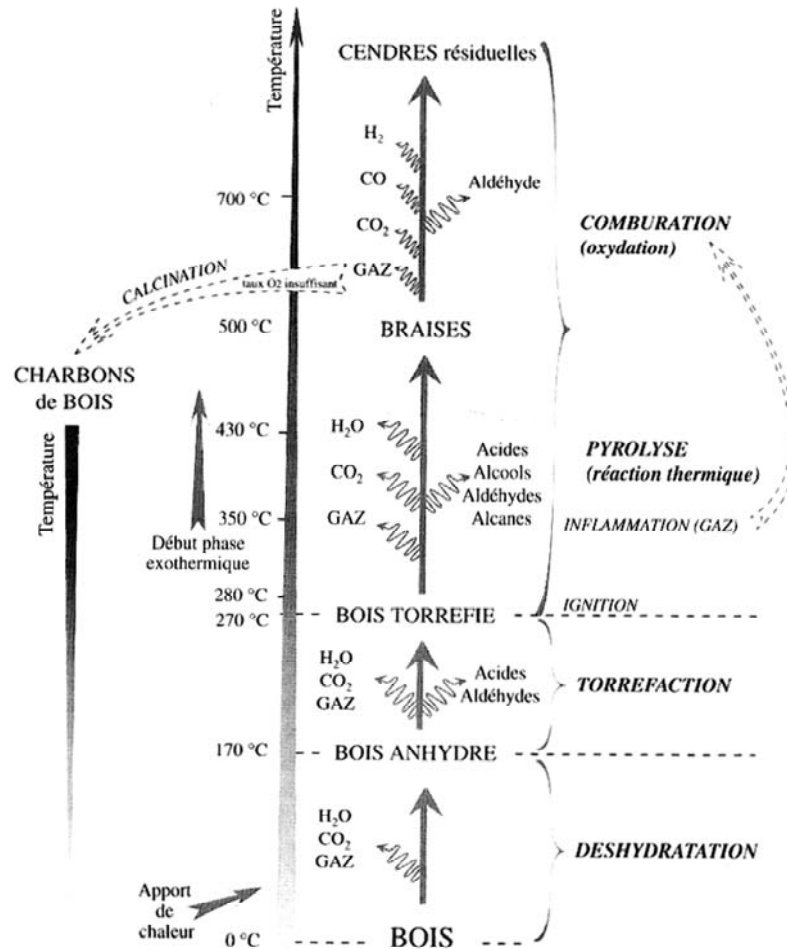


Figure 21. Phases physico-chimiques et thermiques de la combustion du bois, en conditions aérobies et sous pression atmosphérique (d'après Chabal et al. 1999).

L'analyse classique des microcharbons dans des enregistrements continentaux (lacs, tourbières) est réalisée sur des lames palynologiques (Clark, 1982 ; Tolonen, 1986). Cependant, il reste des incertitudes sur l'identification des charbons brûlés dans les lames palynologiques en lumière transmise. En effet, les couches géologiques, subissant une érosion, riches en matière organique des bassins hydrologiques peuvent être une source de particules non brûlées et oxydées, i.e. macéral de la vitrinite, qui peuvent apparaître noires lors de l'observation en lumière transmise. Ces particules peuvent être confondues avec des particules issues d'incendies. Le classement des macéraux est établi sur des critères morphologiques et sur des critères de réflectance (observation en lumière blanche réfléchi). Des études ont montré aussi que les mesures de réflectance pouvaient être utilisées pour caractériser les températures de combustion des particules brûlées (Maury, 1976).

Dans le domaine marin, les microcharbons ont été peu étudiés, et les procédures d'extraction sont très différentes selon les études (Verardo et Ruddiman, 1996 ; Bird et Cali, 1998 ; Beaufort *et al.*, 2003 ; Thevenon *et al.*, 2004). De plus l'étude des microcharbons sur les lames palynologiques s'effectue en comptant les points de contact entre la règle graduée et les particules pour estimer les surfaces des particules (Clark, 1982 ; Sánchez Goñi, 1996 pour une synthèse). Bien que cette méthode soit robuste, elle est longue et fastidieuse. Tinner et Hu (2003) suggèrent de ne plus mesurer les surfaces des microcharbons puisqu'il existe une relation entre le nombre de particules comptées et la surface estimée des particules par niveau. Nous verrons cependant que l'étude des surfaces et de la morphologie des microcharbons est rapide en utilisant une méthode automatique d'analyse d'image (Sánchez Goñi *et al.*, 1996) et que ces paramètres peuvent donner des indications sur le type de végétation brûlée (Figure 22) (Umbanhowar et McGrath, 1998 ; Enache et Cumming, 2006) et éventuellement une idée de l'intensité des feux (Théry-Parisot, 1998).

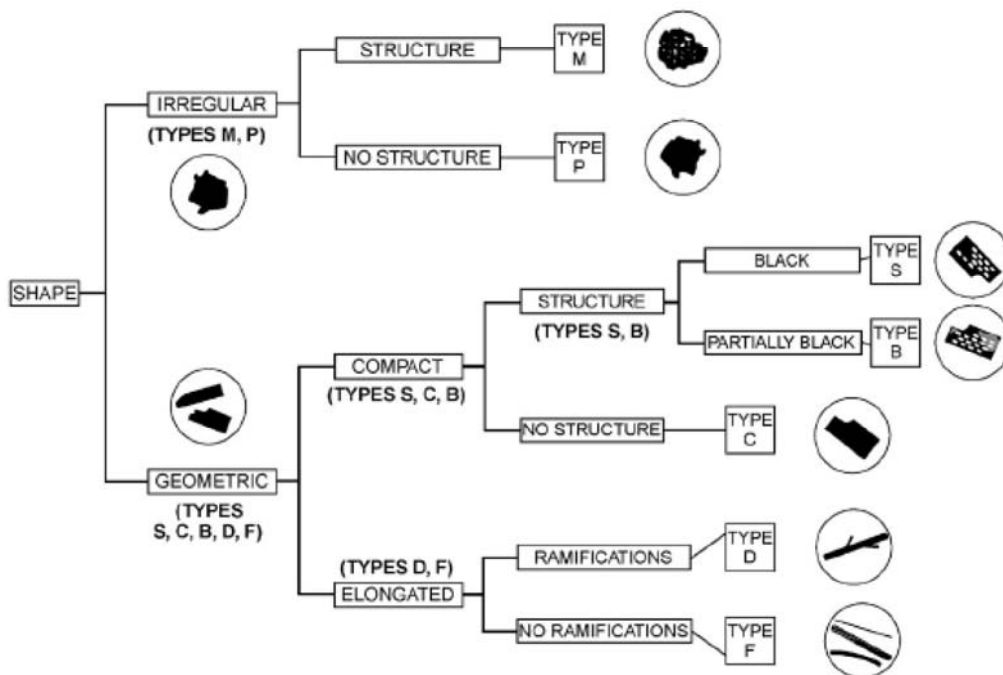


Figure 2. Diagram showing a simplified scheme for identification of charcoal morphotypes.

*Figure 22. Morphologies des microcharbons d'après Enache et Cumming (2006). Provenance possible : feux de branches et d'aiguilles, reflétant un feu intense ou de cime (Type M) ; feux de forêts de conifères (Type P, B et D) ; feu de bois ou tronc d'arbre (Type S et C) ; fragmentation du Type S ou C, ou feux d'herbacées (Type F).*

Afin de documenter et de caractériser la variabilité du régime des feux face à la variabilité climatique orbitale et millénaire sub-orbitale, nous avons donc analysé à haute

résolution les microcharbons préservés dans les carottes marines MD95-2042, MD04-2845 et MD04-2843CQ. Pour cela, nous avons utilisé le protocole de préparations des échantillons et de la méthode automatique rapide d'analyse d'image issue de Beaufort *et al.* (2003) pour l'étude de la carotte MD95-2042. Nous avons vérifié l'identification des microcharbons par analyse pétrographique (lumière blanche réfléchiée) pour cette carotte. C'est la première fois qu'elle est utilisée pour identifier les microcharbons préservés dans les carottes marines. Nous l'avons développé à l'UMR EPOC (Université Bordeaux 1) afin de l'utiliser pour le sédiment marin. Pour l'étude des microcharbons de la carotte MD04-2845 et MD04-2843CQ, nous avons développé un programme d'analyse inspirée de Beaufort *et al.* (2003) à l'UMR EPOC, avec une méthode de seuillage colorimétrique (en mode RGB) déterminé sur l'identification des microcharbons en lumière transmise et réfléchiée. Pour cela, nous avons développé un protocole chimique et physique pour l'extraction des microcharbons permettant d'obtenir une seule lame utilisable à la fois pour l'analyse pétrographique et automatique.

## II.1 Carotte MD95-2042

### II.1.1 Analyse automatique par acquisition et analyse d'image : en lumière transmise (LT)

La préparation des échantillons de la carotte MD95-2042 (288 échantillons) suit celle de Beaufort *et al.* (2003). Environ 0.2 g de sédiment sec est directement soumis aux attaques chimiques acides et basiques pendant 24h, sans centrifuger ni rincer entre les attaques. La combinaison d'une oxydation acide-base permet de détruire la matière organique (Bird et Gröcke, 1997). Le traitement chimique implique :

-le sédiment est placé dans un bécher, puis désagrèger avec un peu d'eau distillée. Les acides et bases ont été ajoutés dans l'ordre suivant :

- attaque à l'**acide chlorhydrique** (HCl) à 37% (5mL) pour éliminer les carbonates.

-attaque à l'**acide nitrique** à 68% (HNO<sub>3</sub>) (5 mL) pour détruire la pyrite et la matière organique (Clark, 1984 ; Winkler, 1985).

-attaque au **peroxyde d'hydrogène** ou eau oxygénée (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) à 33% (10 mL) pour éliminer la matière organique labile ou peu réfractaire et pour oxyder le kérogène (Wolbach et Anders, 1989). L'eau oxygénée est versée doucement car la réaction est très exothermique.

-La solution est laissée sous hotte pendant 24 heures.

-Une dilution de 0.1 est ensuite réalisée et la solution est filtrée avec une pompe à vide sur des filtres en acétate de cellulose (porosité  $0.45\mu\text{m}$ , diamètre 47mm). Une partie du filtre est montée entre lame et lamelle au baume du Canada sous hotte aspirante.

Cette procédure ne noircie pas les fragments végétaux non brûlés et tend plutôt à les éclaircir (Clark, 1984). Les particules noires observées issues de cette préparation chimique (microcharbons brûlés) peuvent être comparées à du carbone organique élémentaire résistant (organic resistant elemental carbon OREC) de Bird et Gröcke (1997) issu de phénomènes de combustion par le feu.

Les lames ont été scannées automatiquement sur un microscope Leica de type DMRBE en lumière transmise combinée à un système d'acquisition d'image au CEREGE (Aix en Provence). Pour chaque lame, 100 images (100 champs) correspondant à une surface scannée de  $1.7\text{ mm}^2$  ont été prises en noir et blanc avec une caméra de  $756 \times 582$  pixels pour avoir une bonne représentation statistique des échantillons. Ces images ont ensuite été analysées par un programme informatique écrit dans le logiciel Scion Image (*cf.* Annexe 1). L'analyse des microcharbons a été fixée par un seuil de reconnaissance de gris. Tout ce qui est plus élevé que le seuil fixé est analysé comme étant un microcharbon (Figure 23). Ce seuil a été fixé en comparant visuellement des microcharbons (suivant les critères de Boulter (1994), *i.e* débris noirs, opaques et présentant des bord anguleux) au microscope optique et les images à l'écran de ces mêmes microcharbons, en modifiant la valeur du seuil de gris pour obtenir le meilleur seuillage pour détourer et remplir la particule identifiée.

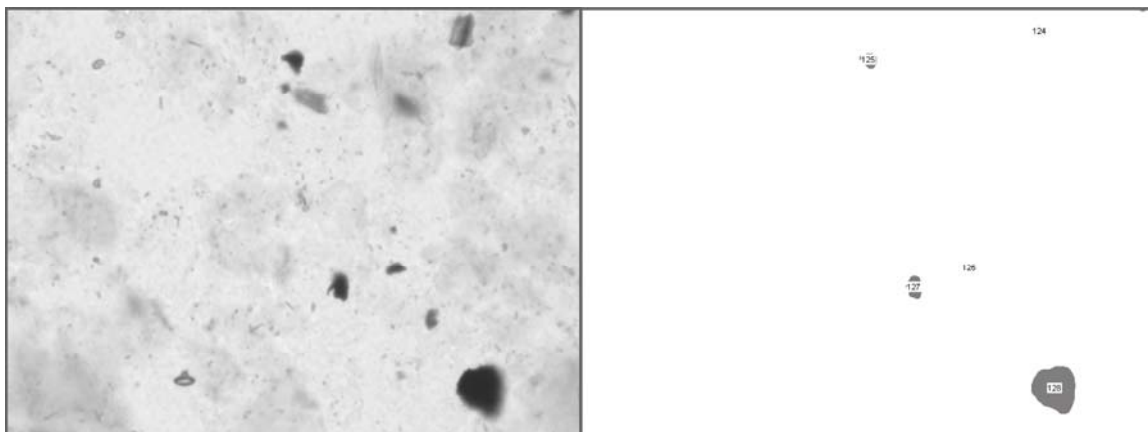


Figure 23. Principe de détection des particules par seuillage en niveau de gris en lumière transmise.

Plusieurs paramètres sont calculés par ce programme d'analyse : la surface, le périmètre, la longueur et la largeur de l'ellipse la plus proche de la particule identifiée, ainsi que le nombre de particule pour les 100 images. Les particules dont la surface était inférieure à 15 pixels et les valeurs de périmètre initialement calculées ont été supprimées du fait de la plage de valeur trop étendue calculée pour un même objet par ce logiciel, liée à l'orientation de l'objet dans le plan (Francus P., comm. pers.). McDonald *et al.* (1991) ont validé l'utilisation de l'analyse d'image en montrant une bonne corrélation entre les comptages visuels de la méthode de Clark et les résultats de l'analyse d'image. Cependant il apparaît que l'analyse d'image sous-estime les surfaces des microcharbons à cause de la diminution de la densité optique sur les bords des particules due à la formation d'un halo de lumière.

### II.1.2 Analyse pétrographique: en lumière réfléchie (LR)

L'analyse pétrographique en lumière blanche réfléchie a été conduite sur 29 échantillons sur des lames polies suivant la méthode du laboratoire ISTO (Orléans) appliquée aux sédiments issus de séquences terrestres, que nous avons légèrement modifiée. Cette modification nous a permis d'effectuer une comparaison avec la méthode de préparation de l'analyse automatique.

A l'issue de plusieurs essais (*cf.* Annexe 2), le protocole suivant a été établi et effectué sur 0.2 g de sédiment sec (séchage à l'étuve à 50°C), après vérification qu'une quantité suffisante de microcharbons était obtenu avec ce poids sec:

-le sédiment est placé dans un bécher, puis désagrégé avec un peu d'eau distillée. Les acides et bases ont été ajoutés dans l'ordre suivant :

- **HCl** (10 mL à 25% puis à 50% - suivi d'une centrifugation).

- **HF** (25 mL à 70% ; suivi d'une centrifugation à 3000t/min pendant 7 min) pour éliminer la silice et les silicates.

-**HCl** (10 mL à 25% ; centrifugation 3000t/min pendant 7 min) pour éliminer les fluosilicates néoformés.

- **HNO<sub>3</sub>** (5 mL à 68%).

Les centrifugations successives sont nécessaires pour retirer la totalité du HF qui est dangereux et qui nécessite un protocole de sécurité exigeant (gants et lunettes de protection adéquats et travail sous hotte).

- **H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>** (5mL à 30%).

-La solution est laissée sous hotte pendant 24 heures.

-Une dilution de 1/10 est effectuée ( fiole de 100 mL, pipette de 10 mL) avant filtration. Les filtres utilisés (Millipore, réf HAWP02500) sont en acétate de cellulose contenant du nitrocellulose, de diamètre 25 mm et de porosité 0.45 µm.

-La moitié du filtre est conservée en cas de montage de lame défectueux. L'autre moitié est ensuite décomposée et les particules sont incluses sur des lames de plexiglas (45x30x épaisseur 5 mm) avec de l'acétate d'éthyle. L'acétate d'éthyle permet de fixer les particules contenues sur le filtre dans la lame de plexiglas.

-Les lames restent ensuite sous hotte aspirante le temps du séchage. Les lames ont été ensuite polies à la main (UMR PACEA, IPGQ) sur un disque de polissage magnétique en tissu floqué PRESI (diamètre 200 mm) avec poudre d'alumine de 200 Angström. Bien que les microcharbons puissent se fragmenter au cours de la centrifugation (Rhodes, 1998), cette étape était nécessaire pour enlever tout l'acide fluorhydrique, sinon le filtre pouvait être endommagé.

-Vérification au microscope de l'absence de microcharbons dans les surnageants des centrifugations successives.

Les particules de ces lames apparaissant noires en lumière transmise ont été observées par la suite sur un microscope Leica de type DM6000M de l'UMR5805-EPOC (Université de Bordeaux1, financement BQR) en lumière blanche réfléchie au grossissement x500 et parfois x650 pour affiner l'observation de certaines particules, avec une grille de comptage disposée sur un des réticules. Un filtre bleu est inséré pour une meilleure observation en lumière blanche réfléchie.

L'analyse des particules en lumière réfléchie (*cf.* Planches en annexe) est basée sur les critères d'identification classique de pétrographie, sur la base des travaux de Noël (2001) et sur l'observation de quelques espèces brûlées de feu de cheminée :

a) les particules brûlées (BP, *Burnt Particle*) présentent des structures végétales visibles (cavités cellulaires vidées, parois fines), à bord anguleux, une réflectance faible à relativement élevée ou très élevée, avec parfois la présence de vacuole de dévolatilisation (critères des pyrofusinites).

b) les particules homogènes (sans structure végétale visible) identifiable par une réflectance basse à moyenne dans les gris (HGP, *Homogeneous Grey Particle*).

c) les particules homogènes avec une forte réflectance (blanches) (HWP, *Homogeneous White Particle*).

d) les particules ne pouvant être classifiées (*Unclassified Particles*) comme étant des BP ou des HGP parce que la mise au point n'était pas bonne (les particules sont cachées par d'autres ou alors les bords du filtre sont trop épais). Par la suite, pour l'analyse d'image de la carotte MD04-2845, nous avons sélectionné une zone du filtre qui ne contenait pas de bords).

## II.2 Carotte MD04-2845

Pour analyser les microcharbons de la carotte MD04-2845 (et MD04-2843CQ), nous avons cherché à simplifier le protocole de préparation des échantillons en combinant les deux méthodes chimiques, à savoir préparer une seule lame qui peut servir pour les deux types d'analyse pétrographique (LR) et automatique (LT). De plus, l'analyse sur des lames montées avec le baume du Canada est parfois délicate car le montage de la lamelle joue sur la mise au point, et cela altère l'opération d'analyse d'image. Ce problème a été rencontré pour la carotte MD95-2042. Pour y remédier, nous avons décidé de combiner les deux méthodes de préparations des lames.

Pour l'observation des microcharbons en lumière réfléchiée, il faut absolument que la lame soit polie pour pouvoir observer la réflectance des particules. Il fallait donc garder le principe du filtre inclus dans la lame de plexiglas. Nous avons gardé le protocole chimique (LT) utilisé sur la carotte MD95-2042 (préparation chimique : HCL, HNO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> ; dilution 1/10 puis filtration sur des filtres de diamètre 47 mm et de porosité 0.45 µm en acétate de cellulose et contenant du nitrate de cellulose) mais nous avons monté cette fois-ci une partie du filtre sur lame de plexiglas que nous avons ensuite polie. L'étape du traitement à l'acide fluorhydrique a été retirée car c'est un traitement lourd. De plus, l'observation de ces lames, sans attaque préalable du sédiment au HF, a révélé que les quantités de silicates n'étaient pas suffisamment importantes pour empêcher une observation de qualité des microcharbons. Cela évite aussi de centrifuger les échantillons et donc une possible surestimation du nombre de particules de microcharbons.

Bien que les lames de plexiglass soient relativement épaisses (5 mm) pouvant poser des problèmes d'observations à transmission, ces lames polies présentent plusieurs avantages : la transparence du filtre est assurée sans changement léger de coloration des particules (par rapport à l'utilisation du baume du Canada) ; la non-utilisation du baume du Canada qui est cancérigène (présence de benzène selon les marques) ; bien que le montage

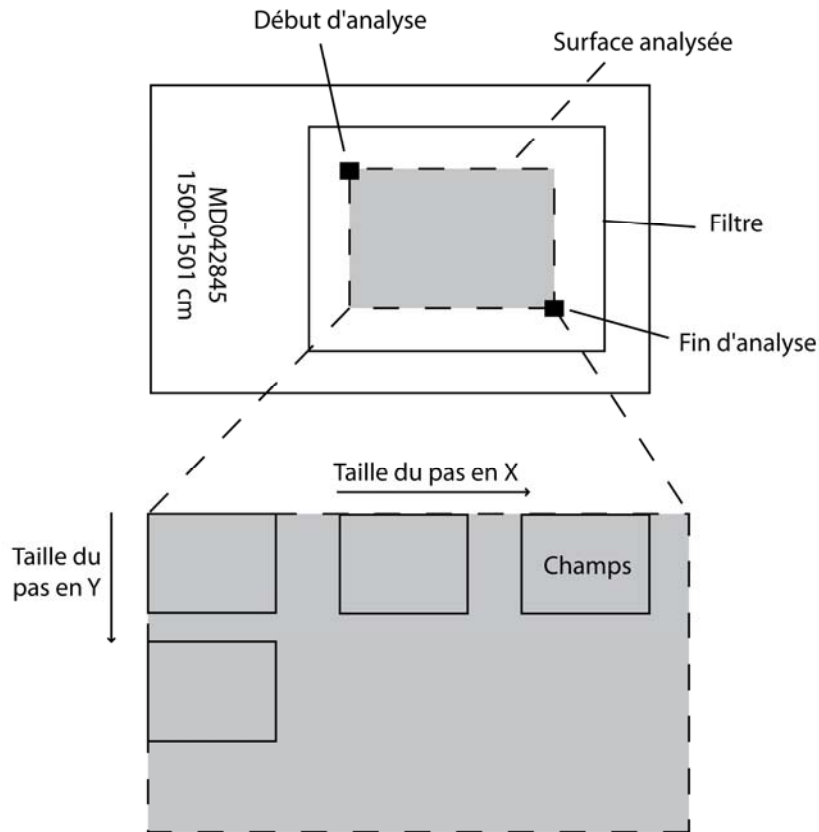


des lames au baume du Canada soit rapide, la mise au point de la lame au microscope reste parfois floue, altérant ainsi l'analyse d'image au niveau des bords des particules. Les lames de plexiglas ont été polies cette fois-ci non pas à la main mais en utilisant une polisseuse à l'UMR EPOC (Sédimentologie) afin que les lames soient polies de manière régulière et homogène en tout point. Le polissage est effectué pendant 16 minutes en moyenne à 0.4 bar. L'opération délicate est de bien positionner la hauteur de la machine (si les échantillons sont trop écrasés sur le disque de polissage, les particules du filtre risquent d'être arrachées). Le disque de polissage, de même composition que pour l'analyse pétrographique de la carotte MD95-2042, est de diamètre 205 mm pour s'adapter à la polisseuse. Pour que le polissage soit bon, on vérifie au microscope que la mise au point ne soit pas différente entre les bords et le centre du filtre.

Au final, cette préparation des échantillons adaptée pour les deux types d'analyse, analyse d'image et pétrographique, réduit le temps de préparation par rapport aux traitements séparés appliqués aux sédiments de la carotte MD95-2042. Il faut de l'ordre d'une semaine et demi avec un roulement en place pour préparer environ 100 échantillons à partir du sédiment sec et pesé.

Pour analyser automatiquement les microcharbons sur ces lames, nous avons développé un programme d'analyse d'image (avec l'aide d'A. Landouar de Leica Microsystems pour certaines lignes de programmation) appliqué aux microcharbons avec le logiciel Leica Qwin disponible sur le microscope LEICA DM6000M de l'UMR EPOC (*cf.* Annexe 3). Le principe du programme est basé sur celui de Beaufort et *al.* (2003). Ce programme permet de sélectionner une zone du filtre à analyser en fixant un point de début d'analyse et un point de fin d'analyse (Figure 24). L'analyse (au grossissement x500) porte sur 200 images correspondant à une surface scannée de 12.279 mm<sup>2</sup>, analyse effectuée par seuillage colorimétrique (mode RGB). Entre ces deux points de référence, le programme calcule le déplacement en X et en Y pour obtenir 200 images ne se superposant pas. Si la surface à analyser est inférieure à 200 images, le programme s'arrête et une fenêtre apparaît pour fixer à nouveau le début et la fin de l'analyse. Quand la surface à analyser est supérieure à 200 images, l'analyse peut commencer. Ce programme permet de fixer à l'œil nu la mise au point à trois endroits de la lame (début et fin d'analyse plus un point intermédiaire) et calcule le plan moyen de déplacement du focus en Z. La mise au point au cours de l'analyse est alors effectuée pour chaque champ, à la différence du programme appliqué à la carotte MD95-2042

qui calculait une moyenne de niveaux de gris pour faire la mise au point pour chaque champ. De plus, le comptage est effectué directement lors du passage de la lame.



**Figure 24.** Principe de l'analyse d'image automatique appliquée à l'étude des microcharbons de la carotte MD04-2845.

Le programme de reconnaissance des microcharbons a été établi en observant plusieurs microcharbons et d'autres particules de couleur foncée (orange/brun foncé) en lumière transmise et réfléchi. Une gamme moyenne de couleur en rouge, vert et bleu a été fixée pour les microcharbons et les autres particules. Le seuillage est réalisé en comptant les microcharbons (a) et les autres particules (b) (a+b) auxquels le programme soustrait les autres particules (c). Ce double seuillage permet de bien identifier les microcharbons. Avec un seul seuillage (détection directe des microcharbons), soit le seuil était trop restreint et ne prenait pas en compte les bords des microcharbons, soit le seuil était trop large et des particules de couleur orange/brun foncé étaient comptabilisées comme des microcharbons. Lors de l'analyse des lames à transmission (~10 min par lame), nous avons vérifié la mise au point de

chaque champ et contrôlé visuellement que seules les particules présentant les critères de Boulter (1994) étaient comptées par l'analyse d'image.

L'erreur de reproduction des comptages a été réalisée sur 10 échantillons analysés chacun dix fois de suite en utilisant la déviation standard expérimentale donnée par l'équation ci-dessous. L'intervalle de confiance élargi à 95% a été calculé en utilisant la loi de Student à n-1 degrés de liberté ( $x_i \pm t*s$  avec  $t=2.262$ ). Nous avons interprété par la suite les variations des concentrations de microcharbons supérieures à cet intervalle de confiance. Ces variations significatives sont bien représentées en effectuant une moyenne à trois points des concentrations de microcharbons de cette carotte.

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

### II.3 Paramètres étudiés issus de l'analyse des microcharbons

Plusieurs paramètres ont été calculés à partir des résultats issus des comptages de l'analyse l'analyse d'image.

Pour estimer le régime des feux nous avons calculé :

- la concentration des microcharbons (CharN) exprimée en nombre de microcharbons par gramme de sédiment (nb.g-1).
- la concentration des microcharbons exprimée en surface totale (CharS), qui est la somme totale des surfaces de microcharbons contenus dans un échantillon par gramme de sédiment ( $\mu\text{m}^2.\text{g}^{-1}$ ). Ce paramètre est utilisé pour éviter la surreprésentation de la concentration en nombre de microcharbons, résultant par exemple de la fragmentation des particules brûlées pendant leur production (Théry-Parisot, 1998) ou pendant leur transport.

Comme les charbons peuvent se fragmenter pour diverses raisons, on utilise le nombre et la surface totale. Par exemple, si on prend deux niveaux différents: un niveau (a) avec 10 charbons entiers et un niveau (b) avec 10 charbons qui ont été très fragmentés, et donc contenant plus de particules. Si l'on raisonne avec seulement le nombre de charbons, on peut penser que l'activité des feux était importante. Par contre si l'on raisonne avec la surface totale, les surfaces totales sont semblables entre les deux niveaux (a) et (b), donc qu'il n'y a pas plus d'incendies dans le niveau (b) que dans le niveau (a).

Pour évaluer dans quel type de végétation se sont propagés les incendies et estimer leur intensité, nous avons travaillé sur :

- la morphologie des microcharbons basée sur leur allongement (rapport longueur sur largeur d'une particule). Umbanhowar et McGrath (1998) ont démontré de manière expérimentale que l'allongement des particules brûlées pouvait être utilisé comme indicateur du type de végétation brûlée. Ce rapport est conservé même si la particule est cassée car la fragmentation des charbons se fait selon les axes de la structure anatomique de la plante (Clark, 1984; Umbanhowar et McGrath, 1998). Une morphologie proche de « 1 » (particule trapue) caractérise des particules issues d'incendies de forêt caduque. Un rapport élevé (particule allongée) indique plutôt des incendies de végétation herbacée.
- la surface moyenne des microcharbons (rapport Char surface sur Char number exprimé en micromètre carré) pour estimer la température de combustion ou, plus largement, l'intensité des incendies (des feux de haute ou faible température). En effet, les particules produites au cours d'incendies de faible à moyenne températures sont plus grandes que pendant un feu de haute température (Théry-Parisot, 1998; Komarek *et al.*, 1973).

De plus, le modèle d'âge de la carotte MD95-2042 étant relativement précis (Shackleton *et al.*, 2000, 2003, 2004 ; Bard *et al.*, 2004) nous avons tenté d'estimer les flux de microcharbons ( $\mu\text{m}^2 \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ ) sachant que la partie supérieure a été étirée (*cf.* section I.1).

### III. Analyse complémentaire du carbone organique de la carotte MD04-2845

---

Afin de tester si les variations de concentrations des microcharbons étaient relativement indépendantes des apports éoliens ou de phases de transport différent entre les vents et les rivières, nous avons analysé en complément le carbone organique (OC) de la carotte MD04-2845. La teneur en carbone organique (% OC) des sédiments marins est fonction de la productivité océanique et de la dissolution. Une augmentation d'OC peut représenter des périodes de forte productivité biologique liée à des *upwellings*. L'abondance de l'OC a été mesurée directement sur du sédiment sec par combustion en utilisant l'appareil LECO CS 200 (Etcheber *et al.*, 1999) (UMR EPOC, Géochimie). Environ 50 mg de sédiment réduit en poudre et homogénéisé a été soumis à une attaque 2N HCl pur éliminer les carbonates, puis séché à 60°C pour éliminer le carbone inorganique et la plupart de l'eau et de l'acide. L'analyse de l'OC a été réalisée par combustion directe dans un four à induction, et le CO<sub>2</sub> formé est mesuré quantitativement par absorption infrarouge. L'erreur de reproduction a été réalisée sur 10 échantillons, chacun ré-analysé six fois de suite.

## CHAPITRE III

*Variabilité du régime des feux du Sud-Ouest de la  
péninsule Ibérique au cours de la dernière  
période glaciaire*

Variabilité climatique de Dansgaard-Oeschger retracée par les émissions de particules carbonées dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique

Dansgaard-Oeschger climatic variability revealed by fire emissions in southwestern Iberia

A.-L. Daniau<sup>a,b</sup>, M.F. Sánchez Goñi<sup>b</sup>, L. Beaufort<sup>c</sup>, F. Laggoun-Défarge<sup>d</sup>, M.-F. Loutre<sup>e</sup>, J. Duprat<sup>b</sup>,

**Quaternary Science Reviews**

26 (2007) 1369–1383

<sup>a</sup> CNRS UMR5199 PACEA, Institut de Préhistoire et Géologie du Quaternaire, Université Bordeaux1, bât B18, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex, France

al.daniau@ipgq.u-bordeaux1.fr

<sup>b</sup> CNRS UMR5805, EPOC, EPHE, Université Bordeaux1, bât B18, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex, France

mf.sanchezgoni@epoc.u-bordeaux1.fr

j.duprat@epoc.u-bordeaux1.fr

<sup>c</sup> CEREGE, UMR6635, Université Aix Marseille III (Paul Cézanne), Europôle de l'Arbois, BP80, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France

beaufort@cerege.fr

<sup>d</sup> ISTO, UMR6113, CNRS-Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans cedex 2, France

fatima.laggoun-defarge@univ-orleans.fr

<sup>e</sup> Université catholique de Louvain, Institut d'Astronomie et de Géophysique Georges Lemaître, 2 chemin du Cyclotron, B-1348 Louvain-la Neuve, Belgium

marie-France.loutre@uclouvain.be

**Erratum** : pour les concentrations de microcharbons, il faut multiplier les valeurs par 100 ce qui n'affecte pas les variations. En effet, l'analyse d'image n'est pas effectuée sur 170 mm<sup>2</sup> mais sur 1.7 mm<sup>2</sup>.

## **Résumé**

Les enregistrements paléoenvironnementaux décrivant l'histoire des feux en Europe depuis le dernier Interglaciaire sont inexistantes. Nous présentons ici les variations de l'activité des feux du sud-ouest de la péninsule Ibérique issue de l'analyse des microcharbons préservés dans la carotte marine MD95-2042 couvrant le dernier cycle climatique. Les microcharbons ont été analysés par deux méthodes, l'une pétrographique et l'autre par analyse d'image. La variabilité des concentrations de microcharbons a révélé que la variabilité des émissions des feux présentait un cycle de 23 000 ans, comparable au cycle de précession. Un zoom sur la dernière période glaciaire a montré que les paleo-incendies suivaient la variabilité climatique de Dansgaard-Oeschger et des événements d'Heinrich, et par la même, la variabilité des températures atmosphériques du Groenland détecté dans les carottes de glace. L'absence d'augmentation des feux pendant l'arrivée de l'Homme Anatomiquement Moderne suggère que celui-ci n'utilisait pas le feu de manière intensive et régulière pour perturber la variabilité naturelle du régime des feux. La variabilité des quantités de microcharbons produits par les feux au cours de la dernière période glaciaire est interprétée en terme de changements de biomasse et de quantité de combustible. Un faible régime des feux est associé à des périodes de sécheresse caractérisées par le développement de végétation semi-désertique pendant les stadias. Le régime des feux augmente au cours des interstadias plus humides, en lien étroit avec le développement de forêts ouvertes méditerranéennes et de bruyères, augmentant la quantité de combustible à brûler.

## **Abstract**

Paleoenvironmental records in Europe describing paleofires extending back to the Last Interglacial have so far been unavailable. Here we present paleofire results from the combined petrographic and automated image analysis of microcharcoal particles preserved in marine core MD95-2042 retrieved off southwestern Iberia and covering the last climatic cycle. The variability of microcharcoal concentrations reveals that the variability of fire emissions is mainly imprinted by the 23 000 yrs precessional cycle. A focus on the Last Glacial Period further shows that paleofires follow the variability of Dansgaard-Oeschger oscillation and Heinrich events and, therefore, parallel the variability of atmospheric temperatures over Greenland detected in ice cores. There is no evidence for fire increase related to human activity. The variability of fire emission by-products for the Last Glacial Period is interpreted in terms of changes in biomass availability. Low fire activity is associated with periods of



drought which saw the development of semi-desert vegetation that characterised stadial periods. Fire activity increased during wetter interstadials, related to the development of open Mediterranean forests with more woody fuel availability.

**Keywords:** marine sequence; microcharcoal; fire; Iberian Peninsula; Dansgaard-Oeschger oscillations; Heinrich events

## I. Introduction

Fires occur today in both hemispheric regions at every period of the year and affect the chemistry of the atmosphere by the release of radiatively and chemically active gases i.e. greenhouse gases (carbon dioxide, methane, nitric oxide), and particulates (Crutzen *et al.*, 1979; Lobert *et al.*, 1990; Thonicke *et al.*, 2005; Carmona-Moreno *et al.*, 2005). Biomass burning appears therefore to be a significant driver for climate change (Clark *et al.*, 1997). The study of fire regime in the past is therefore an instructive approach to tackling changes in atmospheric conditions and discusses the feedback mechanism through fire-derived greenhouse gases.

Several studies on marine cores from the Southern Hemisphere have shown a link between fire history and orbital scale climatic variability over last Glacial/Interglacial cycles (Beaufort *et al.*, 2003; Kershaw *et al.*, 2002; Bird and Cali, 1998; Verardo and Ruddiman, 1996; Thevenon *et al.*, 2004). In Europe, due to the temporally limited archives (lake, peat, swamp), fire activity studies cover only the Holocene time period, and mainly focus on boreal and temperate regions (Bradshaw *et al.*, 1997). They show local climatic control over fire regime at a centennial scale, the latter exerting in turn an influence on vegetation development at a regional scale. Human interference with fire regime has been also proposed (Bradshaw *et al.*, 1997).

At present, one of the most fire sensitive regions in Europe is Iberia, related to severe anticyclonic summer drought contemporaneous with high ENSO activity (Carmona-Moreno *et al.*, 2005). However, no studies so far show the impact of the sub-orbital climatic changes on fire regime even in a key region such as the Mediterranean. Here, we present for the first time a high resolution record of wildfire regime in southwestern Iberia covering the last climatic cycle from the microcharcoal analyses of the deep-sea core MD95-2042 off Lisbon. It has been shown that this core, retrieved not far from the mouth of the Tagus and Sado rivers, contains fine terrestrial material transported through canyons (e.g. pollen and microcharcoal) from both hydrological basins (Jouanneau *et al.*, 1998; Naughton *et al.*, 2007) and, therefore, should reveal fire regime changes of the southwestern Iberian Peninsula. Charcoal particles result from incomplete combustion of woody debris during fires. They are defined as an intermediate stage between vegetation debris and soot (total combustion). The result of this combustion is a shrinkage of cellular walls, although the structure and microstructure of wood are weakly affected (Clark, 1984; Chabal *et al.*, 1999). Microcharcoal

comprises all charred particles with a size less than 250 microns. It is relatively resistant to chemical decomposition (classified as inertite) (Hart *et al.*, 1994; Habib *et al.*, 1994; Quénéa *et al.*, 2006) and microbial decomposition is minimal (Verardo, 1997; Hockaday *et al.*, 2006) especially if microcharcoal burial occurs in an environment with high sedimentation rate such as that of the marine core MD95-2042.

Microcharcoal is generally analysed with the point-count method (Clark, 1982) based on an optical counting of particles. While this method has been significantly improved, it is time-consuming and does not permit the analysis of the morphology and structure of the particles (Tolonen, 1986) and thus fails to verify whether counted particles are actually derived from wood combustion. For these reasons, we have developed a new method based on a coupled analysis involving automated image (Beaufort *et al.*, 2003) and petrographic analyses.

The direct comparison between microcharcoal data and marine and terrestrial climatic records from the same core allows the pattern of variability of paleofire record to be interpreted in terms of paleoclimate. Previous studies of core MD95-2042 and of the twin core SU81-18 have shown the influence of millennial-scale climatic variability (Dansgaard-Oeschger oscillations (D-O) and Heinrich events) in the ocean and on land (Shackleton *et al.*, 2000; Pailler and Bard, 2002; Cayre *et al.*, 1999; Thouveny *et al.*, 2000; Sánchez Goñi *et al.*, 2000; 2002; Turon *et al.*, 2003). Notably, the millennial-scale climatic variability of Greenland and the North Atlantic ocean is synchronous with an alternation of semi-desert vegetation during D-O stadials and the development of open Mediterranean forest during D-O interstadials in southwestern Iberia. Further, the correlation of this paleofire record with the NorthGRIP isotopic curve (NGRIP members, 2004) will shed light on the links between fire, vegetation and climate in the North Atlantic region.

## **II. Environmental setting**

### **II.1 Present-day fires, vegetation and climate**

The Tagus basin today is characterised by a Mediterranean climate, with mild winters and hot and dry summers with a high level of precipitation in its western part (oceanic conditions) (Peinado Lorca and Martinez-Parras, 1987). This region is colonized by vegetation composed of Atlantic and Mediterranean floristic elements (Blanco Castro *et al.*,

1997). Winds are characterised by a weak westerly component interrupted by a relatively strong northerly and northwesterly component in summer related to the intensification of Trade Portuguese Winds and causing the formation of a seasonal upwelling from July to September (Fiuza *et al.*, 1982).

At present, fires in Portugal and Spain occur during the dry summer season (June to August) (Carmona-Moreno *et al.*, 2005; Pérez *et al.*, 2003; <http://www.incendiosforestales.org/estadisticas.htm>). Pereira *et al.*, 2005 have reported rare and large wildfire events in Portuguese forests responsible for burning large areas of Portugal. These extreme fires are triggered by a long and intense dry period with an absence of precipitation in late spring and early summer and the occurrence of days of extreme synoptic situations characterised by south-easterly winds on the Iberian Peninsula (Figure 1) and a strong anomalous advection of hot and dry air from Northern Africa via central Iberia.

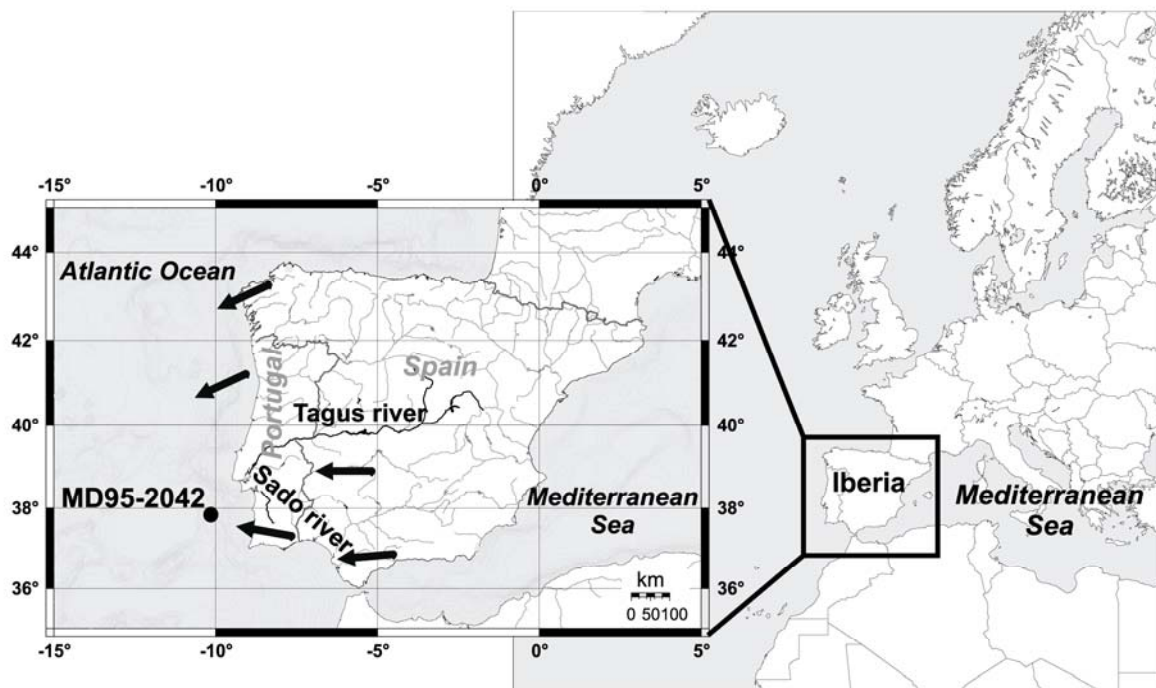


Figure 1. Map of the Iberian Peninsula showing core location of MD95-2042 (filled circle). Black arrows represent the wind direction anomaly during large summer wildfires after Pereira *et al.* (2005).

## II.2 Microcharcoal production and deposition

Vegetation fires produce different sizes of particles of which the smallest, classified as fine particles, are deposited far from the source (Patterson *et al.*, 1987). Aeolian and fluvial

processes are the main agent responsible for the transport of microcharcoal from the combustion site to the sedimentation basin where they are preserved. Large fires are characterised by a convection column which is made visible even at large distances from the fire by smoke particles (Viegas, 1998). Particle diameters in these smoke plumes vary in size between the submicron scale and several centimetres (Schaefer, 1976), as fragmentation by collision can occur in these convective currents (Walsh and Li, 1997). These microcharcoal particles remain in the atmosphere and are moved long distances (Clark, 1988), carried by low atmospheric winds (<10km) and deposited a few days or weeks after their formation (Palmer and Northcutt, 1975; Clark and Hussey, 1996).

In water, after a short period of bedload transport, charred fragments break down into relatively resistant, somewhat rounded pieces, and thereafter remain stable. They exhibit the same behaviour as fragments of highly vesiculated pumice, which initially floats and sinks as it becomes waterlogged (Nichols, 2000). The small charcoal particles may sink in a matter of hours, but the larger ones may float for months or years before becoming waterlogged and sinking. Whitlock and Millspaugh (1996) have reported charcoal introduced into deep lake sedimentary record within a few years after a fire event.

Griffin and Goldberg (1975) have shown that coarse particles, generally deposited close to the fire source, can be washed by rivers and transported close to the coasts. However, the study of Jouanneau *et al.* (1998) on sediment transport at the location of core MD95-2042, have shown that suspended fine material (including pollen and microcharcoal) from Tagus and Sado estuaries can be transported through canyons to the deep ocean. Microcharcoal sedimentation, which may be comparable to pollen sedimentation behaviour, can be deposited in several weeks on the ocean floor as a part of the marine snow (Hoogmestra *et al.*, 1992; Chmura *et al.*, 1999).

The relatively rapid aeolian and fluvial transport, in the order of days or weeks, suggests that no significant timelag exists between production and deposition of microcharcoal at the study site. Although charcoal may undergo a period of storage in fluvial, alluvial, estuarine and soil sediments, we do not anticipate a significant temporal bias at the basin scale. Masiello and Druffel (1998) have reported a timelag of thousand years in the Pacific and Southern oceans between Black carbon (fire proxy) and bulk sedimentary organic carbon, but hypothesise that the age difference would be even smaller closer to the continents. For our study area, evidence of no significant timelag between production and deposition is further supported by the similar AMS  $^{14}\text{C}$  age obtained from level 290 cm of core MD99-2331 (42°09'00N, 09°40'90W) on the planktonic foraminifera specimen *Globigerina*

*bulloides* (15 770 yr  $\pm$ 130, ECLIPSE) and on bulk organic matter including microcharcoal and pollen (15 010 yr  $\pm$ 130, eth n° 28540, Zurich, Hajdas, pers. com.).

Experimental studies (Heusser, 1985) have shown that cores located close to the river mouth, as in the case of core MD95-2042, recruit pollen mainly from the river basins. The Tagus basin, which crosses the southern and central part of Iberia from the east to the west, is the major contributor of fine material to our study area (Jouanneau *et al.*, 1998) and therefore core MD95-2042 provides a reliable high resolution record of microcharcoal to explore fire variability of southwestern Iberia at a centennial to millennial scale.

### **III. Material and methods**

#### **III.1 Core location, sampling and chronostratigraphy**

Deep-sea core MD95-2042 (37°45'N, 10°10'W; 3146 m water depth) (Figure 1) was collected during the 1995 IMAGES cruise (Bassinot and Labeyrie, 1996) on the Iberian margin off Lisbon using the CALYPSO Kullenberg corer aboard the Marion Dufresne vessel. The site is located 140 km from the nearest coast line (Figure 1) on a nearly flat continental rise with slope <2%, downstream of the Tagus, Setubal and Sado canyons and upstream of the Tagus abyssal plain (Thouveny *et al.*, 2000). The sediments are mainly composed of clayey mud and carbonate (Cayre *et al.*, 1999), with 20-40% of carbonate and <1% of organic matter (Pailler and Bard, 2002).

Depth MD95-2042 (m)	Age (ka) (this study)	Events	Age (ka) 1.	Age (ka) 2.	Age (ka) 3.
3.05	11.63	base Holocene	11.63		
4.34	14.59	base Bölling	14.59		
4.58	15.635	H1/GIS1		15.635	
4.59	15.659	H1/GIS1		15.659	
5.38	17.743	H1		17.743	
5.39	17.77	H1		17.77	
6.58	20.766	LGM		20.766	
8.41	24.364	H2/GIS2		24.364	
9.18	25.734	H2		25.734	
9.21	25.808	H2		25.808	
10.19	28.096	H3/GIS4		28.096	
10.78	29.395	H3		29.395	
10.79	29.424	H3		29.424	
11.99	33.433	end of GIS6		33.433	
12.79	35.578	GIS7		35.578	
13.61	38.877	H4		38.877	
13.78	39.318	H4		39.318	
15.48	46.019	H5/GIS12		45.268	46.77
15.8	48.328	H5			48.328
16.44	51.9	GIS14			51.9
16.65	53.52	GIS15			53.52
17.31	57.23	GIS17			57.23
17.8	60.146	H6/GIS17			60.146
18.6	63.812	base H6			63.812
19.92	74	GIS20			74
21.4	82.9	MIS 5a	82.9		
24.92	116	Upper limit of MIS5e "plateau"	116		
25.8	128	Beginning of MIS5e "plateau"	128		
25.94	129.1	Interglacial high stand	129.1		
26.26	132	MIS6/5	132		
29.9	160	base MIS6	160		

**Table 1.** Control points for the age model of core MD95-2042. Column 1: Shackleton *et al.* (2000-revised June 2002, 2003). Column 2: Bard *et al.* (2004). Column 3: Shackleton *et al.* (2004), Age GRIP SS09sea.

The age model of core MD95-2042 is based on 12 age control points from Shackleton *et al.* (2000-revised June 2002, 2003, 2004) and 16 AMS  $^{14}\text{C}$  ages from Bard *et al.* (2004) and follows that of Sánchez Goñi (2006) (table 1).

Between 0 and 4.34 m (column 1) only two age control points are available, obtained by tuning the  $\delta^{18}\text{O}$  of the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* to the  $\delta^{18}\text{O}$  record of GISP2 ice record (Shackleton *et al.*, 2000). For the core-depth interval 4.58-13.78 m we used 15 AMS  $^{14}\text{C}$  ages (column 2) on *Globigerina bulloides* with a calendar time scale built by tuning the alkenone record of Iberian margin sediments with the  $\delta^{18}\text{O}$  record of the GISP2 ice core (Bard *et al.*, 2004). Similar AMS  $^{14}\text{C}$  ages to those of Bard *et al.* (2004) were obtained by Shackleton *et al.* (2004) for this interval by the tuning of the  $\delta^{18}\text{O}$  of the planktonic foraminifera from MD95-2042 with the GISP2 time-scale and with the GRIP SS09sea time

scale, the latter being the most recent. The age obtained for level 15.48 m is the mean between those in column 2 and column 3 (table 1). From 15.80 to 19.92 m depth, seven age control points (column 3) were used, obtained by tuning the planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  with the GRIP SS09sea time scale (Shackleton *et al.*, 2004). For the bottom part of the core (21.40-29.90 m), six age control points (column 1) were defined by Shackleton *et al.* (2003) using the correlation of equivalent sea level stands identified in the  $\delta^{18}\text{O}$  of benthic foraminifera of core MD95-2042 with those detected and dated by U/Th in coral terraces from the Pacific ocean.

For the purpose of this study, core MD95-2042 was sampled every 10 cm down to 2700 cm, and every 5 cm between 1300 and 1419 cm, this last interval corresponding to the time of the arrival of Anatomically Modern Humans (AMH) in this region, giving an average resolution of 500 years. Moreno (2000) described the perturbation of the magnetic fabric of this core over the first 15 m due to the elongation of the core during coring process resulting in a higher accumulation rate in the upper part of the core.

## **III.2 Microcharcoal analyses**

### ***III.2.1 Petrographic analysis***

The erosion of organic-enriched sediments (including coals) from the sedimentary basins may be a source of non-burnt and oxidized particles, i.e vitrinite, which can appear black in transmitted light and be misidentified as burnt particles. A number of sites containing coal are reported in Spain and Portugal (Arche *et al.*, 2004; Flores, 2002; Jiménez *et al.*, 1999; Suárez-Ruiz and Jiménez, 2004; Suárez-Ruiz *et al.*, 2006), but are however out of the hydrological basins of the Tagus and Sado rivers. Moreover, pollen analysis of core MD95-2042 revealed only a sporadic presence of putative prequaternary trilete spores (Sánchez Goñi M.F., pers. com.) which supports our inference of a negligible input of material reworked from geologically ancient deposits. In order to check whether black particles in this core derive from fire, we applied petrographic analysis to 29 levels representing maxima and minima of microcharcoal concentration, as revealed by automated image analysis.

Petrographic analysis in white reflected light has been performed on polished slides following a slightly modified preparation technique developed at the ISTO laboratory (Orléans University). Chemical treatments with HCl (10 mL 25%; 50% - followed by centrifugation); HF (25 mL 70%; centrifugation); HCl (10 mL 25%; centrifugation) were applied for demineralisation of about 0.2 g of dried sediment. We added 5 mL of 68%  $\text{HNO}_3$



and 33% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> leaving it for 24 hours. Despite a possible microcharcoal fragmentation during centrifugation, this step was crucial to remove all HF solution. We applied a dilution of 0.1 before filtering on cellulose acetate filters containing nitrocellulose (diameter 25 mm, porosity 0.45 µm). Filters were dissolved on Plexiglas (5 mm thickness) with ethyl acetate. We also verified that centrifugation did not substantially remove particles. After hand polishing, each particle appearing black in transmitted light was analysed in white reflected light using a Leica DM6000M microscope at x500 magnification using a squared grid eye piece. Four categories of particles were identified based on criteria traditionally used for petrographic studies and described in the work by Noël (2001):

- a) burnt particles (BP), showing visible plant structures characterised by thin cell walls and empty cellular cavities with sharp edges, a low to relatively high reflectance, sometimes with the presence of devolatilisation vacuoles.
- b) homogeneous particles (without visible structures) identified by their low to medium reflectance in grey (HGP).
- c) homogeneous particles with a high reflectance (in white) (HWP).
- d) particles which cannot be classified as either BP and HGP because the position of these particles were not under focus (especially on the edge of the filter) (Unclassified Particles UcP).

### ***III.2.2 Image analysis for microcharcoal counting***

288 samples were analysed using automated image analysis. Microcharcoal preparation technique was adapted from the work of Beaufort *et al.* (2003). About 0.2 g of dried sediment was directly submitted to chemical treatment without centrifugation because fragmentation occurs during this procedure (Rhodes, 1998) and without rinsing between acids to reduce the loss of microcharcoal. We applied combined acid-base oxidation for removing all organic contamination from the samples (Bird and Gröcke, 1997). This treatment was performed over 24 hours on the dried sediment and involved the addition of 5 mL of 37% HCl for carbonate hydrolysis; 5 mL of 68% HNO<sub>3</sub> for pyrites and humic material removing (Clark, 1984 ; Winkler, 1985); 10 mL of 33% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> for labil or less refractory organic matter and for kerogen oxidation (Wolbach and Anders, 1989). This procedure does not blacken unburned plant materials (Clark, 1984). Microcharcoal extracted by this chemical treatment is most likely equivalent to organic resistant elemental carbon (OREC), a reliable combustion/pyrolysis product (Bird and Gröcke, 1997). For this study we used the term

microcharcoal for small carbonised particles produced during fires, following Jones *et al.* (1997).

Dilution of 0.1 was then applied to this residue and this suspension was filtered onto a cellulose acetate membrane of 0.45  $\mu\text{m}$  porosity and 47 mm in diameter. A portion of the membrane was mounted onto a slide with Canadian balsam. The slides were scanned with an automated Leica DMRBE microscope in transmitted light at a x500 magnification. In order to have a good statistical representation of each sample, 100 view-fields (100 images) of 1.7  $\text{mm}^2$  were “grabbed” in black and white with a standard 756x582 pixels digitising camera (Beaufort *et al.*, 2003). Images were analysed using an adapted program of image analysis written in Scion Image software, allowing microcharcoal recognition given by a threshold in grey level. This threshold was determined by visual identification of microcharcoal following criteria from Boulter (1994) i.e. black debris, opaque, angular with sharp edges.

Several measured variables were obtained for each particle of microcharcoal: surface area, length and width of the ellipsoid of the particle, as well as the number of microcharcoal particles for each level. All particles less than 15 pixels in area were removed and the variable perimeter was not used because of the large range of calculated values which may be obtained for the same object by this software depending on the orientation of the particle in the plane (Francus P., pers. com.).

From these measurements we calculated for each sample (for the calculation method see Beaufort *et al.*, 2003):

- a) the concentration of microcharcoal (Char number): number of microcharcoal particles per gram ( $\text{nb.g}^{-1}$ ).
- b) the concentration of microcharcoal surface area (Char surface), which is the sum of all surface areas of microcharcoal in one sample per gram ( $\mu\text{m}^2.\text{g}^{-1}$ ). This is to avoid the overrepresentation of microcharcoal concentration as the result of potential fragmentation during production (Théry-Parisot, 1998) or transport.
- c) the morphology of the microcharcoal based on the elongation degree (length divided by width). Umbanhowar and McGrath (1998) have demonstrated experimentally that the elongation degree can be a good indicator for the determination of the burnt vegetation type. Charcoal fragmentation occurs along axes derived from the anatomical structure of plant species and the elongation degree is preserved even when the particle is broken (Clark, 1984; Umbanhowar and McGrath, 1998). A near-square morphology (ratio of one) characterises particles produced during the burning of deciduous forest. A high ratio (elongate particles) identifies the burning of herbaceous vegetation.

d) the mean microcharcoal surface area per sample (Char surface divided by Char number,  $\mu\text{m}^2$ , Char mean surface) in order to estimate the intensity of fires (fires of high or low temperature). Particles produced during a fire of low or medium temperature are generally bigger than those produced during an intense fire (Théry-Parisot, 1998; Komarek *et al.*, 1973).

e) the microcharcoal fluxes ( $\mu\text{m}^2.\text{cm}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ ).

McDonald *et al.* (1991) have experimentally validated the use of image analysis showing a good correlation between visual counts using Clark's method and image analysis. However, image analysis appears to underestimate the surface area of microcharcoal due to the effect of light "bleeding" onto the edges of fragments, lowering the optical density of the periphery of microcharcoal particles.

## **IV. Results**

### **IV.1 Petrographic analysis**

Petrographic analysis has revealed the presence of burnt particles in all the samples (Figure 2). Figure 2a shows that the microcharcoal number concentration values were quite high all along the profile (500 to 100 000  $\text{nb.g}^{-1}$ ). The BP represent up to 20% of the total number of counted particles. The HGP dominate the total number of particles (51% on average) with concentration values ranging between 25 000 to 170 000  $\text{nb.g}^{-1}$ . The HWP are quite rare (Figures 2a and 2b).

The surface area concentration values of BP were globally lower (from 0.07 to 3.46  $\text{mm}^2.\text{g}^{-1}$ ) than those of HGP (Figure 2b), but contribute as much as 5 to 40% (16% on average) of the total surface area which is not negligible for the marine domain. Indeed, Noël (2001) has reported surface area of BP representing 40% of the total surface area for ancient soil regularly burnt. The HGP contribute to the high values (54.5% on average) of the total surface area. UcP number concentration values represent in average the 36% of the total particle number (from 15 000 to 103 000) and only the 27% of the total surface area.

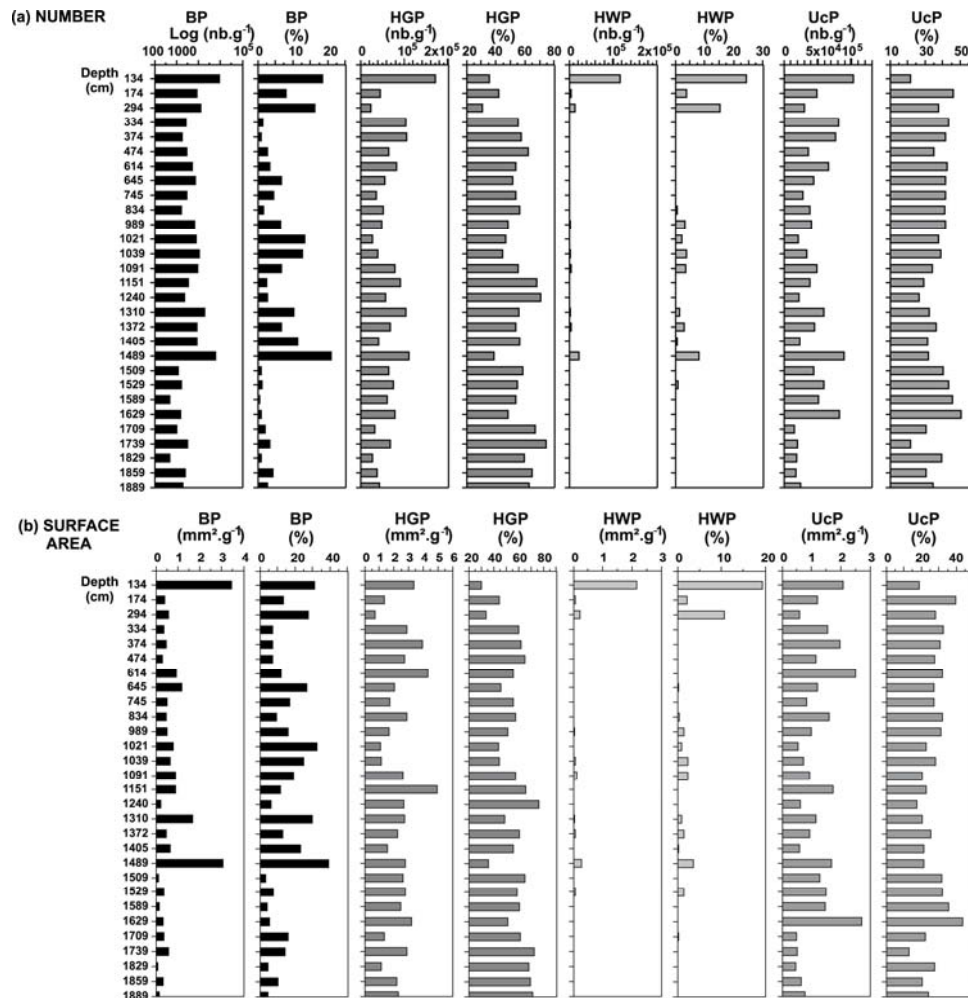


Figure 2. (a) Histograms showing number concentration and associated percentages for Burnt Particle (BP), Homogeneous Grey Particle (HGP), Homogeneous White Particle (HWP) and Unclassified Particle (UcP) by samples from petrographic analysis of core MD95-2042. Logarithmic scale for BP number concentration.

(b) Idem but for surface area concentration.

The HGP could be classified as vitrinite particles following identification with petrographic criteria, i.e. homogeneous gelified particles with a grey reflectance. However, Noël (2001) has reported carbonised particles showing the same characteristics as vitrinite probably due to a less severe combustion of the plant debris. Our own observations carried out on charcoals of pine and oak, the most important trees found in the Mediterranean forest, collected from domestic fireplace and on moorland surface samples, confirmed these features. As a matter of fact, microscopic observations (in incident light) revealed two distinctive morphologies within the same particle: a characteristic burnt particle structure (with highly reflected thin cell walls and empty cavities) progressively replaced by a homogeneous and gelified structure. Broken particles can therefore lead, because of the fragility of the cellular

cavities, to one part with visible structures and the other with a homogeneous aspect. These two types of particles will be counted apart, one in BP and the other one in HGP, although they come from the same particle of ash. Some apparently homogeneous particles have also been observed at a x625 magnification and have revealed the presence of small remnants of cellular cavities not obviously visible at a x500 magnification. Moreover, the surface area distribution (Figure 3) of these particles showed that BP are larger than HGP and HWP: the median, the quartiles at 25% and 75% and the maximum are higher for BP. From these observations we believe that HGP, which form the majority of particles, are debris from burnt particles, for which the original structures were broken during transport by air or water. The variation of reflectance for the different categories can be explained by different temperatures of combustion.

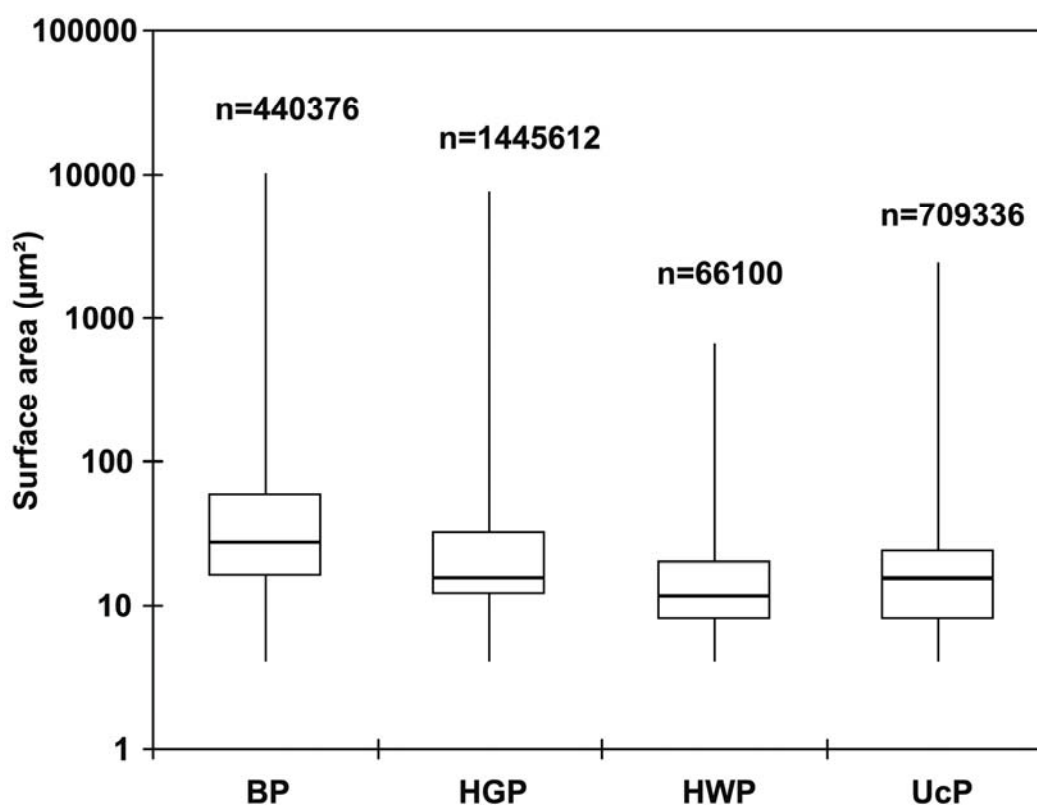


Figure 3. Box plots showing the surface area distribution (logarithmic scale) for Burnt Particle (BP), Homogeneous Grey Particle (HGP), Homogeneous White Particle (HWP) and Unclassified Particle (UcP) from petrographic analysis of core MD95-2042. Black horizontal lines represent the median. Vertical lines represent the minimum and maximum of surface area. The lower (and upper) box limits represent the first (and third) quartile. *n* is the number of particles.

## IV.2 Image analysis: wildfire regime in southwestern Iberia

Cayre *et al.* (1999) have shown that core MD95-2042 records the glacial Marine Isotopic Stages (MIS) 6, 4, 3, 2 and the interglacials MIS 5 and 1 (Figure 4), i.e. the last climatic cycle. A visual inspection of the record reveals that Char surface and Char number covary and have undergone rapid fluctuations from low to high concentration values. Char surface varies between 89.7 and 652.5  $\times 10^3 \mu\text{m}^2.\text{g}^{-1}$  and Char number between 23.5 and 181.4  $\times 10^3 \text{nb}.\text{g}^{-1}$ . The alternation of minima and maxima of Char surface and Char number are punctuated by episodes characterised by very low concentration values indicated by the grey bands. These intervals correspond to ages of 135.3-126.5 ka (transition between MIS 6 and 5); 86.5-82.7 ka (cold period of Mélisey II, end of OIS5 (Sánchez Goñi *et al.* 1999)); 12.9-11.8 ka (Younger Dryas identified by Lézine and Denèfle (1997) in the twin core SU81-18); 62.8-59.6 ka; 48.8-46.4 ka; 40-38.5 ka; 30.7-28.9 ka; 25.2-23.3 ka; 17.6-15 ka during the Last Glacial Period. The Char mean surface record reflects a similar variability pattern, the biggest particles, indicating rapid fires of low intensity, characterising the episodes of very low values of Char surface and Char number.

The organic carbon (OC) content has been interpreted as a marine productivity proxy since  $\text{CaCO}_3$  and OC contents were positively correlated (Pailler and Bard, 2002). However, a part of the OC content may be of terrestrial origin, including organic matter, charcoal and coal (see section 3.2.1 for the latter). The weak correlation ( $r=0.22$ ;  $R^2=0.05$ ) between the OC content and Char surface (Figure 5) supports our conclusions from petrographic analysis that microcharcoal were uniquely isolated during the extraction procedure and are a proxy for biomass burning (Thevenon *et al.*, 2004).

The similar shape of the microcharcoal influx curve and the mean sedimentation rate curve (Figure 4) suggests that major changes in the accumulation rate (Moreno, 2000) strongly affected the calculated influx, in particular, for the upper 15 meters of the core. However, if we do not consider absolute values but focus on the variability of influx trends, the influx maxima (and minima) correspond to maxima (and minima) of concentration. The fact that the same variability pattern is reported for influx, concentration and mean surface area of microcharcoal (free from changes in sedimentation rate), suggests that the microcharcoal concentration record represents the most reliable picture of fire regime variability in this region. For this reason, we will use only concentration curves for the following discussion. Core MD95-2042 thus identifies fluctuations in the fire regime, with an alternation of periods with high frequency and intensity of fire characterised by high values of

Char surface/number, and periods with relatively weak frequency and intensity of fire identified by low value of Char surface/number.

To extract the significant periodicities contained in the microcharcoal signal, spectral analysis was performed using different algorithms (Blackman Tuckey, Maximum Entropy, Thomson and Singular spectrum analysis) on Char surface and Char mean surface. The results show the presence of a period close to 23 ka (22-23 ka) (precession) as the main cycle of temporal variability in the charcoal record. Spectral analysis conducted on Char mean surface reveals periods of 8.5 ka and 6.1 ka, 5.4-5.7 ka, 2.8-2.9 ka and a less pronounced period of 4.6-4.7 ka (Figure 6b). The Char surface also displays millennial periods, one around 8.8 ka particularly between 75 000 and 105 000 years, 6.3 ka, 4.8 ka (4.5-4.9) and 2.9 ka (2.8-3) (Figure 6a). Our fire record is mainly imprinted by the precession, and periods which are multiples of the millennial variability (c. 1.5 ka) of D-O (8.5, 6.1, 4.8, 2.9 ka). The 8.5 ka and 6.1 ka are probably related to the precessional harmonic p3 (p3=7.4 ka) reported in the equatorial Atlantic by Pokras and Mix (1987) on the abundance of the freshwater diatom *Melosira* spp. and the 5.4-5.7 ka to p4 (p4= 5.5 ka).

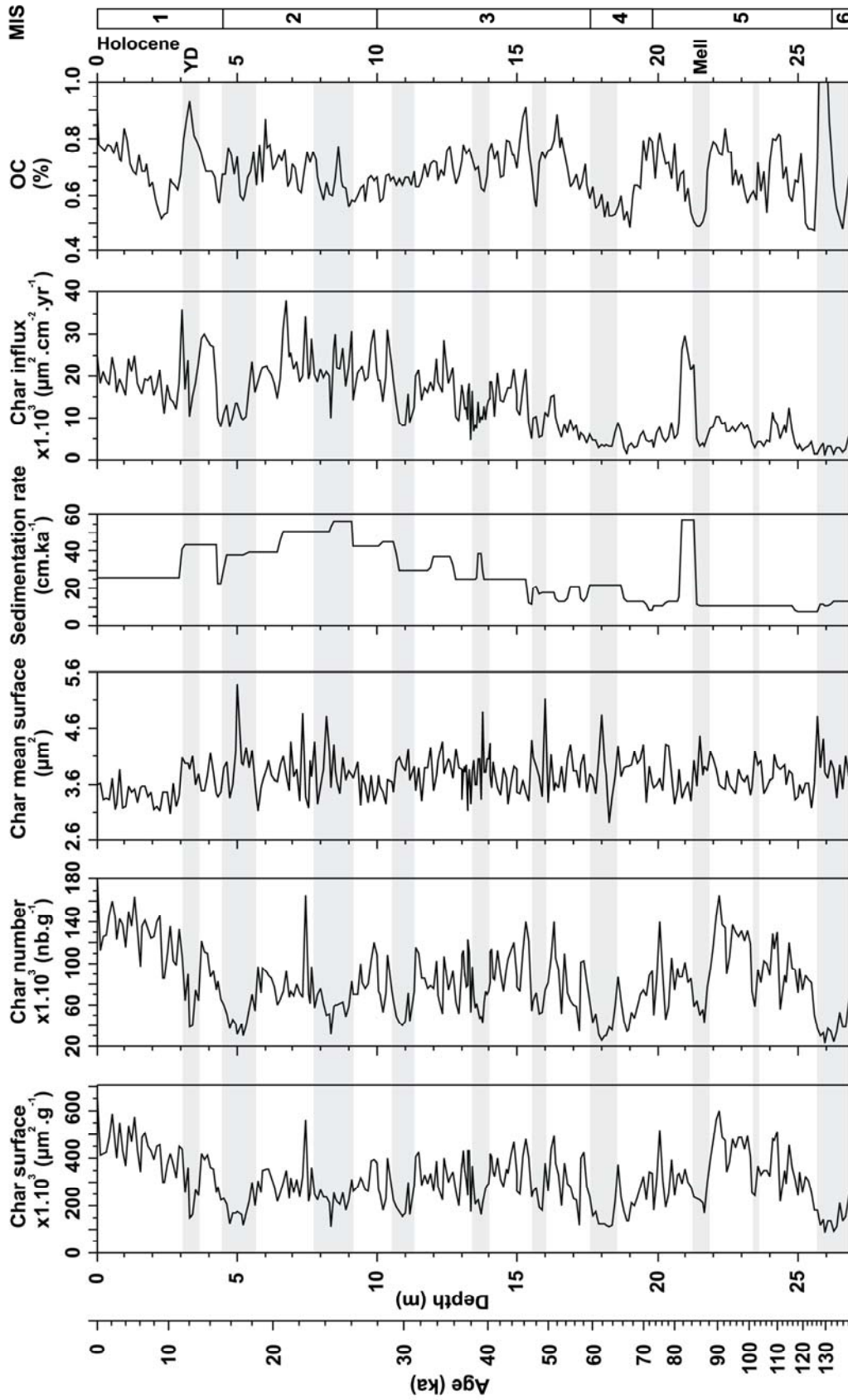


Figure 4. Results from microcharcoal image analysis (this work) and comparison with the organic carbon content (OC) from Pailler and Bard (2002) of core MD95-2042. All records are plotted versus depth. a) the microcharcoal surface area concentration curve (Char surface), b) the microcharcoal number concentration curve (Char number), c) the microcharcoal mean surface area curve (Char mean surface), d) the mean sedimentation rate obtained from the age model of this study, e) the microcharcoal influx curve, f) the percentage curve of organic carbon content (OC) from Pailler and Bard (2002). Grey intervals indicate the lowest values of microcharcoal concentration. Limits of marine isotopic stage (MIS) are from Cayre et al. (1999). The Younger



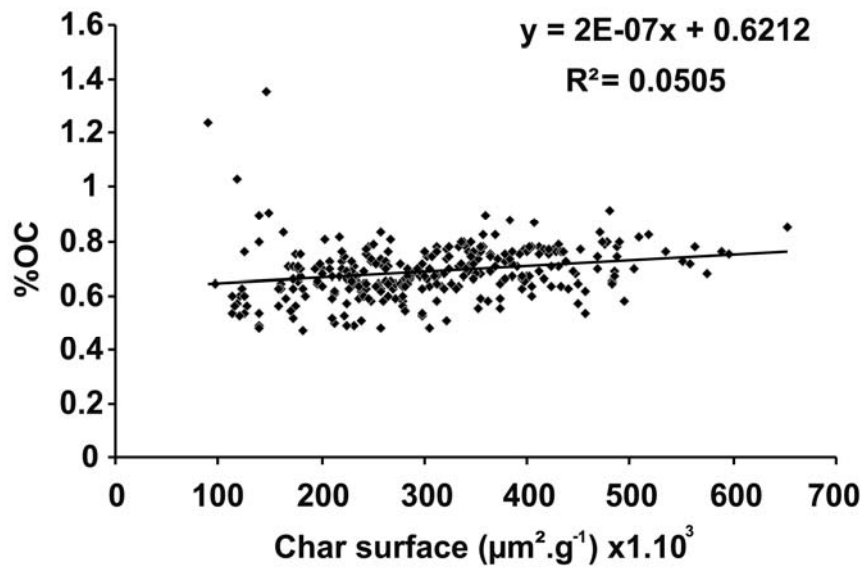


Figure 5. Correlation between microcharcoal concentration (this work) and organic carbon content (Pailler and Bard, 2002) of core MD95-2042.

No substantial contribution of human fire activity is recorded over the studied time period and, in particular, at the moment of the arrival of Anatomically Modern Humans in this region at around 33 000 years BP (d'Errico and Sánchez Goñi, 2003). This result differs from that of Beaufort *et al.* (2003), who inferred a substantial increase in the amplitude of the microcharcoal concentration at the time of the arrival of Anatomically Modern Humans in Indonesia (50 ka). We can propose as a working hypothesis that AMH arriving in this region did not use fire as a tool for modifying their environment as has been proposed for the first inhabitants of Indonesia. An alternative hypothesis could be that their number was low and any human-fire signal was masked by stronger variability in fire regime driven by climate through changes in fuel availability.

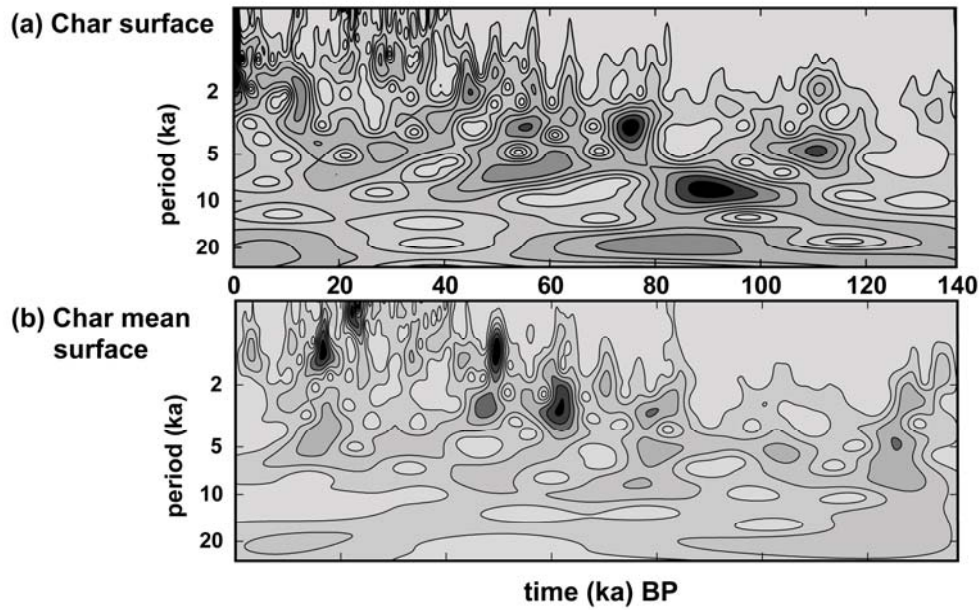


Figure 6. Amplitude of the wavelet transform of the Char surface and Char mean surface time series. The X-axis is the time scale (ka) and the Y-axis corresponds to periods (ka). The color reflects relative changes in the amplitudes, i.e. darker color represents larger amplitudes, while the lighter one indicates weaker amplitude. This figure shows the frequency evolution of the fire regime over the last 140 000 ka.

## V. Wildfires and climatic variability in southwestern Iberia for the Last Glacial Period (70-14 ka)

For the purpose of this study, we have focused on the Last Glacial Period to explore how fire regime was affected by the sub-orbital climatic changes.



*Figure 7. Comparison between microcharcoal trends and climatic proxies of core MD95-2042. All records are plotted versus age. From left to right: a) the NorthGRIP isotopic curve b) the planktic isotopic curve reflecting sea surface temperature and salinity changes (Shackleton et al., 2000), c) the concentration curve of the Ice Rafted Debris (IRD), d) the percentage curve of the polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* l.c. (left coiling), e) the surface area concentration curve of microcharcoal (Char surface), f) the elongation degree of microcharcoal, g) pollen percentage curve of the temperate forest including Mediterranean plants, h) pollen percentage curve of the semi-desert vegetation (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*), i) pollen percentage curve of *Ericaceae* (heather). The pollen data are from Sánchez-Goñi et al. (2000) and Sánchez-Goñi (2006) except for the interval 14,000 and 25,000 years where they come from the twin core SU81-18 (Lézine and Denèfle, 1997). Grey bands indicate Heinrich events and other D-O stadials. The age model (calendar age) for core MD95-2042 derives from Shackleton et al. (2000-revised June 2002, 2003, 2004) and Bard et al. (2004). GIS n° indicates Greenland interstadial number.*

---

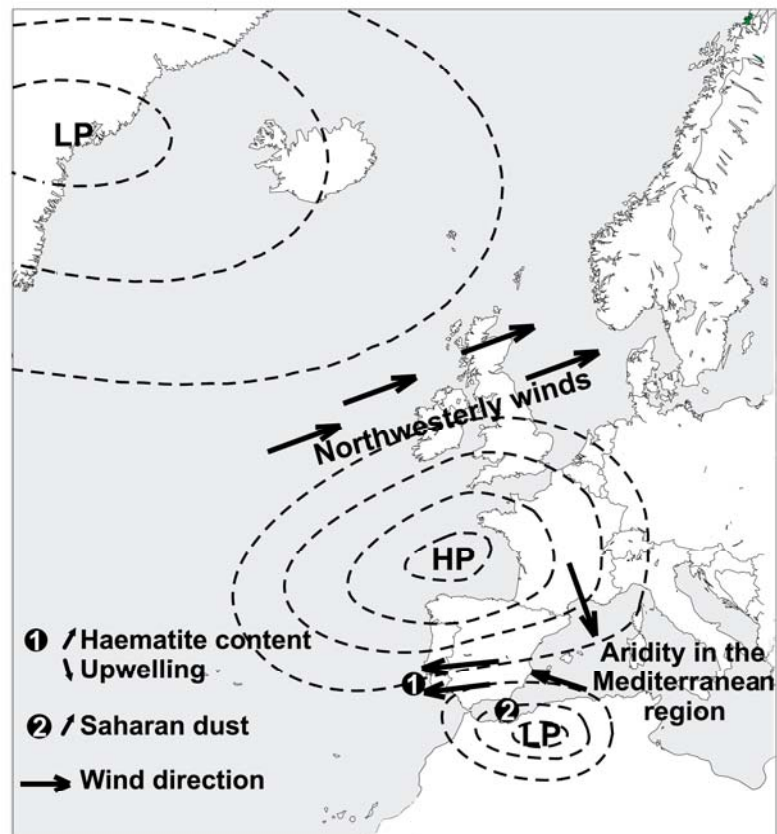
Previous studies (Figure 7) carried out on different proxies from core MD95-2042 have revealed that the southwestern Iberian margin preserves a strong imprint of the D-O oscillations and Heinrich events. D-O stadials are evidenced in core MD95-2042 by a decrease of sea surface temperature (SST) (Pailler and Bard, 2002, not shown), and heavy planktonic oxygen isotopic values from *Globigerina bulloides* (Shackleton et al., 2000) while D-O interstadials are characterised by warmer SST and light planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  values. Extreme cooling episodes corresponding to Heinrich events were characterised by the occurrence of ice rafted debris (IRD) (Cayre et al., 1999; Gendreau, 1999; Sánchez Goñi et al., 2002; Sánchez Goñi, 2006), the strongest increase in planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  values, the development of the polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s.) left coiling and peaks in magnetic susceptibility (Thouveny et al., 2000, not shown). A visual inspection of the record reveals that the fire regime covaries with the planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  value (Figure 7), i.e. weak fire activity is associated with heavy  $\delta^{18}\text{O}$  anomaly during stadials whereas strong fire activity with light  $\delta^{18}\text{O}$  anomaly during interstadials. The lowest fire activity (62.8-59.6 ka; 48.8-46.4 ka; 40-38.5 ka; 30.7-28.9 ka; 25.2-23.3 ka; 17.6-15 ka) corresponds to Heinrich events. Fire regime also parallels the variability of atmospheric temperature shifts over Greenland indicated by  $\delta^{18}\text{O}$  from NGRIP. High and low fire regimes correspond to D-O interstadial and stadial periods, respectively. However, a contrasting trend is observed: while the increase of  $\delta^{18}\text{O}$  is abrupt in Greenland at the onset of interstadials, fire activity increases gradually.

Today, fire activity is enhanced during severe summer drought associated with persistent anticyclonic conditions (Carmona-Moreno *et al.*, 2005; Pereira *et al.*, 2005). During the Last Glacial Period, interstadials are characterised by a high fire activity whereas stadials and Heinrich events (HE) are associated with low fire activity. We could hypothesize therefore using the classical interpretation for the Holocene (Millspaugh *et al.*, 2000; Whitlock, 2001; Whitlock and Millspaugh 1996; Carcaillet *et al.*, 2001; Bradshaw *et al.*, 1997) that periods of high fire regime indicate episodes of severe drought. However, our record shows the opposite. Indeed, climatic conditions of the southwestern Iberia determined by pollen analysis (Sánchez Goñi *et al.*, 1999, 2002; Turon *et al.*, 2003) show that the D-O climatic variability has strongly affected this region, producing an alternation of semi-desert vegetation mainly composed of *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra* during stadials indicating dry atmospheric conditions, and open Mediterranean forest (mainly evergreen and deciduous oak) during interstadials identifying wetter and warmer periods (Figure 7). The dry climatic conditions in southwestern Iberia during stadials would be expected to favour fire ignition and, therefore, high fire activity should be found in our record, which is not the case. This apparent mismatch between low fire regime and dry climatic conditions on the continent could be explained either by a different transport of microcharcoal during stadials (fluvial or wind direction and intensity shifts) or by a low biomass availability (Black *et al.*, 2006).

The North Atlantic Oscillation (NAO) is a characteristic feature of the wintertime temperature and precipitation patterns across the North Atlantic region. During the positive phase of NAO, the Mediterranean region experiences major drought because of the shift of the westerlies northwards, whereas a negative phase brings humidity to this region due to weaker westerly winds being guided southwards to mid-latitudes. For the Last Glacial Period, a prevailing phase of a positive NAO-like situation during stadials has been already suggested for the Iberian Peninsula (Sánchez Goñi *et al.*, 2002; Moreno *et al.*, 2002a; Combourieu-Nebout *et al.*, 2002). Nowadays, years with a high NAO index lead to the development of orographic low pressures over North Africa (Moulin *et al.*, 1997; Hamonou, 2000). Based on these works and that of Trigo *et al.* (2002), we suggest that this atmospheric pattern creates a prevailing south-easterly wind component over the Iberian Peninsula during stadial events similar to that observed today and described by Pereira *et al.* (2005) (Figure 1) during episodes of large wildfires in Portugal. We assume that this rare atmospheric pattern (Pereira *et al.*, 2005), leading to southeasterly winds, was enhanced and more frequent during D-O

stadials because of the prevalence of a positive NAO-like situation (Figure 8). Moreover, the low microcharcoal concentration during stadials is contemporaneous with haematite-rich dust layers in core MD95-2042 which have been related to aeolian transport by strong winds blowing from the Iberian Peninsula to the Atlantic ocean (Moreno *et al.*, 2002b). Finally, the Portuguese margin is characterised at present by an upwelling during summer related to winds of North or Northwest component (Trigo and DaCamara, 2000). The increase of percentages of the coccolith species *Florisphaera profunda* (Bouldoire *et al.*, 1996) and the decrease of productivity (Pailler and Bard, 2002) revealed by the same core provide evidence for a breakdown in upwelling activity during D-O stadials and particularly Heinrich events on the Portuguese margin. This also indicates a synoptic situation with a dominant southeasterly wind. The presence of Saharan dust found in the Alboran Sea (Mediterranean sea) during stadials (Moreno *et al.*, 2005) is furthermore in agreement with this situation. The prevailing south-easterly wind conditions would have favoured the transport of microcharcoal to our study area during stadials. Wind direction does not appear therefore to have been a limiting agent for microcharcoal transport during these cold periods.

### Dansgaard-Oeschger stadials and Heinrich events



*Figure 8. Synoptic scheme illustrating the location of high and low pressures (HP and LP) and main wind directions over the eastern North Atlantic region for a positive North Atlantic Oscillation situation, according to Moulin et al. (1997) and Hamonou (2000). Location of marine cores: 1. MD95-2042, 2. MD95-2043. D-O stadials and Heinrich events would be the result of prevailing positive NAO-like situation blocking the upwelling off Portugal (Moreno et al., 2002b; Bouldoire et al., 1996; Paillet and Bard, 2002), and increasing Saharan dust input in the Alboran sea (Moreno et al., 2005).*

---

During D-O interstadial periods, some authors have reported an increase in frequency of a negative NAO-like situation (Sánchez Goñi *et al.*, 2002; Moreno *et al.*, 2002a; Combourieu-Nebout *et al.*, 2002). From Trigo *et al.* (2002), this atmospheric situation will induce winds coming from the southwest to the Portuguese coast. The microcharcoal could be therefore displaced inland of the Iberian Peninsula because of this dominant wind pattern. However, a high concentration of microcharcoal is found in our record off western Iberia during interstadials. During these periods, Combourieu-Nebout *et al.* (2002) suggest that the climatic conditions are close to present-day ones, and therefore fires can develop in summer under atmospheric conditions comparable to the rare situation described by Pereira *et al.* (2005). In winter, enhanced precipitation increasing river flow (Trigo *et al.*, 2004) can wash microcharcoal from the land surface and the atmosphere transporting microcharcoal to the Atlantic ocean.

Microcharcoal concentration variability in core MD95-2042 does not appear therefore to be controlled by the efficiency of aeolian and fluvial transports. The synchronicity between forest cover and microcharcoal concentration shifts suggest a strong relationship between microcharcoal production and fuel availability (Figure 7). We infer that during Heinrich events and D-O stadials, fires propagate in the semi-desert vegetation, characterised by *Artemisia*, *Chenopodiaceae* and *Ephedra*, producing a low quantity of microcharcoal and bigger and elongate particles (Figure 7). Indeed, studies on different type of steppic formation in Iberia have already shown that the semi-desert vegetation has the lowest biomass (Gauquelin *et al.*, 1998). In grassland ecosystems, residence times of fire and fire intensities are typically low (Johansen *et al.*, 2001) and can produce bigger particles (Komarek *et al.*, 1973; Théry-Parisot, 1998; Umbanhowar and McGrath, 1998). The highest values of the mean elongation degree of our particles during stadials, except for Greenland Stadial (GS) 8 and GS12 (Figure 7) also confirm that fires propagate in herbaceous vegetation (Umbanhowar and McGrath, 1998).

During interstadials, the smaller, wider particles indicate fires of high intensity which propagate slowly. This kind of fire, occurring today in temperate forest and heathland, is consistent with vegetation reconstruction from pollen preserved in the same levels. Moreover, the study of modern fires (Blackford, 2000) has shown very high charcoal concentrations and small charred particles as the result of intense fires in heathland (Théry-Parisot, 1998). We infer therefore that during interstadials, fires propagated in the Mediterranean forest and heathland, the high input of microcharcoal being derived from the increased availability of woody fuel.

The variability of the fire regime in southwestern Iberia thus likely reflects changes in biomass availability accompanying the millennial-scale climatic variability of the D-O oscillations, leading to the apparent paradox that periods characterised in western Mediterranean region by major drought (D-O stadials), are associated with low fire activity.

## **VI. Conclusions**

Microcharcoal analyses of core MD95-2042 document in detail the fire history of southwestern Iberia during the Last Glacial Period. The combined methods that we applied in this work using petrographic and automated image analyses have shown that microcharcoal in marine core can be used as a proxy to detect fire regime variation at a regional scale. The variability of fire regime in southwestern Iberia during the Last Glacial Period follows the millennial scale oscillations of D-O and is related to shifts in biomass availability. There is no apparent relationship between the arrival of Anatomically Modern Humans and fire activity in the Iberian Peninsula. During periods of drought associated with D-O stadials and especially during Heinrich events, the low fire activity registered in southwestern Iberia is explained by the weak biomass of the semi-desert vegetation, whereas the warmer and wetter periods of interstadials are characterised by higher fire activity related to the increasing fuel availability due to the spread of the Mediterranean forest and heathland. The fire regime seems therefore indirectly controlled by climatic variability. The Iberian Peninsula is today one of the most important region for fire activity in Europe and substantially contributes to the release of atmospheric greenhouse gases. In the past, shifts in fire regime emissions between D-O interstadial and stadial periods could have contributed to the atmospheric greenhouse gas concentration variations identified for the last climatic cycle in Greenland and Antarctic ice cores.



## **Acknowledgements**

This study is a contribution to ECLIPSE and RESOLUTION (ESF-EUROCORES-EUROCLIMATE) projects and has been supported by the grant BDI CNRS-région Aquitaine and the BQR University Bordeaux1. We would like to greatly thank William Fletcher for English revision and helpful comments. We also gratefully acknowledge Jean-Pierre Peypouquet for constructive discussions, Marie-Hélène Castera, Muriel Georget, Olivier Ther, Noëlle Buchet and Guillaume Buchet as well as Arnaud Lenoble for technical help. We gratefully acknowledge Marielle Hatton for advices and initial instructions for slide preparation of petrographic studies. We also thank two anonymous reviewers for their valuable comments. This paper is Bordeaux 1 University, EPHE, UMR-CNRS 5805 EPOC contribution n°1638.

## **References**

- Arche, A., López-Gómez, J., Marzo, M., Vargas, H., 2004. The siliciclastic Permian-Triassic deposits in Central and Northeastern Iberian Peninsula (Iberian, Ebro and Catalan Basins): a proposal for correlation. *Geologica Acta* 2, 305-320.
- Bard, E., Rostek, F., Ménot-Combes, G., 2004. Radiocarbon calibration beyond 20,000 <sup>14</sup>C B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian margin. *Quaternary research* 61, 204-214.
- Bassinot, F., Labeyrie, L., 1996. Campagne IMAGES MD 101. Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires, Plouzané.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Linsley, B., Oppo, D., Buchet, N., 2003. Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380 kyr and the East Asian Monsoon Dynamics. *Marine Geology* 201, 53-65.
- Bird, M. I., Cali, J. A., 1998. A million-year record of fire in sub-Saharan Africa. *Nature* 394, 767-769.
- Bird, M. I., Gröcke, D. R., 1997. Determination of the abundance and carbon isotope composition of elemental carbon in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 3413-3423.
- Black, M. P., Mooney, S. D., Martin, H. A., 2006. A >43,000-year vegetation and fire history from Lake Baraba, New South Wales, Australia. *Quaternary Science Reviews* in press.

- Blackford, J. J., 2000. Charcoal fragments in surface samples following a fire and the implications for interpretation of subfossil charcoal data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 164, 33-42.
- Blanco Castro, E., Casado González, M. A., Costa Tenorio, M., Escribano Bombín, R., García Antón, M., Génova Fuster, M., Gómez Manzaneque, F., Moreno Sáiz, J. C., Morla Juaristi, C., Regato Pajares, P., Sáiz Ollero, H., 1997. *Los bosques ibéricos*. Planeta, Barcelona.
- Bouloire, X., Beaufort, L., Cayre, O., Vincent, E., Lancelot, Y., 1996. Stratification of the photic zone in the North Atlantic during Heinrich events recorded by planktonic microfossils. *Eos, Trans., AGU Fall meeting. Supplement 77 (46)*, F21.
- Boulter, M. C., 1994. An approach to a standard terminology for palynodebris. In: Traverse, A. (Ed.), *Sedimentation of organic particles*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 199-216.
- Bradshaw, R. H. W., Tolonen, K., Tolonen, M., 1997. Holocene records of fire from the boreal and temperate zones of Europe. In: Clark, J.S, Cachier, H., Goldammer, J.G., Stocks, B. (Eds), *Sediment Records of Biomass and Global Change*, Springer, Nato ASI Ser. Ser. 1, 51, pp.341-365.
- Carcaillet, C., Bergeron, Y., Richard, P. J. H., Fréchette, B., Gauthier, S., Prairie, Y. T., 2001. Change of fire frequency in the eastern Canadian boreal forests during the Holocene : does vegetation composition or climate trigger the fire regime?. *Journal of Ecology* 89, 930-946.
- Carmona-Moreno, C., Belward, A., Malingreau, J.-P., Hartley, A., Garcia-Allegre, M., Antonovskiy, M., Buchshtaber, V., Pivovarov, V., 2005. Characterizing interannual variations in global fire calendar using data from Earth observing satellites. *Global Change Biology* 11, 1537-1555.
- Cayre, O., Lancelot, Y., Vincent, E., Hall, M. A., 1999. Paleoceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian margin: temperature, salinity and Heinrich events. *Palaeoceanography* 14, 384-396.
- Chabal, L., Fabre, L., Terral, J.-F., Théry-Parisot, I., 1999. L'antracologie. In: Ferrière, A. (Ed.), *La Botanique*. Errance, France, pp. 43-104.
- Chmura, G. L., Smirnov, A., Campbell, I. D., 1999. Pollen transport through distributaries and depositional patterns in coastal waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 149, 257-270.

- Clark, J. S., 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research* 30, 67-80.
- Clark, J. S., Hussey, T. C., 1996. Estimating the mass flux of charcoal from sedimentary records: effects of particle size, morphology, and orientation. *The Holocene* 6, 129-144.
- Clark, J.S, Cachier, H., Goldhammer, J.G., Stocks, B., 1997. *Sediment Records of Biomass and Global Change*, Springer, Nato ASI Ser. Ser. 1, 51, 489p.
- Clark, R. B., 1984. Effects on charcoal of pollen preparation procedures. *Pollen et spores* 26, 559-576.
- Clark, R. L., 1982. Point count estimation of charcoal in pollen preparations and thin sections of sediments. *Pollen et Spores* 24, 523-535.
- Combourieu-Nebout, N., Turon, J. L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., Pahnke, K., 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geological society of America* 30, 863-866.
- Crutzen, P. J., Heidt, L. E., Krasnec, J. P., Pollock, W. H., Seiler, W., 1979. Biomass burning as a source of atmospheric gases CO, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, NO, CH<sub>3</sub>Cl and COS. *Nature* 282, 253-256.
- d'Errico, F., Sanchez Goni, M. F., 2003. Neandertal extinction and the millennial scale climatic variability of OIS3. *Quaternary Science Reviews* 22, 769-788.
- Fiúza, A. F. G., Macedo, M. E., Guerreiro, M. R., 1982. Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling. *Oceanologica Acta* 5, 31-40.
- Flores, D., 2002. Organic facies and depositional paleoenvironment of lignites from Rio Maior Basin (Portugal). *International Journal of Coal Geology* 48, 181-195.
- Gauquelin, T., Jalut, G., Iglesias, M., Valle, F., 1998. Phytomass and carbon storage in the steppes of Eastern Andalusia, Spain. *Ambio* 27, 99-103.
- Gendreau, S., 1999. Les débâcles d'iceberg au large du Portugal sur le dernier cycle climatique : réponse du continent et des environnements océaniques. Master (DEA) thesis, Université Bordeaux1, Talence, France.
- Griffin, J. J., Goldberg, E. D., 1975. The fluxes of elemental carbon in coastal marine sediments. *Limnol. Oceanogr.* 20, 456-463.
- Habib, D., Eshet, Y., Van Pelt, R., 1994. Palynology of sedimentary cycles. In: Traverse, A. (Ed.), *Sedimentation of organic particles*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 311-336.

- Hamonou, E., 2000. Etude des propriétés optiques des aérosols troposphériques : projet européen MEDUSE. Ph.D. Thesis, Université PARIS VII - Denis Diderot, Paris, France.
- Hart, G. F., Pasley, M. A., Gregory, W. A., 1994. Sequence stratigraphy and sedimentation of organic particles. In: Traverse, A. (Ed.), *Sedimentation of organic particles*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 337-390.
- Heusser, L., 1985. Quaternary palynology of marine sediments in the northeast Pacific, northwest Atlantic, and Gulf of Mexico. In: Bryant, Jr., V. M., and Holloway, R. G., (Eds), *Pollen Records of Late-Quaternary North American Sediments*. Dallas, Texas, American Association of Stratigraphic Palynologists, pp. 386–403.
- Hockaday, W.C, Grannas, A.M., Kim, S. and Hatcher, P.G., 2006. Direct molecular evidence for the degradation and mobility of black carbon in soils from ultrahigh-resolution mass spectral analysis of dissolved organic matter from a fire-impacted forest soil. *Organic Geochemistry* 37, 501-510.
- 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.
- Jiménez, A., Martínez-Tarazona, R., Suárez-Ruiz, I., 1999. Paleoenvironmental conditions of Puertollano coals (Spain): petrological and geochemical study. *International Journal of Coal Geology* 41, 189-211.
- Johansen, M. P., Hakonson, T. E., Breshears, D. D., 2001. Post-fire runoff and erosion from rainfall simulation: contrasting forests with shrublands and grasslands. *Hydrological Process* 15, 2953-2965.
- Jones, T. P., Chaloner, W. G., Kuhlbusch, T. A. J., 1997. Proposed Bio-geological and Chemical Based Terminology for Fire-altered Plant Matter. In: Clark, J.S., Cachier, H., Goldammer, J.G., Stocks, B. (Eds.), *Sediment Records of Biomass Burning and Global Change*. NATO ASI Series. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Heidelberg, pp. 9-22.
- Jouanneau, J. M., Garcia, C., Oliveira, A., Rodrigues, A., Dias, J. A., Weber, O., 1998. Dispersal and deposition of suspended sediment on the shelf off the Tagus and Sado estuaries, S.W. Portugal. *Progress in Oceanography* 42, 233-257.
- Kershaw, P., van der Kaars, S., Moss, P., Wang, S., 2002. Quaternary records of vegetation, biomass burning, climate and possible human impact in the Indonesian-Northern Australian region. In: Kershaw, P., David, B., Tapper, N., Penny, D., Brown, J. (Eds.), *Bridging Wallace's lines : the environmental and cultural history and dynamics of the SE-*

- Asian-australian region. *Advances in Geocology* 34. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany, pp. 97-118.
- Komarek, E. V., Komarek, B. B., Carlyle, C., 1973. The ecology of smoke particulates and charcoal residues from forest and grassland fires : a preliminary atlas, Tall Timbers Research Station, Tallahassee, Florida, pp. 75.
- Lézine, A.-M., Denèfle, M., 1997. Enhanced anticyclonic circulation in the eastern North Atlantic during cold intervals of the last deglaciation inferred from deep-sea pollen records. *Geology* 25, 119-122.
- Lobert, J. M., Scharffe, D. H., Hao, W. M., Crutzen, P. J., 1990. Importance of biomass burning in the atmospheric budgets of nitrogen-containing gases. *Nature* 346, 552-554.
- Masiello, C. A., Druffel, E. R. M., 1998. Black carbon in Deep-Sea Sediments. *Science* 280, 1911-1913.
- McDonald, G. M., Larsen, C. P. S., Szeicz, J. M., Moser, K. A., 1991. The reconstruction of boreal forest fire history from lake sediments: a comparison of charcoal, pollen sedimentological, and geochemical indices. *Quaternary Science Reviews* 10, 53-71.
- Millspaugh, S. H., Whitlock, C., Bartlein, P. J., 2000. Variations in fire frequency and climate over the past 17 000 yr in central Yellowstone National Park. *Geology* 28, 211-214.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O., Sánchez Goñi, M. F., Shackleton, N., Sierro, F. J., 2005. Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multiproxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews* 24, 1623-1636.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M., Sanchez Goñi, M. F., Grimalt, J. O., Weltje, G. J., 2002a. Saharan dust transport and high-latitude glacial climate variability: the Alboran sea record. *Quaternary Research* 58, 318-328.
- Moreno, E., 2000. Propriétés magnétiques des sédiments de la marge du Portugal : traceurs des variations climatiques et océanographiques en Atlantique Nord depuis 340 000 ans. Ph.D. Thesis, Université de droit, d'économie et des sciences d'Aix-Marseille III, Marseille, France.
- Moreno, E., Thouveny, N., Delanghe, D., McCave, I. N., Shackleton, N. J., 2002b. Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese margin during the last 340 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 465-480.
- Moulin, C., Lambert, C. E., Dulac, F., and Dayan, U., 1997. Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature* 387, 691-694.

- Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M.C., 2007. Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology* 62, 91-114.
- Nichols, G. J., Cripps, J. A., Collinson, M. E., Scott, A. C., 2000. Experiments in waterlogging and sedimentology of charcoal: results and implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 164, 43-56.
- Noël, H., 2001. Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, le Petit lac). Rôles respectifs de l'Homme et du climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années. Ph. D. Thesis, Sciences de l'Univers, Pétrographie et Géochimie Organiques, Université d'Orléans, Orléans, France.
- NORTHGRIP Members, 2004. High resolution climate record of the Northern Hemisphere reaching into the last Glacial Interglacial Period. *Nature* 431, 147-151.
- 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181, 431-452.
- Palmer T.Y., Northcutt L.I., 1975. Convection columns above large experimental fires. *Fire technology* 11, 111-118.
- Patterson, W. A. I., Edwards, K. J., Maguire, D. J., 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews* 6, 3-23.
- Peinado Lorca, M., Martínez-Parras, J. M., 1987. Castilla-La Mancha. In: Peinado Lorca, M., Rivas Martínez, S. (Eds.). *La vegetación de España*. Universidad de Alcalá de Henares, Alcala de Henares, pp. 163-196.
- Pereira, M. G., Trigo, R. M., da Camara, C. C., Pereira, J. M. C., Leite, S. M., 2005. Synoptic patterns associated with large summer forest fires in Portugal. *Agricultural and Forest Meteorology* 129, 11-25.
- Perez, B., Cruz, A., Fernandez-Gonzales, F., Moreno, J. M., 2003. Effects of the recent land-use history on the postfire vegetation of uplands in Central Spain. *Forest Ecology and Management* 182, 273-283.
- Pokras, E. M., Mix, A. C., 1987. Earth's precession cycle and Quaternary climatic change in Tropical Africa. *Nature* 326, 486-487.
- Quénéa, K., Derenne, S., Rumpel, C., Rouzaud, J.-N., Gustafsson, O., Carcaillet, C., Mariotti, A., Largeau, C., 2006. Black carbon yields and types in forest and cultivated sandy soils

- (Landes de Gascogne, France) as determined with different methods: Influence of change in land use. *Organic Geochemistry* 37, 1185-1189.
- Rhodes, A. N., 1998. A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores. *The Holocene* 8, 113-117.
- Sánchez Goñi, M. F., 2006. Interactions végétation-climat au cours des derniers 425 000 ans en Europe occidentale. Le message du pollen des archives marines. *Quaternaire* 17, 3-25.
- Sánchez Goñi, M. F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peyrouquet, 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., Eynaud, F., Turon, J.-L., and Shackleton, N. J., 1999. 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., Gendreau, S., 2000. European climatic response to millennial-scale climatic changes in the atmosphere-ocean system during the Last Glacial period. *Quaternary Research*, 54, 394-403
- Schaefer, V. J., 1976. The production of Optirasun particle smoke in forest fires. In: Proc. International Symp. Air quality and smoke from urban and forest fires. Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado, pp. 27-29.
- Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Chiu, T.-c., Parrenin, F., 2004. Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for  $\delta^{14}C$ . *Quaternary Science Reviews* 23, 1513-1522.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., Vincent, E., 2000. Phase relationships between millennial scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography* 15, 565-569.
- Shackleton, N. J., Sanchez Goñi, M. F., Paillet, D., Lancelot, Y., 2003. Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change* 757, 1-5.
- Shackleton, N. J. *et al.*, 2000, revised June 2002. MD95-2042 Oxygen and Carbon Isotope Data. IGBP PAGES/World Data Center A for Paleoclimatology Data Contribution Series #2000-066, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Suárez-Ruiz, I., Flores, D., Marques, M. M., Martínez-Tarazona, M. R., Pis, J., Rubiera, F., 2006. Geochemistry, mineralogy and technological properties of coals from Rio Maior (Portugal) and Peñarroya (Spain) basins. *International Journal of Coal Geology* 67, 171-190.

- Suárez-Ruiz, I., Jiménez, A., 2004. Coal facies studies in Spain. *International Journal of Coal Geology* 58, 31-39.
- Théry-Parisot, I., 1998. *Economie du combustible et Paléoécologie en contexte glaciaire et périglaciaire, Paléolithique moyen et supérieur du sud de la France. Anthracologie, Experimentation, Taphonomie.* Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, Paris, France.
- Thevenon, F., Bard, E., Williamson, D., Beaufort, L., 2004. A biomass burning record from the West Equatorial Pacific over the last 360 ky: methodological, climatic and anthropic implications. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 213, 83-99.
- Thonicke, K., Prentice, C. I., Hewitt, C., 2005. Modeling glacial-interglacial changes in global fire regimes and trace gas emissions. *Global Biogeochemical Cycles* 19, GB3008, doi:10.1029/2004GB002278.
- Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y., Shackleton, N. J., 2000. Rock magnetic detection of distal ice-rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 61-75.
- Tolonen, K., 1986. Charred particle analysis. In: Berglund, B.E. (Ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology.* John Wiley & Sons Ltd., Chichester, pp. 485-496.
- Trigo, R. M., DaCamara, C. C., 2000. Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology* 20, 1559-1581.
- Trigo, R. M., Osborn, T. J., Corte-Real, J. M., 2002. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research* 20, 9-17.
- Trigo, R. M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M. J., 2004. North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 24, 925-944.
- 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.
- Umbanhowar, C. E. J., McGrath, M. J., 1998. Experimental production and analysis of microscopic charcoal from wood, leaves and grasses. *The Holocene* 8, 341-346.
- Verardo, D. J., Ruddiman, W. F., 1996. Late Pleistocene charcoal in tropical Atlantic deep-sea sediments: Climatic and geochemical significance. *Geology* 24, 855-857.
- Verardo, J., 1997. Charcoal analysis in marine sediments. *Limnology Oceanography* 42, 192-197.



- Viegas, D. X., 1998. Convective processes in forest fires. In: Plate, E.J. *et al.* (Eds.). *Buoyant Convection in Geophysical Flows*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 401-420.
- Walsh, P. M., Li, T., 1997. Fines formation from Upper Freeport coal char particles subject to collisions during combustion. *Fuel and Energy Abstracts* 38, 172.
- Whitlock, C., 2001. Variations in Holocene fire frequency : a view from the western United States. *Biology and Environment: Proceedings of the Royal Irish Academy* 101B, 1-2, 65-77.
- Whitlock, C., Millspaugh, S. H., 1996. Testing the assumptions of fire-history studies : an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA. *The Holocene* 6, 7-15.
- Winkler, M. G., 1985. Charcoal analysis for paleoenvironmental interpretation: a chemical assay. *Quaternary research* 23, 313-326.
- Wolbach, W. S., Anders, E., 1989. Elemental carbon in sediments: Determination and isotopic analysis in the presence of kerogen. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1637-1647.

## **CHAPITRE IV**

*Régime des feux de l'Ouest de la France au cours de la  
dernière période glaciaire*

Variabilité du régime des feux de l'Ouest de la France du Dernier Glaciaire, détecté par les microcharbons préservés dans la carotte MD04-2845, Golfe de Gascogne

Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay

Anne-Laure Daniau<sup>a,b,\*</sup>, Maria Fernanda Sánchez Goñi<sup>a</sup>, Josette Duprat<sup>a</sup>

**In revision** in Quaternary Research

<sup>a</sup> EPHE, CNRS UMR5805, EPOC, Université Bordeaux1, bât B18, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex, France

<sup>b</sup> CNRS UMR5199 PACEA, Institut de Préhistoire et Géologie du Quaternaire, Université Bordeaux1, bât B18, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex, France

\*Corresponding author. CNRS UMR5199 PACEA, Institut de Préhistoire et Géologie du Quaternaire, Université Bordeaux1, bât B18, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex, France. *E-mail* address : al.daniau@ipgq.u-bordeaux1.fr

Tel : +33 5 40 00 29 82

Fax : +33 5 40 00 84 51

*E-mail addresses* : al.daniau@ipgq.u-bordeaux1.fr (A.-L. Daniau), mf.sanchezgoni@epoc.u-bordeaux1.fr (M.F. Sánchez Goñi), jm.duprat@orange.fr (J. Duprat).

## Résumé

Une étude multiproxy haute résolution (microcharbon, pollen, carbone organique, *N.pachyderma* (s), IRD) de la carotte marine profonde MD04-2845 (Golfe de Gascogne) ouvre de nouvelles perspectives pour explorer la variabilité du régime des feux (fréquence et intensité) de l'Ouest de la France au cours de la dernière période glaciaire. La variabilité du régime des feux de l'Ouest de la France suit la variabilité climatique de Dansgaard-Oeschger (D-O) et présente le même schéma de variabilité déjà décrit pour le sud-ouest de la péninsule Ibérique au cours de cette période, i.e. un faible régime d'incendie associé à une végétation ouverte au cours des stadiaires incluant les événements d'Heinrich, et un fort régime de feu associé à des forêts ouvertes pendant les interstadiers. Cela met en évidence un contrôle climatique régional du régime des feux pour l'Ouest de l'Europe à travers la quantité de combustible à brûler pour la dernière période glaciaire. De plus, chaque événement d'Heinrich 6, 5 et 4 sont caractérisés par trois épisodes de régime de feu présentant un fort régime de feu encadré par deux épisodes de faible régime. Ces trois épisodes sont interprétés en terme de succession de végétation et de changements de conditions environnementales complexes.

## Abstract

High resolution multiproxy analysis (microcharcoal, pollen, organic carbon, *N.pachyderma* (s), ice rafted debris) of the deep-sea record MD04-2845 (Bay of Biscay) provides new insights for understanding mechanisms of fire regime (frequency and intensity of biomass burning) variability of the last glacial period in western France. Fire regime of western France closely follows Dansgaard-Oeschger (D-O) and presents the same pattern than that of southwestern Iberia, i.e. low fire regime associated with open vegetation during stadials including Heinrich events, and high fire regime associated with open forest during interstadials. This supports a regional climatic control on fire regime for western Europe through fuel availability for the last glacial period. Additionally, each of Heinrich events 6, 5 and 4 are characterised by three episodes of fire regime, with a high regime bracketed by lower fire regime episodes, related to vegetational succession and complex environmental condition changes.

**Keywords:** marine sequence; charcoal; biomass burning; France; Dansgaard-Oeschger events; Heinrich events

## **I. Introduction**

Beyond man-made fires, biomass burning depends on climate and also appears to be a significant driver for climate change through the release of greenhouse gases, i.e. carbon dioxide, methane, nitric oxide and aerosols (Crutzen *et al.* 1979; Lobert *et al.*, 1990; Andreae and Merlet, 2001; van Aardenne *et al.*, 2001; van der Werf *et al.*, 2004; Thonicke *et al.*, 2005). Variations of atmospheric greenhouse gas concentration in concert with the millennial-scale Dansgaard-Oeschger (D-O) climatic variability have been identified in Greenland and Antarctic ice cores (Petit *et al.*, 1999; Flückiger *et al.*, 2004). However, the influence of fire regime (frequency and intensity of biomass burning) on these variations is poorly understood due to the lack of high resolution fire regime records covering this period. A recent synthesis of charcoal records covering the last 21 ka (Power *et al.*, 2007) shows that spatial fire regime variations were not constant through this time related to changes of climate and local fuel load. High resolution deep-sea microcharcoal records covering the last glacial period (LGP) can provide new perspectives for understanding mechanisms of fire regime variability such as vegetation type, amount of fuel, climate changes through periods of drought, lightning storm position, human activity or orbital forcing.

The impact of D-O climatic variability on fire regime was detected for the first time in southwestern Iberia (Daniau *et al.*, 2007), a region which experiences at present a frequent fire activity. The Iberian fire regime variability has been related to changes of fuel amount through shifts in vegetation between Greenland Stadials (GS) including Heinrich events (HE), which experienced low fire regime associated with semi-desert vegetation, and Greenland Interstadials (GIS), which experienced high fire regime associated with open Mediterranean forest and heathland development. Changes in moisture and temperature conditions determine the type of vegetation which in turn controls the amount of fuel and the fire return interval. Fire regime and vegetation shift registered in southwestern Iberia between GS and GIS have been related to prevailing atmospheric situations similar to the present-day positive and negative North Atlantic Oscillation (NAO) index, respectively (Daniau *et al.*, 2007). The NAO is one of the major mechanisms responsible for the present-day wintertime temperature and precipitation patterns across the North Atlantic region. During the positive phase of NAO, the Mediterranean region experiences major drought because of the shift of the westerlies northwards, whereas a negative phase brings humidity to this region due to the weakening and southward displacement of westerlies to mid-latitudes. Winter moisture variation in

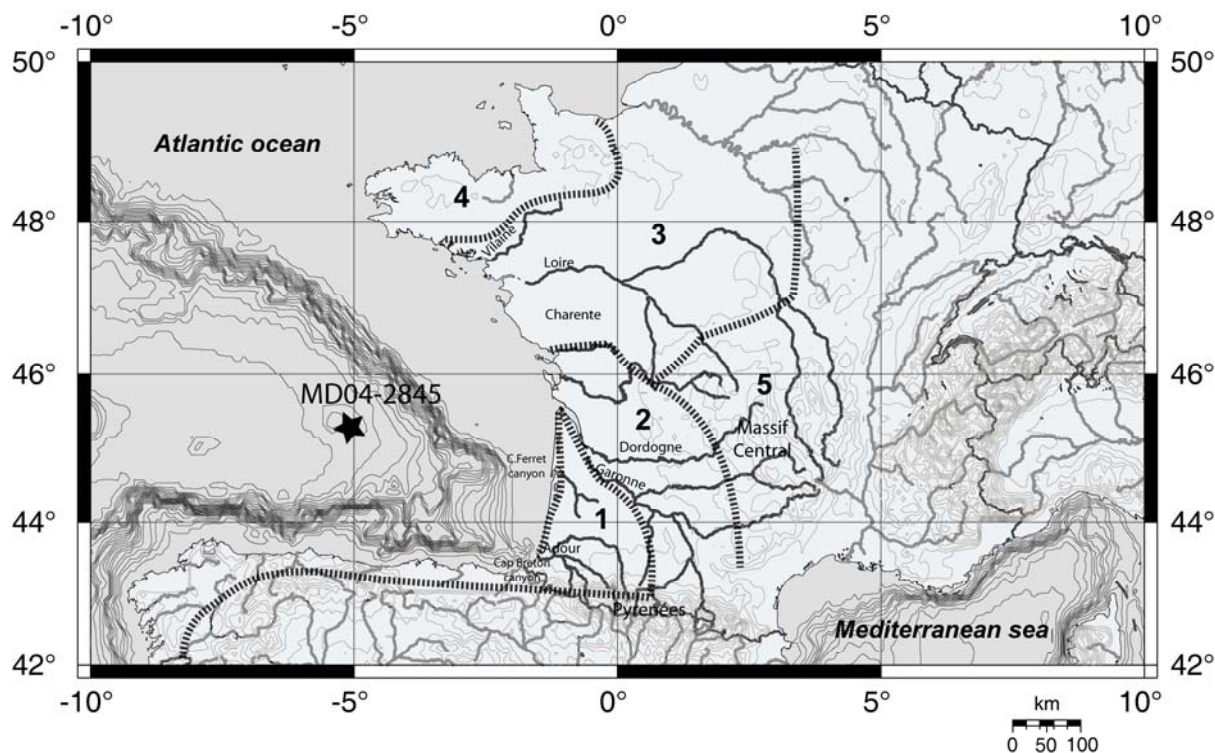
southwestern France is, as in Iberia, negatively correlated to the NAO, i.e. increase of precipitation during low NAO index (Trigo *et al.*, 2002). While a NAO-like pattern has been proposed to explain fuel availability and therefore fire regime during GS and GIS in southwestern Iberia, we still do not know whether this atmospheric mechanism was at hand in regions located further north.

This work has two main objectives: a) to document for the first time the fire regime of France and, b) to examine whether the fuel amount is, as in southwestern Iberia, the main factor controlling the millennial-scale fire regime variability in this region. For this, we analysed microcharcoal particles preserved in deep-sea core MD04-2845 in the Bay of Biscay at the latitude of Bordeaux. Complementary analysis of organic carbon on this core has been carried out in order to understand better the microcharcoal signal. Preliminary  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic measurements and previous studies of this core (carbonates, ice rafted debris, planktonic foraminifera, pollen) have shown that it covers Marine Isotopic Stage (MIS) 7 to 1 and revealed the impact of D-O climatic variability and Heinrich events in the ocean and on land (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). The direct correlation between past fire regime and these climatic proxies, in particular vegetation shifts, show moreover the complex relationships between fire and climate.

## **II. Environmental setting**

### **II.1 Present-day vegetation, fire and climate**

Western France extends from 42°N to 48°N (Fig. 1) and comprises essentially the Loire-Brittany and the Adour-Garonne river basins. This region is characterised by a temperate and oceanic climate. Winter precipitation in its southern part is particularly influenced by the NAO (Trigo *et al.*, 2002; Dupuis *et al.*, 2006). Annual precipitation of the Loire-Brittany basin is of 500-700 mm and 600-1000 mm for the Adour-Garonne basin. The specific region covered by mountains (the Massif Central and the Pyrenean) receive more than 1500 mm. The mean temperatures in winter vary from 0 to more than 8°C on the Atlantic coast, and from 15 to more than 22°C in summer (Serryn, 1994). The region is colonized today by Atlantic vegetation (Fig.1) characterised by deciduous forests (mainly oaks, ash, beech, birch) and coniferous trees restricted to montane and some southern maritime areas, and by semi-natural grasslands (Polunin and Walters, 1985).



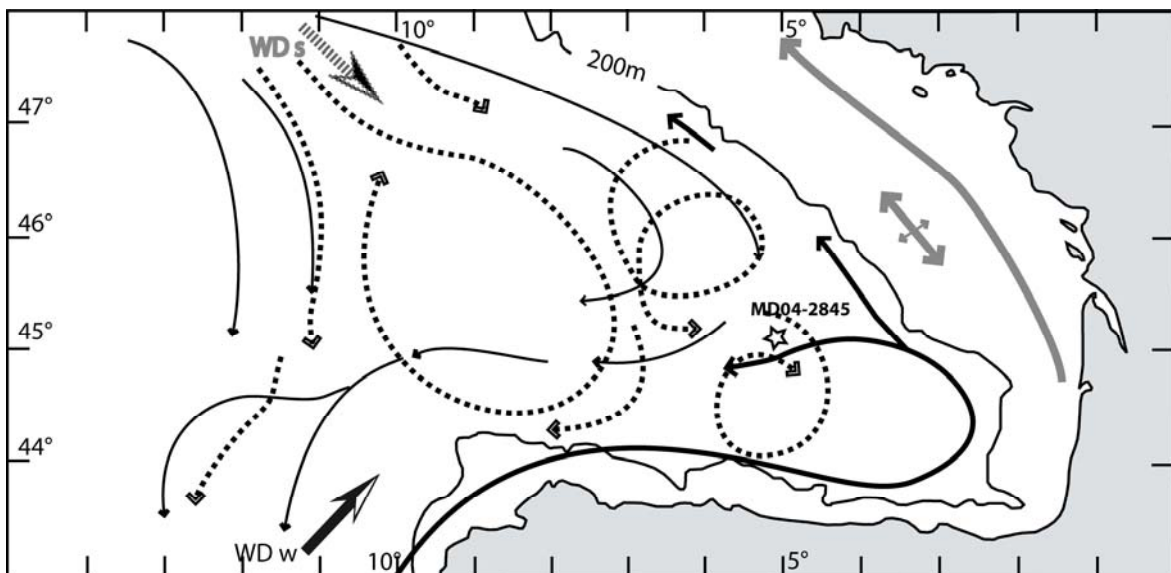
*Figure 1. Map of France showing the location of core MD04-2845 (filled star). Black dotted lines represent the division of the Atlantic and Sub-atlantic vegetation domains simplified from Ozenda (1982). Area 1 : Southwestern France is characterised by vegetation composed of *Quercus robur*, *Q. pyrenaica*, *Castanea sativa*, *Pinus pinaster* with some *Q. suber*. Area 2 : This region presents a mosaic of *Quercus pubescens*, *Q. robur* and *Q. petraea*. Some *Q. ilex* is found near the coast. Area 3 : Vegetation of the central-western part of France is mainly characterised by a mosaic of *Q. robur* on alluvial soils and *Q. petraea* associated with hornbeam (*Carpinus betulus*) on slope and drained areas. Area 4 : Vegetation of the north-western part, characterised by a high level of precipitation, is a mosaic of three main floristic associations including *Fagus* forest, *Fagus-Quercus robur* forest and heathland community dominated by *Calluna* and *Ulex*. Near the coast, *Fagus* forest is replaced by *Quercus-Fraxinus* forest. Area 5 : The Massif Central is colonised mainly by *Q. robur*, *Q. petraea*, *Q. pubescens* and *Castanea sativa* between 600-800m. *Fagus*, *Fagus-Pinus* forest, heathland, *Ulex*, and *Pinus sylvestris* forest are found above. Between 1500 and 1600 m the vegetation is composed of heathland of *Calluna* and *Juniperus sibirica*.*

Compared to Spain, Portugal, Italy and Greece, France does not experience a high fire activity. The average of 30738 ha of burnt wooded area and of 5218 forest fires for the period 1980-2000 represent only 4% and 10% respectively of that of the other countries (European Commission, 2001). Fire activity in France is mainly concentrated in its Mediterranean part, during summer months (July and August). The western part of France is, on the whole, not

affected by large fires, but local fires caused by lightning do occur (<http://www.feudeforet.org/>). However, as the present-day incidence and spatial distribution of fires resulting from lightning strikes is restricted by human activities, this type of ignition may have been more important in the past.

## II.2 Oceanic surface circulation and wind patterns

The current circulation pattern in the Bay of Biscay (Fig. 2) is characterised by a mean southward surface circulation during summer, the formation of eddies near the shelf break and a weak flow of the slope current. During winter, the mean surface circulation is dominated by a strong poleward intrusion of the slope current along the Iberian Peninsula and the Armorican and Celtic slopes, with a branch of westward orientation inside the Bay of Biscay, generating a particular cyclonic cell circulation centred at 46°N, 6.5°W (Durrieu de Madron *et al.*, 1999; Colas, 2003). This poleward slope current (the Navidad current) in the winter season brings warm surface water into the Bay of Biscay and may affect biological productivity (Garcia-Soto *et al.*, 2002). Its strength depends on the wind pattern over the Bay related to the NAO, with a low NAO index leading to an intensified Navidad current (Garcia-Soto *et al.*, 2002).





*Figure 2. Map of oceanic circulation and wind directions in the Bay of Biscay during summer and winter situations (modified from Durrieu de Madron et al., 1999 and Koutsikopoulos and Le Cann, 1996). Below 200 m depth, oceanic circulation during winter is represented by black lines (with a strong poleward of the slope current corresponding to the Navidad current). Black dotted lines represent oceanic circulation during summer. Shelf residual current (along the coast) and wind induced currents (grey double arrows) are found on the shelf. Arrows represent dominant wind directions. WD w (black arrow): wind direction in winter. WD s (grey dotted arrow) : wind direction in summer.*

---

The mean wind direction over the Bay (Fig. 1) is from northwest in summer and from southwest in the winter season. However, a southward direction towards Northern Iberia prevailed inside the bay for both situations (Colas, 2003). Upwellings appear during spring and summer period along the shelf area in relation to wind blowing to the coast (Heaps, 1980). North-westerly to northerly wind events create coastal upwellings off Southern Brittany, Vendée and Landes. Westerly winds generate upwelling to the north of the Loire (Froidefond *et al.*, 1996; Lazure and Jégou, 1998; Puillat *et al.*, 2004). Core MD04-2845 is outside of these upwelling areas.

### **II.3 Morphology and recent sedimentation**

The Bay of Biscay is characterised by a continental shelf oriented NW-SE along the French coast and EW along the Spanish coast, with a platform relatively flat. Its large width along the French coast prevents direct feeding on the shelf break by bottom nepheloid layers (Jouanneau *et al.*, 1999) except for the region of the Cap-Ferret Canyon (Ruch *et al.*, 1993). Two sedimentary systems characterise the continental shelf of this bay, i.e. an inner shelf (<100-120 m) and an outer shelf (>120 m) showing a general grain-size fining southward (Allen and Castaing, 1977). Pre- and early Holocene offshore mud and sands occupy the zone between 75 and 120 m depth, and coarse sands and gravels carried by rivers between 30-75 m, probably related to the influence of the Gironde paleoriver detected 50 km seaward of the estuary mouth (Lericolais *et al.*, 2001).

Rivers (Fig. 1) are the main sources of fine sediments (including microcharcoal and pollen) to the Bay of Biscay taking into account that westerlies are the dominant winds in the Bay. The main rivers, the Garonne and the Dordogne feeding the Gironde estuary, the Loire, the Vilaine, the Charente and the Adour rivers, deliver about  $2.5 \times 10^6$  t.yr<sup>-1</sup> of continental fine

sediments, with the Gironde estuary accounting for 60% of this amount (Jouanneau *et al.*, 1999). The continental suspended matter which spreads out from the Gironde estuary on the shelf is transported to the north along the coast by a surface turbid plume (Castaing *et al.*, 1981) and may be carried to the Cap-Ferret Canyon in a bottom nepheloid layer (Ruch *et al.*, 1993). However, an estimation of about  $0.9 \times 10^6$  t.yr<sup>-1</sup> of fine sediments could reach the slope and eventually the open ocean (Jouanneau *et al.*, 1999). Experimental studies on the present-day pollen-vegetation relationship confirms that marine pollen assemblages from the southwestern French margin represent an integrated image of the regional vegetation, including coastal, low and high altitude areas (Turon, 1984). Pollen assemblages preserved in core MD04-2845 reflect therefore the vegetation colonising both hydrographic basins which the headwaters are located in the Massif Central and the Pyrenees, respectively.

### **III. Material and Methods**

#### **III.1 Core location, sampling and chronostratigraphy**

Deep-sea core MD04-2845 (45°21'N, 5°13'W; 4175 m water depth) (Fig. 1) was collected during the Alienor cruise in 2004 in the bay of Biscay using the CALYPSO Kullenberg corer aboard the Marion Dufresne vessel. The site is located 350 km from the french nearest coast line on the Gascogne Seamount, without influence of turbiditic currents. The sediments are mainly composed of clayey mud with sparse silty laminations, with 10-65% of carbonate. Observations of X-ray analysis using SCOPIX image-processing have shown a well preserved sedimentary sequence not perturbed by turbidites in the analysed part of core MD04-2845 between 760 and 2245 cm depth. A sedimentary hiatus appears between 1714 and 1740 cm depths.

Carbonate content measurements and on-board sediment reflectivity curve along with IRD counting, polar foraminifer *N. pachyderma* (s) percentages and foraminifer assemblage-derived sea surface temperatures (SST) of core MD04-2845 define the last interglacial, D-O events and Heinrich events. To compare fire regime of western France with that recorded in southwestern Iberia (Daniau *et al.*, 2007), the age model of the marine core MD04-2845 is based on that of the southern Iberian margin core MD95-2042 (37°14'N, 10°11'W) which is well AMS <sup>14</sup>C dated and calibrated to GISP2 and GRIPSS09sea chronologies, assuming that changes in the polar front position were synchronous in the North Atlantic region (Shackleton

*et al.* 2000; 2004; Bard *et al.*, 2004). Control points used for the glacial interval of core MD04-2845 are derived from the correlation of the onset of GIS and boundaries of HE detected in this core with those identified in core MD95-2042 (see synthetised Table in Sánchez Goñi *et al.*, 2008). For the interval 680-892 cm (Table 1), we add 4 control points derived from the age model of the Iberian core used in Daniau *et al.* (2007). Ages of these control points are in good agreement with linear age model obtained from 10 AMS <sup>14</sup>C ages obtained for core MD04-2845 in the interval HE3/GIS4 to HE2/GIS2 (mean age difference <400 yrs). The samples presenting conventional AMS <sup>14</sup>C younger than 21786 BP were calibrated by using CALIB Rev 5.0 program and “global” marine calibration data set (marine 04.14c) (Stuiver and Reimer, 1993; Hughen *et al.*, 2004; Stuiver *et al.*, 2005). <sup>14</sup>C radiometric ages older than 21786 years BP were calibrated by matching the obtained conventional AMS <sup>14</sup>C with the calendar ages estimated for MD95-2042 deep-sea core by Bard *et al.* (2004).

Lab code/ <i>Event</i>	Core depth (m)	Material	Conv. AMS <sup>14</sup> C age kyr (-400 yr)	Error yr ±	95.4 % (2σ) Cal BP age ranges	( <sup>1</sup> ) Cal BP age (ka) median probability	( <sup>2</sup> ) Bard <i>et al.</i> , 2004 Age (ka)	( <sup>3</sup> ) Control points (ka) based on MD95- 2042 chronology
SacA-002960	5.2	<i>G. bulloides</i>	16.890	150	19.782:20.365	20.03		
<i>HE2/GIS2</i>	6.8							23.95
SacA-002961	6.9	<i>N. pachyderma (s)</i>	20.420	140	24.016:24.890	24.44		
SacA-002962	7.1	<i>N. pachyderma (s)</i>	20.710	140	24.426:25.405	24.88		
SacA-002963	7.7	<i>N. pachyderma (s)</i>	21.860	160			25.82	
SacA-002964	7.9	<i>N. pachyderma (s)</i>	22.150	170			26.14	
<i>Base HE2</i>	8.1							26.25
SacA-002965	8.5	<i>G. bulloides</i>	24.050	210			28.22	
<i>Onset GIS3</i>	8.5							27.84
SacA-002966	8.6*	<i>N. pachyderma (s)</i>	24.680*	230			28.89*	
SacA-002967	8.7*	<i>N. pachyderma (s)</i>	24.630*	230			28.84*	
SacA-002968	8.9*	<i>G. bulloides</i>	25.230*	240			29.48*	
<i>HE3/GIS4</i>	8.92							29.00
SacA-002969	9.0*	<i>N. pachyderma (s)</i>	24.870*	240			29.10*	

**Table 1. Chronostratigraphic model for core MD04-2845.**

**\*Levels presenting small AMS<sup>14</sup>C inversions. A mean age (ka) has been calculated for consecutive levels (8.6-8.7 and 8.9-9m) before applying linear interpolation to estimate age difference between control points (<sup>3</sup>) and ages based on calibrated AMS<sup>14</sup>C (<sup>1,2</sup>).**

The core was sampled every 5 cm between 2245 cm and 760 cm for microcharcoal and organic carbon content analyses and this interval encompasses the end of MIS 6 to MIS 2.

### **III.2 Image analysis for microcharcoal counting**

A total of 294 samples were analysed for microcharcoal using automated image analysis in transmitted light. Microcharcoal preparation technique followed the work of Daniau *et al.* (2007), slightly modified. Chemical treatment was performed over 24 h on 0.2 g of dried sediment and involved the addition of 5 mL of 37% HCl; 5 mL of 68% HNO<sub>3</sub>; 10 mL of 33% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>. This chemical attack is used to remove pyrites, humic material, labile or less refractory organic matter and for kerogen oxidation. Dilution of 0.1 was then applied to this residue and this suspension was filtered onto a cellulose acetate membrane containing nitrocellulose of 0.45 µm porosity and 47 mm in diameter. A portion of the membrane was dissolved onto a plexiglass slide with ethyl acetate before gentle polishing with aluminum powder of 200 Ångströms. The use of polish slide (used classically in petrographic analysis) for image analysis is better than the previously assembling technique consisting of mounting the portion of the membrane onto a slide with Canadian balsam (Daniau *et al.*, 2007) as the focus on the edge of microcharcoal is improved. The slides were scanned with an automated Leica DM6000M microscope at a x500 magnification. In order to have a good statistical representation of each sample, 200 view-fields (200 images) of 0.0614 mm<sup>2</sup> were “grabbed” in color with a 1044 x 772 pixels digitising camera (1 pixel = 0.276 µm). The surface scanned by the microscope represents a surface area of 12.279 mm<sup>2</sup>. Microcharcoal recognition was performed by using a program of image analysis developed in this study with LeicaQwin software. The sub-routine written for microcharcoal identification during image analysis procedure was established by a simultaneous visual identification of microcharcoal in transmitted light following criteria from Boulter (1994), i.e. black debris, opaque, with sharp edges (see also Enache and Cumming, 2006) and petrographic criteria in reflected light, i.e. with visible plant structures characterised by thin cell walls and empty cellular cavities, or particles without plant structure but of similar reflectance than that of previous ones (Noël, 2001). In a controlled light adjustment, a threshold value in red, green, blue (RGB) color was defined to identify microcharcoal based on several observations of particle on different slides.

From measured variables of microcharcoal (surface area, length, width, elongation, number) we calculated for each sample:

a) the concentration of microcharcoal (CharN): number of microcharcoal per gram (nb.g<sup>-1</sup>)

b) the concentration of microcharcoal surface (CharS), which is the sum of all surfaces of microcharcoal in one sample per gram ( $\mu\text{m}^2.\text{g}^{-1}$ ). This is to avoid the overrepresentation of microcharcoal concentration as the result of potential fragmentation during production (Théry-Parisot, 1998) or transport.

c) the mean surface of microcharcoal per sample (CharMS; CharS divided by CharN,  $\mu\text{m}^2$ ) in order to estimate the intensity of fires (fires of high or low temperature). Particles produced during a fire of low or mean temperature are bigger than those produced during an intense fire (Komarek et al, 1973; Théry-Parisot, 1998).

The three-point running mean “MCharN” and “MCharS” was also calculated for CharN and CharS respectively to be able to compare fire regime with vegetation history of the same core (resolution of 10 cm). The term MChar will be used as global mean average microcharcoal concentration representing microcharcoal concentration variation of number or surface of microcharcoal (as the two microcharcoal concentrations covary, see below).

Replicate analysis was done on 10 samples randomly selected of core MD04-2845, analysed ten times each. Experimental standard deviations were calculated with the equation below. The confidence interval at 95% (see curve Fig. 3) derives from the Student's t-distribution for n-1 degrees of freedom ( $x_i \pm t*s$  with  $t=2.262$ ).

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

The minimum of variation of MChar discussed below is higher than the widen confidence interval so that variations observed in MChar curve are not related to an artefact of sampling bias.

### III.3 Particulate Organic Carbon (POC) analysis

The organic carbon (OC) content was determined directly on dry weight material sediment by combustion in an LECO CS 200 analyzer (Etcheber *et al.*, 1999) on the same sample depth than that used for microcharcoal analysis. Around 50 mg of powdered and homogenized samples were acidified in crucibles with 2N HCl to destroy carbonates and then dried at 60°C to remove inorganic carbon and most of the remaining acid and water. The OC analysis was performed by direct combustion in an induction furnace, and the CO<sub>2</sub> formed was determined quantitatively by infrared absorption. Replicate analyses were performed on

10 selected samples reanalysed 6 times each (greatest lower and least upper bound are indicated on Fig. 3).

## **IV. Results**

### **IV.1 Microcharcoal analysis**

Concentration of CharN varies between  $218.4 \times 10^4$  and  $1607 \times 10^4$  nb.g-1 (Fig. 3). Concentration of CharS varies between  $3731 \times 10^4$  and  $20137 \times 10^4$   $\mu\text{m}^2$ .g-1. CharN and CharS are positively correlated ( $r=0.75$ ;  $R^2 = 0.56$ ) and CharMS shows high variability comprised between 7.92 and 26.16  $\mu\text{m}^2$ . Visual inspection of MCharN and MCharS reveals high variability superimposed to a long term trend. Long term decreasing trend characterises the end of MIS 6 until the middle part of the Eemian, the MIS 4 until the beginning of HE6, and the intervals comprised between GIS14 - HE4 and GIS6 – HE2. Long term trend of increasing values of MChar occur from the end of the Eemian to the onset of MIS 4.

The high variability of MCharN and MCharS superimposed to the long term trend shows low values or decreasing values during stadials of MIS 5 and 6 (except GS20), and during GS and HE except for the middle part of HE6 and 4, GS8, GS7, GS4 and GS3. GS and HE are characterised generally by larger microcharcoal ( $>13 \mu\text{m}^2$ ) in opposition to smaller one ( $<11 \mu\text{m}^2$ ) during interstadials. Each of HE are characterised by three phases: a phase of relatively high MChar bracketed by two phases of low MChar. A strong decrease of MChar occurs at the end of HE4 and HE3 while HE6 presents a rather different pattern with a strong decrease of MChar at the beginning of the event.

### **IV.2 Organic carbon (OC)**

The OC of core MD04-2845 (Fig. 3) varies between 0.248 and 0.903 % (average value of 0.53 %) which is comparable to the OC reported in the Bay of Biscay for sediments from the shelf ( $<0.5$  %) or deep ocean (average value: 0.5-1 %) (Etcheber *et al.*, 1999). The OC values are comparable between the last interglacial (average value of 0.49 %) and the LGP (average value of 0.55 %). The OC is highly variable for the LGP and parallels the D-O climatic variability with high values during GIS and low values during GS and HE. During the last interglacial period, three gradual increases of OC occurred during the Eemian-GS25,

GIS23-22, GIS21 and GIS20. The end of MIS 6 presents the same pattern than the LGP with peaks of OC corresponding to interstadials and low values of OC during stadials.

### **IV.3 Time-series analysis**

To extract the significant periodicities of our proxies, spectral analysis was applied on linear detrended OC content and microcharcoal concentration (CharS, CharN and CharMS) before applying the Lomb periodogram algorithm (Past software). Periodicities have been selected for a 0.01 (99 %) significance level. Several millennial periodicities are detected in the proxies (see Fig. 4). Most notably, periods close to the precession (23-19 kyrs) are detected for OC and microcharcoal concentration. A semi-precessional period of 11.5 kyrs is detected for microcharcoal concentration.

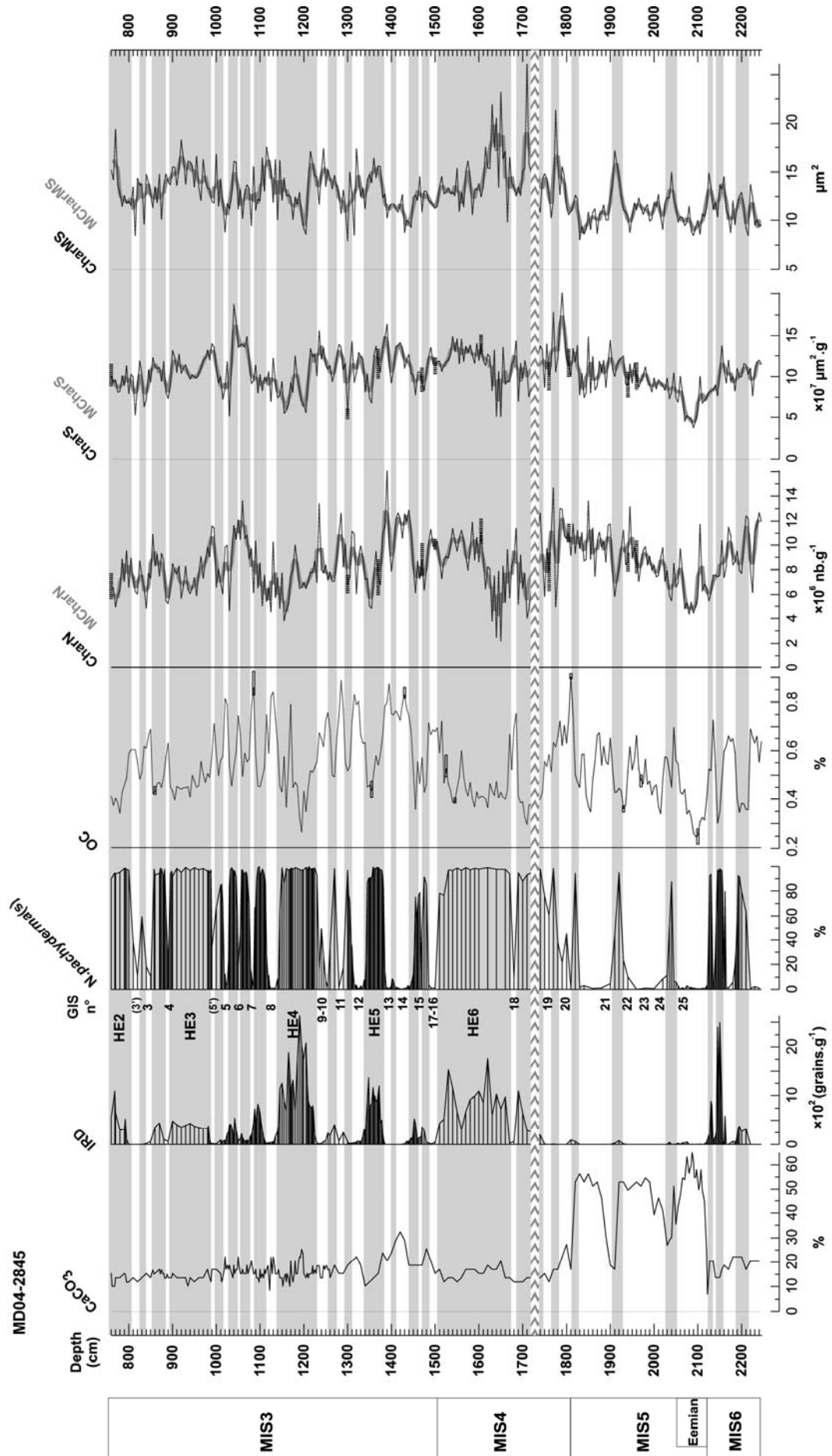




Figure 3. Results from microcharcoal and organic carbon content and comparison with other marine proxies of core MD04-2845. All records are plotted versus depth. Limits of Marine Isotopic Stages (MIS) and the Eemian Interglacial are also indicated. From left to right: (a) the carbonate percentages ( $\text{CaCO}_3$ ), (b) the ice rafted debris (IRD) concentration, (c) the polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s) abundance percentages, (d) the organic carbon content (OC) percentage, (e) the microcharcoal number concentration (Char number) and the three-point running mean (MCharN), (f) the microcharcoal surface area concentration (CharS) and the three-point running mean (MCharS), (g) the microcharcoal mean surface area (CharMS) with three-point running mean. Grey rectangle shown on the OC curve represents the greatest lower and least upper bound of replicates. Dotted bar on microcharcoal concentration curve (CharN and CharS) indicate the 95% confidence interval. Grey bands indicate Heinrich events and other Dansgaard-Oeschger stadials. Heinrich events are identified on the basis of peaks in ice rafted debris (IRD), high polar foraminifera (*N. pachyderma* s.) percentages and AMS  $^{14}\text{C}$  ages. Greenland interstadial numbers (GIS) are also shown. 1714-1740 cm: sedimentary hiatus.

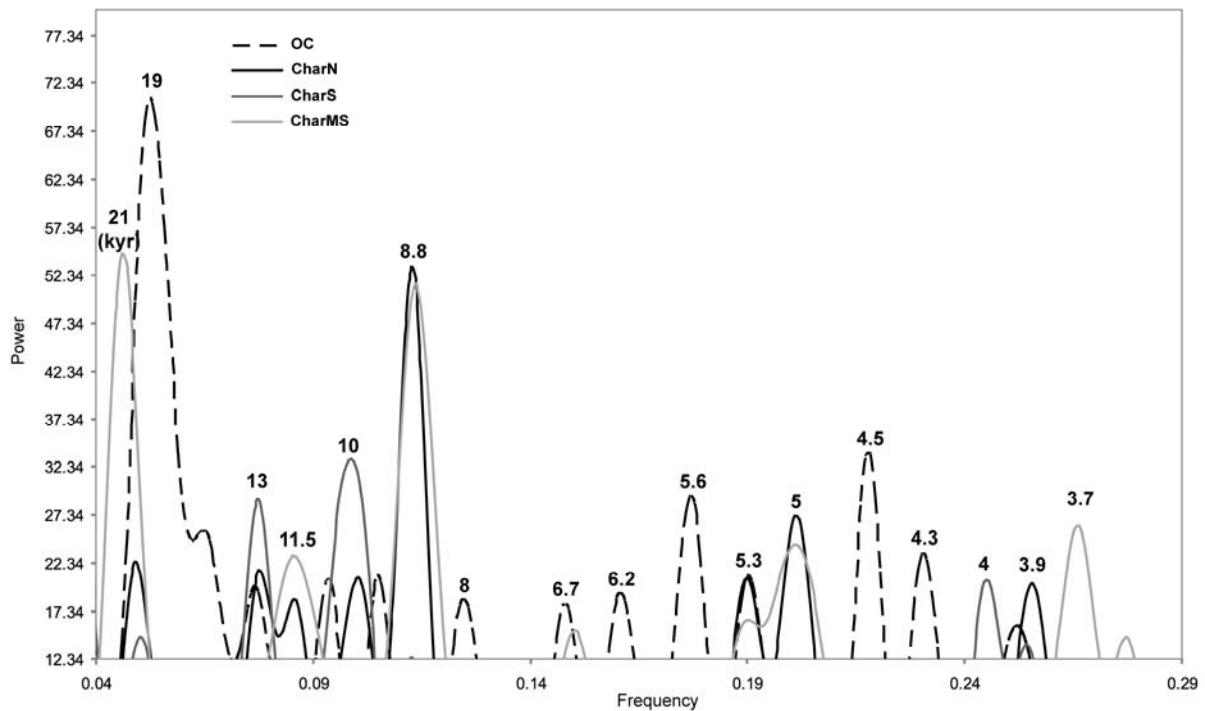


Figure 4. Spectral analysis applied to linear detrended OC content and microcharcoal concentration (CharS, CharN and CharMS) before applying the Lomb periodogram algorithm (Past software). Periodicities (kyr) have been selected for a 0.01 (99 %) significance level. Peaks in the spectrum are presented with frequency (X-axis) and power value (Y-axis) (units proportional to the square of the amplitudes of the sinusoids present in the data).

## V. Discussion

### V.1 Last Glacial oceanic circulation and wind direction changes: implications for microcharcoal signal interpretation

In order to test whether millennial-scale MChar variation is related to actual changes in fire regime and to verify that MChar variation is independent of changes in aeolian or fluvial sedimentary input, we have used other climatic proxies (pollen, foraminifera derived-SST, OC and CaCO<sub>3</sub>). OC content parallels the D-O climatic variability with an alternation of high and low OC values during GIS and GS, respectively (Fig.3). OC content in marine cores derives from marine productivity although a fraction of continental material may affect it (Pailler and Bard, 2002). The absence of correlation over the record of core MD04-2845 between OC and terrestrial material such as microcharcoal and pollen ( $r=0.34$ ,  $p \ll 0.01$  for OC content and microcharcoal concentration,  $r=0.16$ ,  $p < 0.1$  for OC and pollen concentration) implies that such OC variations cannot be explained only by changes of continental organic matter supply via wind or rivers. Additionally, CaCO<sub>3</sub> being free of dissolution because of the core location above the carbonate compensation depth (Kennett, 1982), no significant correlation between OC and CaCO<sub>3</sub> contents ( $r=-0.13$ ,  $p < 0.02$ ) indicates that the OC might derive from non-calcifying species such as diatoms or silicoflagellates. Coccoliths such as *Emiliana huxelyi*, *Gephyrocapsa* and *Coccolithus pelagicus*, which are currently associated with an increase of diatoms and silicoflagellates in this region (Beaufort and Heussner, 1999), were indeed observed during interstadials in our core (e.g. GIS 17-16, J. Giraudeau, pers.comm.). This suggests that an increase of OC during GIS reflects an increase of marine productivity. The OC pattern in core MD04-2845 is similar to the pattern of dinoflagellates productivity in the marine core MD03-2692 located on the Celtic margin during MIS 6 where higher concentrations during interstadials and lower ones during stadials are observed (Penaud, unpublished data). We therefore consider OC to be essentially a proxy of marine productivity in core MD04-2845. Last glacial productivity changes revealed by a core located off Lisboa were related to variations in Portugal's upwelling system (Pailler and Bard, 2002). However, the Gascogne seamount is far from regions affected today by upwellings in the Bay of Biscay, i.e. the shelf break or river plumes. This site was also outside the direct influence of upwelling during the LGP because the shelf break was still drowned at the maximum lowstand sea level (maximum of -120 m depth for the Last Glacial Maximum). Therefore, a

different mechanism to that explaining the OC content variation in the Iberian margin must be responsible for the observed shifts in OC between GS and GIS in our core.

Forest development detected in core MD04-2845 during GIS (Fig.5) suggests an increase of temperatures and precipitation. At present, the increase of humidity as well as river run-off in southwestern France is related with the negative mode of the NAO (Trigo *et al.*, 2002; Dupuis *et al.*, 2006). Climatic conditions in this region during GIS might be related, as suggested for southern Iberia (Combourieu-Nebout *et al.*, 2002; Moreno *et al.*, 2002; Sánchez Goñi *et al.*, 2002) to a prevailing negative NAO-like situation. Under this climatic regime, SST warming might also be linked to enhanced influence of a warm paleo Navidad current, as occurs today during negative NAO index (Garcia Soto *et al.*, 2002), favouring productivity blooms and OC increase during the GIS. Moreover, our hypothesis of the paleo-Navidad current strengthening under a negative NAO-like mode during GIS is consistent with the observed weakening of Mediterranean Outflow Water (MOW) at that time (Voelker *et al.*, 2006; Toucanne *et al.*, 2007). The formation of western Mediterranean Deep Water, which likely was a major source of the MOW during the last glacial (Myers *et al.*, 1998; Voelker *et al.*, 2006), is at present positively correlated to the NAO (Rixen *et al.*, 2005). The comparison between this past oceanic scenario pattern with the modern oceanic and atmospheric circulations (Fig.2) suggests that GIS would be, as in the modern situation, more influenced by southwesterly winds (winter situation) than GS periods that were characterised by prevailing northwesterlies (summer situation). As both wind systems come from the ocean, we do not expect therefore a substantial aeolian contribution of microcharcoal to the Gascogne seamount during the different phases of the LGP. This is also supported by the sporadic presence of the North-African wind-pollinated *Cedrus* tree pollen in the record (Fig.5), which suggests negligible input of charcoal coming from the South. As other regions in western Europe (Van Huissteden *et al.*, 2001), the Bay of Biscay was likely characterised by prevailing westerlies during the LGP suggesting that MChar variability is not controlled by changes in wind directions.

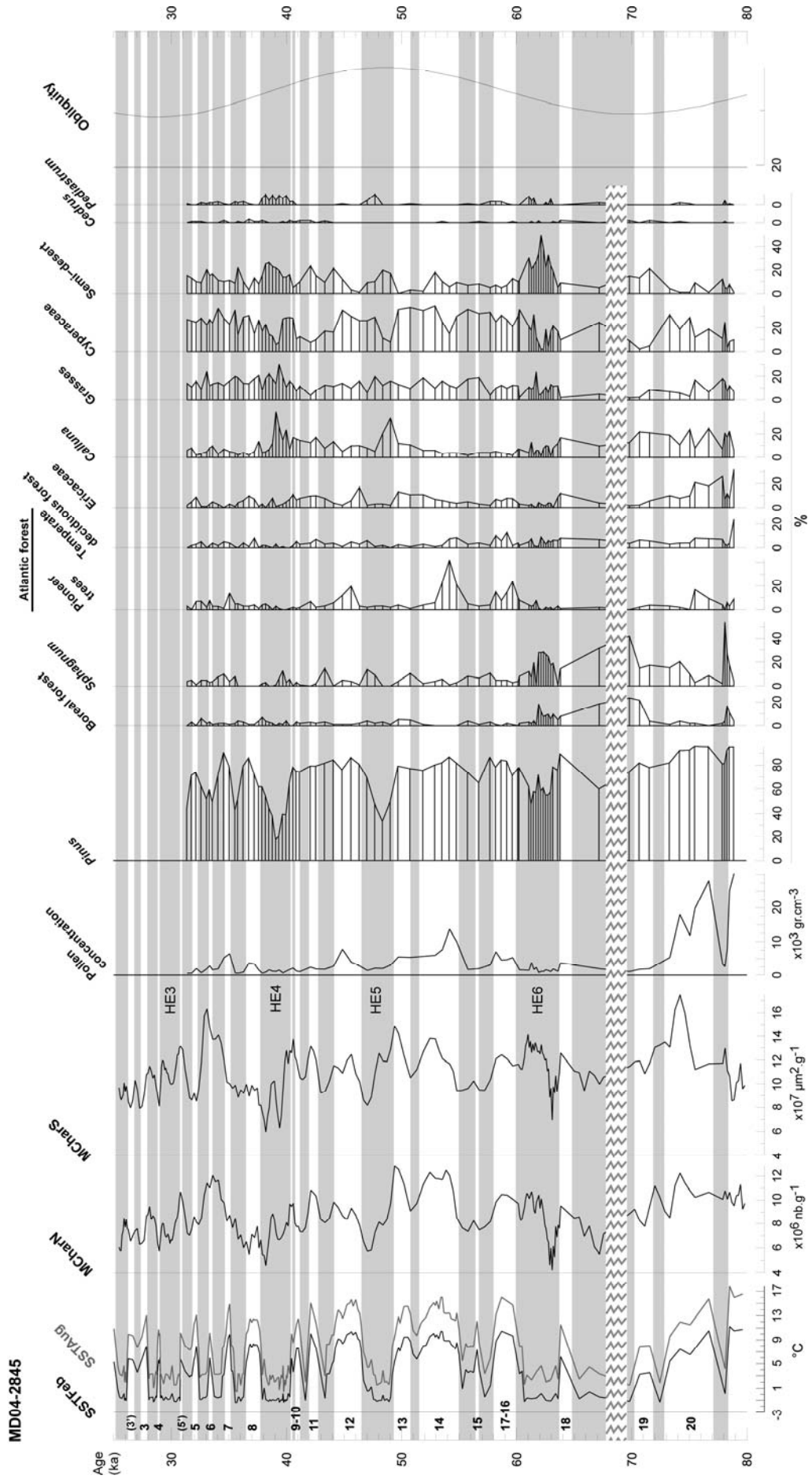
MChar variation in core MD04-2845, retrieved at 350 km from the coast and on a seamount, would be only affected by dilution related to the biogenic or terrigenous hemipelagic input or changes in fluvial sedimentary transfer. The lack of correlation between terrigenous material (1-CaCO<sub>3</sub>) or carbonates and microcharcoal concentration ( $r = \pm 0.408$  with CharN or  $r = \pm 0.21$  with CharS ( $p < 0.01$ )) for the LGP suggests that neither carbonates nor terrigenous material dilute microcharcoal concentration and that MChar variation is not related to changes in fluvial discharges.

MChar variation is therefore not related to changes in aeolian or fluvial sedimentary input, implying that changes in MChar represent variation in regional microcharcoal production and, therefore, in fire regime of western France. Intervals of MChar high values identify periods of strong fire regime while those marked by low values reveal weak fire regime phases.

## **V.2 Fire regime, vegetation composition and climate in western France during the last glacial period**

Fire regime is highly variable all along the record especially during the LGP (Fig. 5): low fire regimes are detected during GS and HE and high fire regimes during GIS. This strong fire regime variability may reflect climatic changes, i.e. succession of dry and humid periods, involving shifts in lightning storm position, changes in fire-sensitive species or variations in fuel availability. In addition, variations of fire regime have likely an impact on vegetation succession. In order to discuss short and long-term fire-climate-vegetation relationship we have compared fire regime changes and fluctuations in vegetation cover and composition (Fig. 5). The vegetation of core MD04-2845 shows that *Betula-Pinus*-deciduous *Quercus* forest expanded during GIS and steppic plants (*Artemisia*, Poaceae, heaths and sedges) dominated during the cold and dry GS (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). No continuous and well dated pollen terrestrial records identifying the millennial-scale variability are available in western France. Only the multiproxy study of the Cestas soil, located in southwestern France and reliably related with HE2 (Bertran *et al.*, unpublished data), sheds light on local vegetation environments at low altitudes. These environments are similar to those described from marine pollen record MD04-2845 and mainly composed by steppic plants such as Poaceae, *Helianthemum* and *Artemisia*, sedges associated with local shrub dominated by *Myrica* and Ericaceae.

Régime des feux de l'Ouest de la France (MIS4-2)



*Figure 5. Comparison between microcharcoal trends and climatic proxies from core MD04-2845. All records are plotted versus age. From left to right: (a) sea surface temperature derived from foraminifera assemblages for February (SSTFeb) and August (SSTAug), (b) three-point running mean microcharcoal number concentration curve (MCharN), (c) three point-running mean microcharcoal surface area concentration curve (MCharS), (d) pollen concentration, (e) to (p) pollen group percentage curves, (q) Obliquity curve from Laskar et al. (2004). Boreal forest: at 90% Picea, Alnus and Salix; Pioneer trees: mainly Betula, Cupressaceae and Hippophäe; Temperate deciduous forest: deciduous Quercus, Carpinus and Corylus; Grasses: Poaceae; Semi-desert: Chenopodiaceae, Ephedra and Artemisia. Although Betula can also belong to Boreal forest, percentage variation in our record does not follow the Picea pattern, which suggests its inclusion in the Atlantic forest. 68-70 ka: sedimentary hiatus.*

---

### V.2.1 Dansgaard-Oeschger interstadials and stadials

Major differences in fire regime in western France between GS (low fire regime) and GIS (high fire regime) are not associated with a particular taxon. Increase in fire regime is associated with periods of afforestation corresponding to the establishment of *Betula-Pinus-deciduous Quercus* open forest during GIS and low fire regime with steppic plants during GS. Some increase of fire regime are also associated to certain peaks of Ericaceae and *Calluna* on which repeated fires encourage their regeneration (Bradshaw *et al.*, 1997; Mouillot *et al.*, 2002; Calvo *et al.*, 2002). Beyond the influence of the type and density of the vegetation on the fire regime through changes in fire frequency or severity, increase of microcharcoal concentration during periods of afforestation suggests the increase of microcharcoal production related to increase of woody fuel and biomass accumulation during GIS as total plant biomass in forested areas is generally higher than open ground formations (Magri, 1994). This increase of woody fuel during GIS indicates an increase of humidity and associated sea and air surface temperature warming as likely the result of a prevailing negative NAO-like index.

Increase of fire regime related to woody fuel availability for the LGP has been already suggested by Daniau *et al.* (2007) for southwestern Iberia inferred from the strong correlation between MChar and forest percentage curves. This hypothesis is supported by the simulation of Ni *et al.* (2006) for semi-arid regions where lack of fuel, related to drought, often limits the incidence of fire. Although the relationship between fire regime and fuel changes occurs also in western France during the LGP, the tight correlation found in Iberia is less evident in western France. The reason may be that D-O climatic variability has a lesser impact on

vegetation shift between GS and GIS in this region which allows the development of a mosaic of vegetation with a dominance of grasses through GS and GIS. At present, a sharp contrast of precipitable water exists in Iberia between negative NAO (high precipitation) and positive NAO (marked drought) situations. Although the same pattern occurs in southwestern France, the contrast of precipitable water is less marked in this region (Trigo *et al.*, 2002). Sánchez-Goñi *et al.* (2008) show that the boundary of the Mediterranean region was similar to that of the present-day during GIS. This would imply that a similar gradient of precipitable water than that observed at present-day between the two regions may occur during GIS and suggests that during GS (positive NAO-like situation), moisture content in western France is sufficient to develop a continuous vegetation cover, mainly grasses, while lack of winter moisture in southwestern Iberia triggered the development of semi-desert vegetation.

#### *V.2.2 Zooming in on Heinrich events 6, 5 and 4*

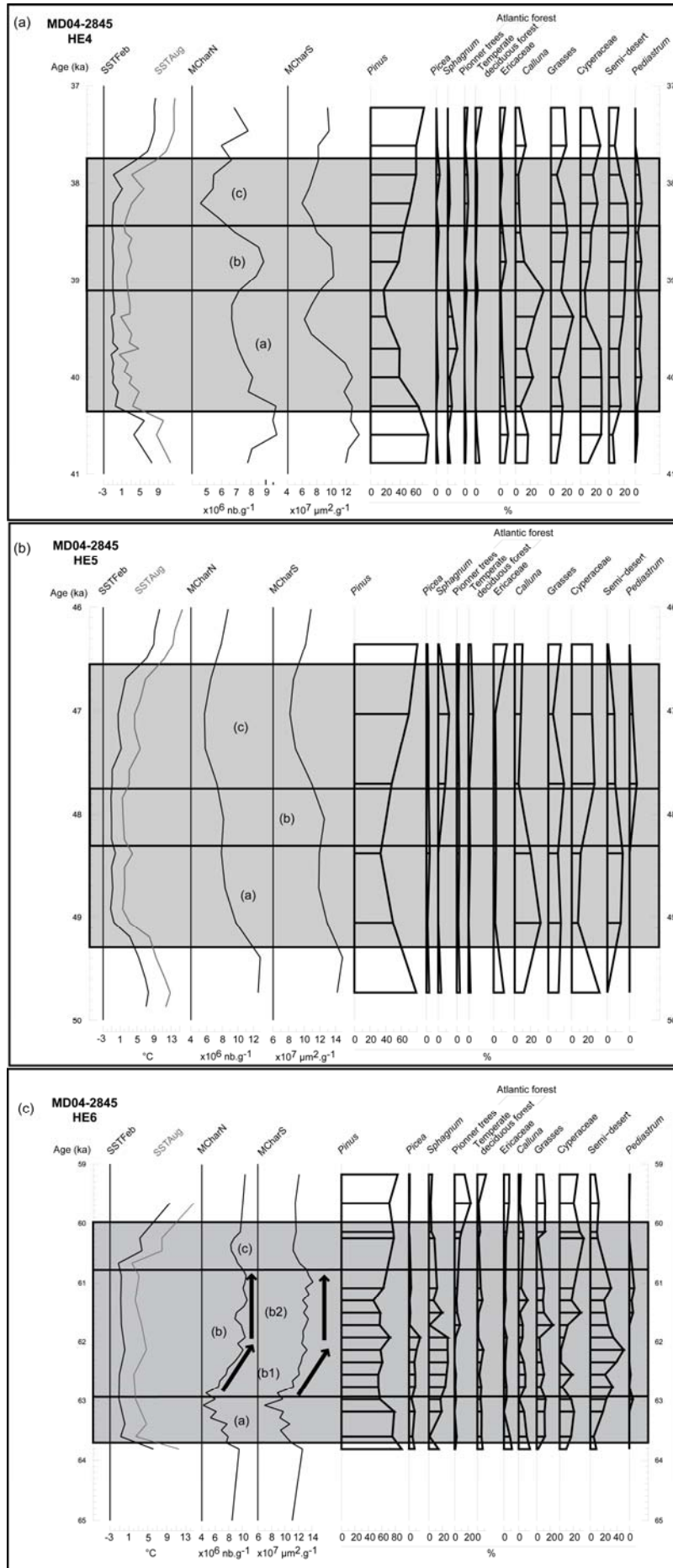
The vegetation of HE 6, 5 and 4 (Fig. 6) mainly composed of *Pinus* woodlands, some *Picea* (well developed during HE6), *Sphagnum*, *Calluna*, Cyperaceae species is typical of present-day Boreal or Central European vegetation, characterised by evergreen coniferous forest and mires which indicate high rainfall areas (Polunin and Walters, 1985). The relative high percentages of *Artemisia* during HE indicates this species occupies drier soils.

##### *V.2.2.1 Heinrich event 4*

Fire regime during HE4 presents a three-phase structure (Fig. 6.a). Decrease of fire regime at the beginning of HE4, phase (a) is contemporaneous with a large reduction by ~50 % of *Pinus* percentages contemporaneous with the succession of Cyperaceae, *Sphagnum* and *Calluna* progressively dominating the pollen assemblage. Succession of Cyperaceae and *Sphagnum* indicates progressive colonisation of water-filled depressions by fens (minerotrophic peatland) then by bogs (ombrotrophic), which is the typical ecological succession of peatland (mire) (McNamara *et al.*, 1992). This plant succession suggests also a vegetation of transitional mire which forms a mosaic of bog and fen, or occurs where bog and fen succeed each other (Polunin and Walters, 1985). Present-day vegetation mainly composed of *Calluna* and *Pinus sylvestris* is typical of outer sloping margins of raised bogs found in Central European mires (Polunin and Walters, 1985). *Calluna* is also a winter snow tolerant plant which is not favoured by summer-like dry spells (Caspers and Freund, 2001). Whereas

the development of *Sphagnum* indicates moist or waterlogged environments, this species colonises the upper part of the water table (Rochefort *et al.*, 2002). Most *Sphagnum* species are absent or poorly represented in habitats with an extremely fluctuating water table compared to *Calluna vulgaris* which prefers considerable fluctuations (Laitinen *et al.*, 2007). The progressive dominance of *Calluna* at the end of this phase and the disappearance of *Sphagnum* suggests an increase of the water table and surface runoff produced by higher precipitation. In addition, the annual cold atmospheric conditions indicated by February and August cold SST from core MD04-2845, combined to relative high rainfall, suggest an increase of winter snow precipitation and relative wet summers. Even if summer convective rain would promote fire ignitions, cold and relative strong moist conditions would have slowed down fire propagation, leading to the decrease of fire regime during the first phase of HE4, in particular in a low fuel availability environment. Increase of fire regime period, phase (b), starts with the beginning of *Pinus* forest development associated with the decline of *Calluna* and the weak development of other Ericaceae and semi-desert vegetation. This increase of fire regime contemporaneous with increasing fuel and a decrease of summer precipitation inferred from the decrease of *Calluna* would reflect environmental conditions favourable to fire propagation. The decrease of fire regime in phase (c) at the end of HE4 is, at first sight, paradoxically associated with the development of mixed-wood forest (*Pinus*, *Picea* and Atlantic forests). The dominance of Cyperaceae and the new development of *Sphagnum* suggest again the development of mire. Although fire regime is expected to increase during this period as woody fuel is available, this wet environment might not promote fire-spread, except at the very end of HE4 when *Picea* forest was more developed.





*Figure 6. Comparison between microcharcoal concentration and climatic proxies during Heinrich events (HE). (a) HE4, (b) HE5, (c) HE6. All records are plotted versus age. (a) sea surface temperature of February (SSTFeb) and August (SSTAUG), (b) three-point running mean microcharcoal number concentration curve (MCharN), (c) three point-running mean microcharcoal surface area concentration curve (MCharS), (d) to (n) pollen group percentage curves. Pollen groups as in Fig.5.*

---

#### V.2.2.2 Heinrich event 5

As for HE4, three phases in the fire regime characterised HE5 (Fig. 6.b). The decrease of fire regime in phase (a) occurs during a humid phase of low woody fuel (*Pinus* forest decline and *Calluna*-dominant vegetation). The relative low resolution of the pollen record during phase (b) precludes discussing the relationship between the increase of fire regime revealed by MChar and changes in forest cover and composition. The hypothesis of environmental conditions similar to HE4's phase (b) controlling this fire regime enhancement needs to be confirmed by higher resolution pollen analysis. The low fire regime in phase (c) is contemporaneous with *Pinus* forest and mire expansions. The record of *Pediastrum* at the very beginning of this phase suggests relative high amount of precipitation or strong snow melting favouring the development of water-filled depressions (lakes, ponds) or lowland rivers (Batten, 1996) during this time. The following succession of Cyperaceae and *Sphagnum* suggests the progressive colonisation of these water-filled depressions.

During HE4 and 5, the progressive increase of annual SST recorded in phase (c) contemporaneous with the development of *Pinus* forest suggest warmer conditions than that of previous phases. Further, *Pinus* forest development during the middle and the last phases of HE4 and 5 would be indicative of a transition from a wet and/or cold (phase (a)) to a dry and/or warm climate (phase (b-c)) inferred from the establishment of trees on peatlands (see a synthesis in Linderholm and Leine, 2004). This drying and warming trend, observed during these two Heinrich events, has been also reported for the western Iberian margin and adjacent landmasses during the last phase of HE1, 2 and 4 (Naughton *et al.*, 2007). In western France, the drying trend during the middle and last phase of HE 4 and 5 would lead to reduce fen landscapes and develop bog-dominated mire. Despite the relative drying and fuel availability which would favour the increase of fire regime, moisture conditions are assumed to remain important enough in western France to limit propagation of fire at the end of these events.

Finally, the increase of fire regime during phase (b) could be the result of an increase of frequency of lightning storms during this period, which could occur during an atmospheric reorganisation between phase (a) and (c).

#### V.2.2.3 Heinrich event 6

During HE6, we observe the development of *Picea* forest associated to the expansion of *Sphagnum* and *Pinus* populations, along with *Calluna* and Cyperaceae species, typical of the present-day vegetation of the Boreal region. Interestingly, HE6 is marked by a different vegetation pattern compared to HE5 and 4 because of the relative high percentages of *Pinus* over the entire event and the two slight declines of this tree. However, fire regime is also characterised by a three-phase structure (Fig. 6.c). The first low fire regime, phase (a), is associated with *Pinus* forest decline. Phase (b) is characterised by a first strong increase of fire regime (b1) followed by a “plateau” (b2) which coincides with a relatively well developed *Pinus* and *Picea* forest associated with the expansion of *Sphagnum* growing in humid environments and semi-desert plants growing apart in drier soils. The decrease of fire regime at the end of HE6 (c) is associated with the maximum expansion of Cyperaceae and surprisingly with *Pinus* development.

As for HE4 and 5, the low fire regime during the first and last phases may be related to low fuel content and relative moist conditions limiting fire ignition and spread, respectively. The high fire regime during (b1) may be explained by the development of highly fire sensitive Boreal forest system (Bergeron *et al.*, 2004) associated with particularly dry climate as indicated by the strong development of semi-desert vegetation. Beyond climatic conditions favourable to *Picea* and *Sphagnum* establishment during this period, high fire regime may have also contributed to the resulting vegetation assemblage. Permafrost forms in peatlands when mean annual temperature (MAT) is below 0°C and becomes continuous when MAT is under -6°C. However, Camill (2000) reports permafrost formation in Canadian boreal peatlands related to dense *Picea mariana* trees and *Sphagnum* dry peat suggesting that cold temperature is not the unique factor involved in permafrost formation. Alternation between *Picea* and *Sphagnum* species in this region is triggered by fire. *Picea* trees diminish the solar radiation at the surface soil and permafrost begins to form. Fire alters *Picea* forest, the permafrost layer begins to melt and *Sphagnum* develops due to unfrozen conditions. Over time, peat accumulates and succession leads to favourable conditions for tree colonisation which may promote permafrost formation.

We assume as a working hypothesis that *Picea* and *Sphagnum* grew together in western France during HE6. If we apply the present-day model of *P. mariana* in North America to *Picea* in western Europe, at longer time-scale, the development of *Picea-Sphagnum* association during (b1) concomitant with high fire regime suggests that discontinuous permafrost occurred in western France during the transition MIS 4/MIS 3. Moreover, forest fires of this period were probably intense because the expansion of *Sphagnum* populations is favoured by high-temperature forest fires (Greisman, 2006). Paleosols testifying short occurrence of permafrost has been detected in this region during the youngest HE2 and 1 (Bertran *et al.*, unpublished data). In addition, evidence of permafrost formation during the HE6 time interval is suggested from growth cessation of the Grotte de Villars's speleothem located in southwestern France (Genty *et al.*, 2003). Fire regime stays at a high level during (b2) although this period is contemporaneous with woody fuel decrease (*Pinus* and *Picea* population decline) and increase in humidity (*Pediastrum* and Cyperaceae increase). However, *Pinus* forest decline was smaller than in HE4 and 5. At the same time, *Betula* forest-steppe expanded at the expenses of *Picea* (Fig. 5). This environmental succession might indicate thawing of permafrost under the onset of particular warming and drying trend, similar to that reported by Blyakharchuk and Sulerzhitsky (1999) for the western Siberia forest zone during the Holocene. This particular warming coincides with the start of obliquity increase (Fig. 5) and, therefore, enhancement of seasonal contrast at northern latitudes traced in our record by several well-marked GIS characterised by the highest development of *Betula* associated with summer SST above 15°C. This particular warming could explain the maintenance of strong fire regime during (b2) likely resulted from particularly high summer temperatures, despite of the decline of *Pinus* and *Picea* forest.

## **VI. Conclusion**

Microcharcoal and organic carbon analyses were applied to deep-sea core MD04-2845 recovered in the Bay of Biscay, at 45°N. Marine productivity variability revealed by organic carbon content parallels D-O climatic variability and is interpreted as a proxy of paleo-Navidad current strength. This current appears to have been reinforced during GIS as the result of the prevailing negative NAO-like mode, and inversely during GS. Both GIS and GS climatic situations were marked by dominant westerlies and microcharcoal concentration variation is independent of changes in fluvial sedimentary input implying that D-O

microcharcoal concentration variability reflects fire regime variation in western France during the last glacial period. The highest fire regimes are observed during GIS related to high-fuel coniferous-mixed wooded vegetation. Decreasing fire regime is associated to fuel reduction in a steppe dominated environment during HE and the other GS. This fire regime pattern is similar to that observed in southwestern Iberia for the same time period and supports a regional climatic control of fire regime, through biomass changes, in western Europe. Contrary to the continuous low fire regime during HE in southwestern Iberia, a three-phase structure characterises fire regime within HE6, 5 and 4 in western France. The highest fire regime episode is bracketed by two low fire regime phases. The first low fire regime phase is related to the *Pinus* forest decline and wet conditions while the fire increase is contemporaneous with an afforestation. The late fire decrease is, paradoxically, associated with the maintenance of substantial woody fuel and dryer conditions than those of the previous phase. We explain this late decrease as the result of a new phase of mire expansion. This would indicate climatic conditions sufficiently moist to limit fire-spread. During HE6, the strong relationship between the highest fire regime and the expansion of *Picea* and *Sphagnum* communities would reflect the formation of discontinuous permafrost.

#### **Acknowledgements :**

The work of A.-L. D. was supported by a BDI CNRS-région Aquitaine fellowship. This study was funded by the RESOLuTION (ESF-EUROCORES-EUROCLIMATE) and ARTEMIS projects. We gratefully acknowledge A. Landouar (LeicaMicrosystems) who provided useful assistance for LeicaQwin software language programming, B. Martin and E. Gonthier for advices and providing access to the slide polishing machine, H.Etcheber, H. Derriennic and A. Coynel for their introduction to organic carbon analysis. We kindly thank O.Ther for carbonate measurements and J. Giraudeau for looking at the coccoliths of some slides of core MD04-2845. We also thank W. Fletcher, F. Naughton, S. Toucanne, C. Lopez-Martinez, J.-M Jouanneau, P. Bertran, C. Garcia-Soto and S. Harrison for their valuable comments on different sections of this manuscript. This is Bordeaux 1 University, UMR-CNRS 5805 EPOC Contribution n°

## **References**

- Allen, G. P., Castaing, P., 1977. Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine* 21, 255-261.
- Andreae, M. O., Merlet, P., 2001. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global Biogeochemical Cycles* 15, 955-966.
- Bard, E., Rostek, F., Ménot-Combes, G., 2004. Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary research* 61, 204-214.
- Batten, D.J., 1996. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. In: J. Jansonius and D.C. McGregor (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation (3), pp. 1011–1064.
- Beaufort, L., Heussner, S., 1999. Coccolithophorids on the continental slope of the Bay of Biscay - production, transport and contribution to mass fluxes. *Deep-Sea Research II* 46, 2147-2174.
- Bergeron, Y., Gauthier, S., Flannigan, M., Kafka, V., 2004. Fire regimes at the transition between mixedwood and coniferous boreal forest in northwestern Quebec. *Ecology* 85, 1916–1932.
- Blyakharchuk, T.A., Sulerzhitsky, L.D., 1999. Holocene vegetational and climatic changes in the forest zone of Western Siberia according to pollen records from the extrazonal palusa bog Bugristoye. *The Holocene* 9 (5), 621-628.
- Boulter, M. C., 1994. An approach to a standard terminology for palynodebris. In: A. Traverse (Ed.), *Sedimentation of organic particles*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 199-216.
- Bradshaw, R.H.W., Tolonen, K., Tolonen, M., 1997. Holocene records of fire from the boreal and temperate zones of Europe. In: J.S. Clark, H. Cachier, H. Goldammer, B. Stocks, (Eds.), *Sediment records of biomass burning and global change*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 347-365.
- Calvo, L., Tarrega, R., Luis, E., 2002. Regeneration patterns in a *Calluna vulgaris* heathland in the Cantabrian mountains (NW Spain): effect of burning, cutting and ploughing. *Acta Oecologia* 23, 81-90.
- Camill, P., 2000. How much do local factors matter for predicting transient ecosystem dynamics? Suggestions from permafrost formation in boreal peatlands. *Global Change Biology* 6, 169-182.

- Caspers, G., Freund, H., 2001. Vegetation and climate in the Early- and Pleni-Weichselian in northern central Europe. *Journal of Quaternary Science* 16, 31–48.
- Castaing, P., 1981. Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde. *Doct. es Sciences thesis, Université Bordeaux1.*
- Colas, F., 2003. Circulation et dispersion lagrangiennes en Atlantique Nord-Est. *Thesis, Université de Bretagne Occidentale.*
- Combourieu Nebout, N., Turon, J. L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., Pahnke, K., 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 ky. *Geological society of America* 30, 863-866.
- Crutzen, P. J., Heidt, L. E., Krasnec, J. P., Pollock, W. H., Seiler, W., 1979. Biomass burning as a source of atmospheric gases CO, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, NO, CH<sub>3</sub>Cl and COS. *Nature* 282, 253-256.
- Daniau, A.-L., Sánchez Goñi, M. F., Beaufort, L., Laggoun-Défarge, F., Loutre, M. F., Duprat, J., 2007. Dansgaard-Oeschger climatic variability revealed by fire emissions in southwestern Iberia. *Quaternary Science Reviews* 26, 1369-1383.
- Dupuis, H., Michel, D., Sottolichio, A., 2006. Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *Journal of Marine Systems* 63, 105-114.
- Durrieu de Madron, X., Castaing, P., Nyffeler, F., Courp, T., 1999. Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research II* 46, 2003-2027.
- Enache, M.D., Cumming, B.F., 2006. Tracking recorded fires using charcoal morphology from the sedimentary sequence of Prosser Lake, British Columbia (Canada). *Quaternary Research* 65, 282-292.
- European Commission, 2001. Forest Fires In Southern Europe. *Environment and Geo-Information Unit report 1 (July).*
- Etcheber, H., Relexans, J.-C., Beliard, M., Weber, O., Buscail, R., Heussner, S., 1999. Distribution and quality of sedimentary organic matter on the Aquitanian margin (Bay of Biscay). *Deep-Sea Research II* 46, 2249-2288.
- Flückiger, J., Blunier, T., Stauffer, B., Chappellaz, J., Spahni, R., Kawamura, K., Schwander, J., Stocker, T. F., Dahl-Jensen, D., 2004. N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> variations during the last glacial epoch: Insight into global processes. *Global Biogeochemical Cycles* 18.

- Froidefond, J.-M., Castaing, P., and Jouanneau, J.-M., 1996. Distribution of suspended matter in a coastal upwelling area. Satellite data and in situ measurements. *Journal of Marine Systems* 8, 91-105.
- Garcia-Soto, C., Pingree, R. D., Valdes, L., 2002. Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research* 107, C8, 3118.
- Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J., Van-Exter, S., 2003. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Letters to nature* 421.
- Greisman, A., 2006. Fire, forest and cultural landscape history during the last 11 000 years in Småland- a case study at Stavsåkra. *The ESS Bulletin* 4.
- Heaps, N. S., 1980. A mechanism for local upwelling along the European continental slope. *Oceanologica Acta* 3, 449-454.
- Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E., 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1059–1086.
- Jouanneau, J.-M., Weber, O., Cremer, M., Castaing, P., 1999. Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research II* 46, 2205-2220.
- Kennett, J. P., 1982. *Marine Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Komarek, E. V., Komarek, B. B., Carlisle, C., 1973. The ecology of smoke particulates and charcoal residues from forest and grassland fires : a preliminary atlas, pp. 75. Tall Timbers Research Station, Tallahassee, Florida.
- Koutsikopoulos, C., le Cann, B., 1996. Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. *Scientia Marina* 60 (2), 9-19.
- Laitinen, J., Rehell, S., Oksanen, J., 2007. Community and species responses to water level fluctuations with reference to soil layers in different habitats of mid-boreal mire complexes. *Plant Ecology*, DOI 10.1007/s11258-007-9271-3.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A., Levrard, B., 2004. A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428, 261–285.



- Lazure, P., Jégou, A. M., 1998. 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf. *Oceanologica Acta* 21, 165-177.
- Lericolais, G., Berné, S., Féliès, H., 2001. Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Marine Geology* 175, 183-197.
- Linderholm, H. W., Leine, M., 2004. An Assessment of twentieth century tree-cover changes on a southern Swedish peatland combining dendrochronology and aerial photograph analysis. *Wetlands* 24, 357-363.
- Lobert, J. M., Scharffe, D. H., Hao, W. M., Crutzen, P. J., 1990. Importance of biomass burning in the atmospheric budgets of nitrogen-containing gases. *Nature* 346, 552-554.
- Magri, D., 1994. Late-Quaternary changes of plant biomass as recorded by pollen-stratigraphical data: a discussion of the problem at Valle di Castiglione, Italy. *Review of Palaeobotany and Palynology* 81, 313-325.
- McNamara, J. P., Siegel, D. I., Glaser, P. H., Beck, R. M., 1992. Hydrogeologic controls on peatland development in the Malloryville Wetland, New York (USA). *Journal of Hydrology*, 140, 279-296.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M., Sánchez 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.
- Mouillot, F., Rambal, S., Joffre, R., 2002. Simulating climate change impacts on fire frequency and vegetation dynamics in a Mediterranean-type ecosystem. *Global Change Biology* 8, 423-437.
- Myers, P.G., Haines, K., Rohling, E.J., 1998. Modeling the paleocirculation of the Mediterranean: the last glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of sapropel S1. *Paleoceanography* 13, 586-606.
- Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M.C., 2007. Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology* 62, 91-114.
- Ni, J., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Kutzbach, J. E., Sitch, S., 2006. Impact of climate variability on present and Holocene vegetation: A model-based study. *Ecological Modelling* 191, 469-486.
- Noël, H., 2001. Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, le Petit lac). Rôles respectifs de

- l'Homme et du climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années. Ph. D. Thesis, Sciences de l'Univers, Pétrographie et Géochimie Organiques, Université d'Orléans, Orléans, France.
- Ozenda, P., 1985. La végétation de la chaîne alpine dans l'espace montagnard européen, Masson, Paris.
- 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181, 431-452.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- Polunin, O., Walters, M., 1985. A guide to the vegetation of Britain and Europe. Oxford University Press, New York.
- Power, M.J., Marlon J., Ortiz N., Bartlein P.J., Harrison S.P., Mayle F.E., Ballouche A., Bradshaw R.H.W., Carcaillet C., Cordova C., Mooney S., Moreno P.I., Prentice I.C., Thonicke K., Tinner W., Whitlock C., Zhang Y., Zhao Y., Ali A.A., Anderson R.S., Beer R., Behling H., Briles C., Brown K.J., Brunelle A., Bush M., Camill P., Chu G.Q., Clark J., Colombaroli D., Connor S., Daniau A.-L., Daniels M., Dodson J., Doughty E., Edwards M.E., Finsinger W., Foster D., Frechette J., Gaillard M.-J., Gavin D.G., Gobet E., Haberle S., Hallett D.J., Higuera P., Hope G., Horn S., Inoue J., Kaltenreider P., Kennedy L., Kong Z.C., Larsen C., Long C.J., Lynch J., Lynch E.A., McGlone M., Meeks S., Mensing S., Meyer G., Minckley T., Mohr J., Nelson D.M., New J., Newnham R., Noti R., Oswald W., Pierce J., Richard P.J.H., Rowe C., Sánchez Goñi M.F., Shuman B.J., Takahara H., Toney J., Turney C., Urrego-Sanchez D.H., Umbanhowar C., Vandergoes M., Vannièrè B., Vescovi E., Walsh M., Wang X., Williams N., Wilmshurst J. & Zhang J.H. (2007) Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-007-0334-x.
- Puillat, I., Lazure, P., Jégou, A. M., Lampert, L., Miller, P. I., 2004. Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s. *Continental Shelf Research* 24, 1143-1163.

- Rixen, M., Beckers, J.-M., Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T., Maillard, C., Fichaut, M., Balopoulos, E., Iona, S., Dooley, H., Garcia, M.-J., Manca, B., A., G., Manzella, G., Mikhailov, N., Pinardi, N., Zavatarelli, M., the Medar Consortium, 2005. The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change. *Geophysical Research Letters* 32, NIL\_47-NIL\_50.
- Rochefort, L., Campeau, S., Bugnon, J.-L., 2002. Does prolonged flooding prevent or enhance regeneration and growth of Sphagnum? *Aquatic Botany* 74, 327–341.
- Ruch, P., Mirmand, M., Jouanneau, J.-M., Latouche, C., 1993. Sediment budget and transfer of suspended sediment from the Gironde estuary to Cap Ferret Canyon. *Marine Geology* 111, 109-119.
- Sánchez Goñi, M. F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peyrouquet, 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., Landais, A., Fletcher, W., Naughton, F., Desprat, S., Duprat, J. (2008). Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews* 27, 1136–1151.
- Serryn, P., 1994. Atlas Bordas Géographique. Hölzel, Paris.
- Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Chiu, T.-C., Parrenin, F., 2004. Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for  $\Delta^{14}\text{C}$ . *Quaternary Science Reviews* 23, 1513-1522.
- Shackleton, N. J. *et al.*, 2000. MD95-2042 Oxygen and Carbon Isotope Data. IGBP PAGES/World Data Center A for Paleoclimatology Data Contribution Series #2000-066. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Reimer, R. W. 2005. CALIB 5.0. (www program and documentation).
- Théry-Parisot, I., 1998. Economie du combustible et Paléoécologie en contexte glaciaire et périglaciaire, Paléolithique moyen et supérieur du sud de la France. Anthracologie, Experimentation, Taphonomie. Thesis, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne.

- Thonicke, K., Prentice, C. I., Hewitt, C., 2005. Modeling glacial-interglacial changes in global fire regimes and trace gas emissions. *Global Biogeochemical Cycles* 19, GB3008, doi:10.1029/2004GB002278.
- Toucanne, S., Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., Cremer, M., Zaragosi, S., 2007. Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 354–366.
- Trigo, R. M., Osborn, T. J., Corte-Real, J. M., 2002. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research* 20, 9-17.
- Turon, J.-L., 1984. Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire. *Mémoires de l'Institut de Géologie du bassin d'Aquitaine (17) Université de Bordeaux I, Bordeaux*.
- van Aardenne, J. A., Dentener, F. J., Oliver, J. G. J., Klein Goldewijk, C. G. M., Lelieveld, J., 2001. A 1 X 1 resolution data set of historical anthropogenic trace gas emissions for the period 1890-1990. *Global Biogeochemical Cycles* 15, 909-928.
- Van der Werf, G. R., Randerson, J. T., Collatz, G. J., Giglio, L., Kasibhatla, S., Arellano, J. A. F., Olsen, S. C., Kasischke, E. S., 2004. Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Nino/La Nina Period. *Science* 303, 73-76.
- Van Huissteden, J., Gibbard, P. L., Briant, R. M., 2001. Periglacial fluvial systems in northwest Europe during oxygen isotope stages 4 and 3. *Quaternary International* 79 75-88.
- Voelker, A. H. L., Lebreiro, S. M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., Abrantes, F., 2006. Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters* 245, 39–55.



## **CHAPITRE V**

*Régime des feux et populations du Paléolithique moyen et  
supérieur*

Test de l'hypothèse de l'utilisation du feu pour la gestion de l'environnement par les Néandertaliens et les populations modernes du Paléolithique supérieur

**Testing the hypothesis of fire use for ecosystem management by Neanderthal and Upper Palaeolithic Modern Human populations**

Anne-Laure Daniau <sup>a, b, \*</sup>, Francesco d'Errico <sup>a, c</sup> and Maria Fernanda Sánchez Goñi <sup>b</sup>

**Submitted** to Proceedings of the National Academy of Sciences

<sup>a</sup> Université Bordeaux 1, CNRS UMR5199 PACEA, Institut de Préhistoire et Géologie du Quaternaire, bât B18, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex, France

<sup>b</sup> EPHE, CNRS UMR5805, EPOC, bât B18, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex, France

<sup>c</sup> Institute for Human Evolution, University of Witwatersrand, Johannesburg, South Africa

\*Corresponding author : Anne-Laure Daniau, CNRS UMR5199 PACEA, Institut de Préhistoire et Géologie du Quaternaire, Université Bordeaux 1, bât B18, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex, France

Tel.: +335 40 00 29 82

Fax: +335 40 00 84 51

*E-mail address:* al.daniau@ipgq.u-bordeaux1.fr

## **Résumé**

Il a été proposé qu'un meilleur contrôle et une utilisation intensive du feu est une des innovations comportementales qui a émergé en Afrique parmi les premiers hommes modernes, favorisant leur colonisation dans le monde et déterminant leur succès évolutif. Nous devrions nous attendre, si l'utilisation intensive du feu pour la gestion de l'environnement était un composant du bagage technique et cognitif de l'homme moderne, comme cela a été suggéré pour l'Australie, à trouver de grandes surfaces brûlées de manière répétée associées à la colonisation de l'Europe par les hommes modernes. Pour tester cette hypothèse, nous avons analysé les microcharbons préservés dans deux carottes marines profondes localisées au large de la péninsule Ibérique et de la France. Dans les deux régions, les résultats ne montrent aucune influence humaine sur le régime naturel des feux, qui apparaît, comme pour les périodes précédant l'arrivée de l'Homme moderne, très fortement lié à la variabilité climatique de Dansgaard-Oeschger. Par comparaison avec des exemples d'utilisation intensive du feu, nos données suggèrent une utilisation peu fréquente du feu pour la gestion de l'écosystème par les Néandertaliens et les premières populations du Paléolithique supérieur.

## **Abstract**

It has been proposed that a greater control and more extensive use of fire is one of the behavioral innovations that emerged in Africa among early Modern Humans, favouring their spread throughout the world and determining their eventual evolutionary success. We would expect, if extensive fire use for ecosystem management was a component of the modern human technical and cognitive package, as suggested for Australia, to find repeated burning of large surface areas associated with the colonisation of Europe by Modern Humans. To test this hypothesis, we analyse microcharcoal preserved in two deep-sea cores located off Iberia and France. In both regions, results detect no human influence on natural fire regime, which appears, as for the period before modern human arrival, strongly driven by the Dansgaard-Oeschger climatic variability. By comparison to recent instances of extensive fire use, our data suggest for both Neanderthals and Early Upper Palaeolithic Modern populations an infrequent use of fire for ecosystem management.

## **Keywords**

Marine Isotopic Stage 3 and 2; charcoal; marine sequences; Modern Humans; Neanderthals



## **I. Introduction**

The earliest convincing evidence for human control of fire dates back to 500 kyr BP in Europe (1) and 790 kyr BP in the Near East (2). Campfires recently found at Qesem Cave, Israel, support the idea that hominins possessed the skill of fire management by 400-200 kyr BP (3). This finding confirms previous views that fire became a widespread technology at the beginning of the Middle Palaeolithic (4). Older possible evidence exists (5), but remains controversial (4; 6). In Palaeolithic times fire may have been used for heating, cooking or roasting plant and animal food, illumination, and for protection from predators (7, 3).

Fire as a tool for ecosystem management has been traditionally considered an innovation introduced by agriculturalists (see 8 for a review). Slash and burn, in particular, is a well known practice used to clear and maintain open vegetation, fertilize soil, and favor cattle grazing. Cattle prefer grazing areas that have been burned, because of the higher moisture and protein richness content of their forage (9). We know now, however, that fire-use for ecosystem management is not restricted to agrarian and herding societies. Regular burning of vast areas of land is reported for Native Americans and aboriginal people of Australia (“fire-stick farming”) to create favourable habitats for herbivores and increase the amount of food plants (10-11). Williams (12) reports selective use of fire by Native American tribes, such as the burning of large areas to divert big game (deer, elk, bison) into small unburned areas for easier hunting, to attract game which like to dine on fresh new grass (see also 10), to drive rabbits into small areas and to obtain salt from grasses. Plant management by fire is also reported for production of straight branches for basketry by Californian Indian Tribes (13). Australian Aborigines have skilfully used fire in different environments during the annual round of hunting and gathering. They had a well-developed knowledge of how to produce ignition and control fire-spread extent by burning the vegetation at the beginning and the end of the dry season when rain and storms are likely to put out fire (14). Landscape burning was undertaken for a variety of purposes including clearing thick vegetation to facilitate travel, signalling, controlling insects and vermin, hunting and waging war, ceremonial activities, driving game, regenerating senescent vegetation, smoking animals from burrows and asphyxiating bats in caves (see a synthesis in 11). Hill and Baird (15) report the use of fire by aboriginal Kuku-Yalanji groups of the Australian rainforest during the dry season to encourage the growth of *Cycas media* whose seeds constitute an important source of carbohydrates.

Mesolithic hunter-gatherers are suspected to have manipulated vegetation in northwest Europe (16) by deliberately setting fires to improve the sight-lines for missile-based hunting and/or change vegetation to attract game species (17). Bos and Urz (18) also consider Early Mesolithic people responsible for woodland opening by deliberate burning of the vegetation. Although it is likely that these techniques were not invented by Mesolithic hunter-gatherers, but rather stemmed from earlier traditions, evidence supporting this hypothesis remains exceedingly scant.

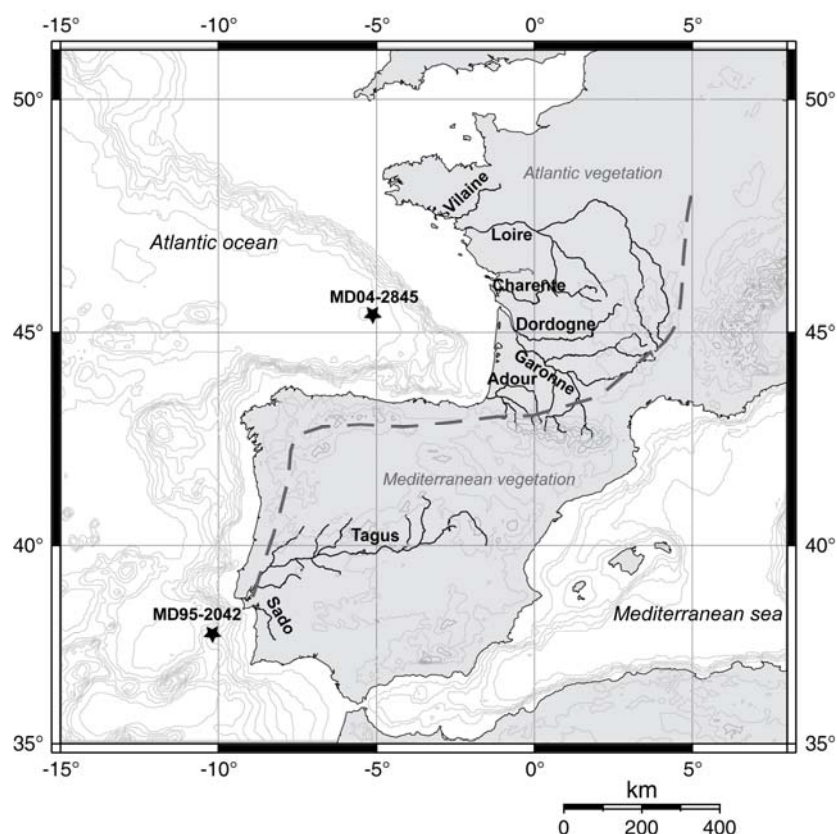
It has been proposed (19) that a greater control and more extensive use of fire is one of the modern behavioural innovations that emerged in Africa among Modern Humans, that favored their spread throughout the world, and that determined their eventual evolutionary success. We would expect, if extensive fire use for ecosystem management were a component of the modern human technical and cognitive package, as suggested by some authors (20-22), to find changes in the natural fire regime variability due to the repeated burning of surface areas associated with and following the colonisation of Eurasia by Modern Humans. Human influence on fire regime during this time span is poorly known due to the limited number of well dated continental archives (peat, lakes, swamp) and to the fact that, when data are available, human and climatic influence on fire regime are difficult to disentangle.

A large increase in fire activity around 50 kyr cal BP, recorded in marine cores collected in the Pacific Ocean, has been interpreted as the result of burning effected by Modern Humans populations colonizing South-East Asia (23-24). Similarly, the high incidence of biomass burning indicated by charcoal records in Australia between 60-45 ka has been attributed to the widespread use of fire for vegetation clearance during the initial colonisation of this continent (25-26). The dryness recorded in Australia after 45 ka has been interpreted as feedbacks associated with changes in land-surface properties caused by human modification of the vegetation cover through fire (27-28). These interpretations, however, have faced repeated challenges in the last few years (29-33).

This paper addresses for the first time the question of whether humans had an impact on the natural fire regime during the MIS3 and 2 in Europe and in particular whether Modern Humans populations colonising this large area and replacing Neanderthals at the so-called Middle Palaeolithic to Upper Palaeolithic transition introduced fire as a tool for ecosystem management, possibly leading to an advantage over the latter population.

To explore this issue we analysed microcharcoal preserved in two deep-sea cores located off Lisbon (MD95-2042) and Bordeaux (MD04-2845) (figure 1). Multiproxy studies of core MD95-2042 (35-41) and MD04-2845 (42) have documented the impact of the

Dansgaard-Oeschger (D-O) millennial-scale climatic variability and Heinrich events (HE) in the mid-latitudes of the eastern North Atlantic Ocean and Western Europe. D-O stadials (Greenland stadial, GS) are characterised by a decrease of sea surface temperature (SST) reconstructed from planktonic foraminifer assemblages and alkenone measurements, heavy oxygen isotopic values from the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* and the development of the polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s.) left coiling. D-O interstadials (Greenland Interstadial, GIS) were characterised by warmer SST and light planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  values. Extreme cooling episodes corresponding to HE are marked by peaks of ice rafted debris (IRD), the strongest increase in planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  values and peaks in magnetic susceptibility. These two sequences represent high resolution continuous archives of fire regime at a regional scale (see Material and Methods below) allowing the direct comparison of paleofire history with vegetation dynamics and climatic changes in the North Atlantic region. Their age models are also well constrained, which allows for comparison with the archaeological record.



**Figure 1.** Location of cores MD04-2845 and MD95-2042 (filled stars) and main rivers draining Western France and Southwestern Iberia. Dashed line divides the Atlantic and Mediterranean biogeographical zones (34).

## **II. Chronological and cultural framework**

Neanderthal demise and the colonisation of Europe by Modern Humans are the object of intense debate in the palaeoanthropological and archeological literature. This debate principally concerns the taxonomic affiliation of the human populations responsible for the archaeological “cultures” dated to this period, the timing of this process in each region of Europe, the possible role of climatic changes, and the nature of the biological and cultural interactions that led, in the end, to Neanderthal extinction. A large consensus exists around the notion that, in Europe, the Mousterian was solely made by Neanderthals (43-44). Many would also agree that the Chatelperronian, the only “transitional technocomplex” associated, at two sites, with diagnostic human remains was also made by Neanderthals (45), and that the Aurignacian should be attributed to Modern Humans (46-47). However, no human remains are securely dated to the first phases of the Aurignacian, now called Protoaurignacian (48) and relatively few to the subsequent so called “Ancient Aurignacian”, which leaves open the possibility of a significant biological Neanderthal input on the first wave of modern colonisers (49-51). In addition, some authors remain fervent partisans of an early colonisation of Europe by Moderns at ca. 39 kyr <sup>14</sup>C BP and a subsequent acculturation of late Neanderthals (52-53).

Creating a consensual chronological frame for this crucial population event is made difficult by the known limits of radiocarbon dating and calibration methods for the period before 26 kyr cal BP (54-55) as well as by disagreement on the cultural attribution of key sites. Reappraisal of a number of these sites has challenged the existence of a diagnostic Aurignacian older than 36.5 kyr <sup>14</sup>C BP (42 kyr cal BP) in Western Europe (56-58) and has shown that the Chatelperronian, interpreted in the past as resulting from acculturation of Neanderthals by Modern immigrants, is most probably older than the first Aurignacian. The more recent reliably dated Mousterian sites in France are not younger than 36 kyr <sup>14</sup>C BP (41 kyr cal BP) and 36-34 kyr <sup>14</sup>C BP (39-34 kyr cal BP) for the Chatelperronian (58-59).

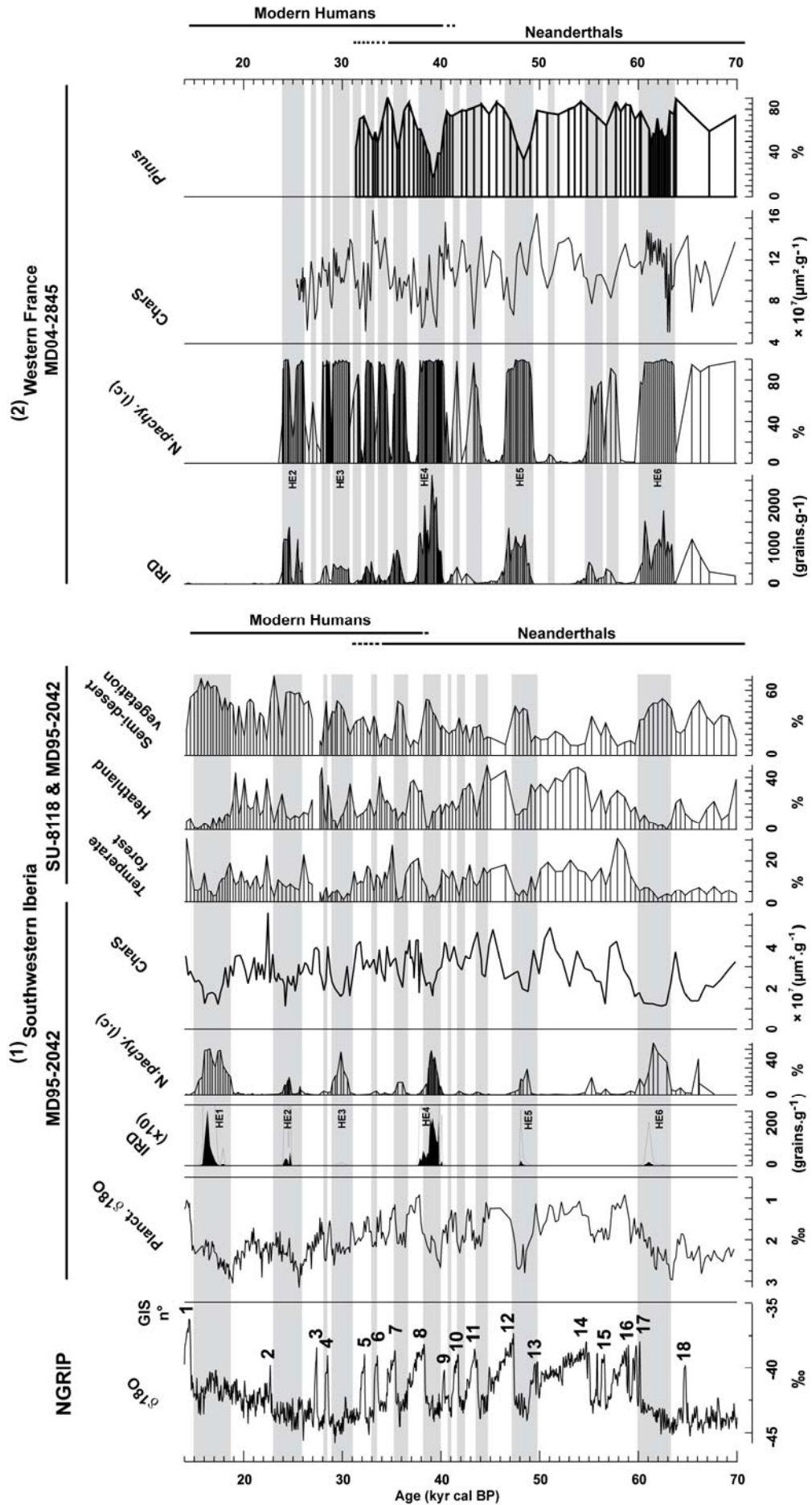
Climatically, the beginning of the Aurignacian (figure 2) in France has been related to the onset of the HE4 event (36.5 kyr <sup>14</sup>C BP), or the temperate phases (GIS 9–10) immediately preceding HE4 (59, 50). Radiocarbon dates indicate this culture persisted in Europe during the following temperate GIS 5–8 and cold/dry episodes preceding HE3. Iberia represents, perhaps with other areas of Europe, a special case. The Aurignacian is attested in the North of the peninsula since at least 36.5 kyr <sup>14</sup>C BP but absent in the South of Iberia before 33.5 kyr <sup>14</sup>C BP, i.e. after HE4 (56, 59) (figure 2). Although few Mousterian sites seem

to persist in Northern Iberia shortly after the emergence of the Aurignacian (60-61) no archeologically detectable traces of this technology are found in the North after the HE4. Neanderthals, in contrast, persist in the Southern Iberia at least until 30–32 kyr <sup>14</sup>C BP (62, 59, 63, 50), which covers GIS8 and GIS5 event (figure 2). The gap between the North and the South is generally interpreted as evidence for a delayed colonisation of southern Iberia by Modern Humans. The aridity and consequent low biomass produced by the HE4 event on Central and Southern Iberia have been proposed as the main reasons for the late arrival of Modern Humans in the South (59, 64). For the sake of this study we accept the consensual view that Neanderthal demise occurred at ca. 34-33 kyr <sup>14</sup>C BP in Western Europe and at ca. 30 kyr <sup>14</sup>C BP in the South of Iberia.

### **III. Results**

Concentrations of microcharcoal surface area (CharS) in core MD95-2042 (figure 2a) reveal that the evolution of fire regimes in Southwestern Iberia was in phase with vegetation and biomass shifts between GIS and GS.

High fire regime was contemporaneous with relatively warm and wet climatic phases (GIS), characterised by the development of an open Mediterranean forest and heathland. Low fire regime is observed during cold and dry climatic phases (GS including Heinrich events) characterised by semi-desert vegetation (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*). As total plant biomass in forest and heathland communities is generally higher than open ground formations (67), these changes also indicate the association of increased biomass accumulation with higher fire regime. CharS and biomass, as reflected in the sum of arboreal Mediterranean taxa and heathland percentages, are strongly correlated (figure 3) and best fits a logarithmic function ( $b = 0.79$ ,  $P < 0.0001$ ). This pattern indicates that in this region fuel availability, determined by climatically driven variations in vegetation biomass, is the main factor behind fire regime variation. Figure 3 makes also clear that these variations are independent from the associated human populations.



*Figure 2. Comparison between microcharcoal concentration trends (CharS) and climatic proxies of core MD95-2042 (Southwestern Iberia) (1) and MD04-2845 (Western France) (2). All records are plotted versus age. (1) From left to right: (a) the NorthGRIP oxygen isotopic curve, (b) the oxygen isotopic curve of the planktonic foraminifera *G.bulloides* reflecting sea surface temperature and salinity changes (40), (c) the concentration curve of the ice rafted debris (IRD), (d) the percentage curve of the polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s) left coiling, (e) the surface area concentration curve of microcharcoal (CharS), (f) to (h) pollen percentage curve of : temperate forest including Mediterranean plants; *Ericaceae* (heather); semi-desert vegetation (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*). The pollen data for core MD95-2042 are from (39) and (65). The pollen data for the interval 14-25 kyr cal BP are from the twin core SU81-18 (66). (2) From left to right: (a) the concentration curve of the ice rafted debris (IRD), (b) the percentage curve of the polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s) left coiling, (c) the surface area concentration curve of microcharcoal (CharS), (d) the pollen percentage curve of *Pinus* (42). The chronological extent of the Neanderthal and Modern Human populations are reported for the two regions. Grey bands indicate Heinrich events and other D–O stadials. GIS numbers indicates Greenland Interstadials.*

---

CharS from core MD04-2845 located off Bordeaux (figure 2b) broadly follows the same pattern for GS and GIS. Heinrich events, in contrast, reveal a three-phase structure, with a peak phase bracketed by two episodes of low fire regimes. This pattern suggests that a more complex relationship existed in Western France between factors that condition natural fire regimes (biomass, vegetation composition, precipitation, temperature, and lightning occurrence). Variation in CharS during GS and GIS was probably still determined by changes in biomass, which is almost synonymous, at this latitude, as observed in pollen from the same core (42) of changes in the extent of *Pinus* (pine) forest cover and to a lesser extent of *Betula* (birch) and deciduous *Quercus* (oak) woodlands. A tentative mechanism for the three-phase structure of CharS during the HE is the following: the decrease of CharS at the beginning of the event may be the consequence of a drop in temperature and related reduction of *Pinus* biomass; CharS subsequent increase can result from an re-expansion of *Pinus* forests; CharS increase is then stopped in the last phase by an increase in moisture.

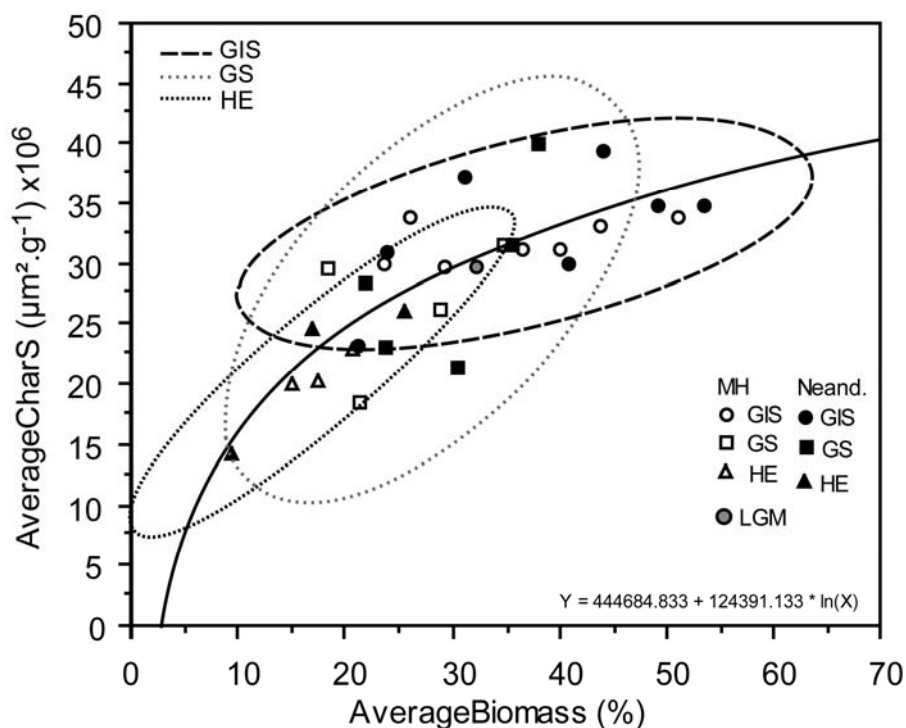


Figure 3. Average surface area of microcharcoal concentration (*AverageCharS*) of core MD95-2042 versus average biomass (*AverageBiomass*) for each Greenland Interstadials (GIS) and Stadials (GS) including Heinrich events (HE). The biomass is determined by the sum of pollen percentages of *Ericaceae* and open Mediterranean forest. MH: Modern Humans, Neand.: Neanderthals. The confidence ellipsoid at 95% is reported for each GIS, GS and HE.

No significant changes in fire regimes are observed in core MD95-2042 after 38 kyr cal BP (GIS8) and in core MD04-2845 after 41-42 kyr cal BP (GIS9-10), the time accepted by most authors for the arrival of Modern Humans in these regions (figure 4). The only possible exception is represented by CharS signal for GS7 in the mid-latitude, which appears anomalously high for a stadial phase. This, however, happens 6,000 years after the arrival of Modern Humans in Western France and is not recorded in the Southwestern Iberian margin. After HE3, the pattern of GIS/GS CharS shift is reversed with higher CharS value during GS than GIS. Unfortunately, pollen data are unavailable and further investigations are needed for explaining such inversion of trend.



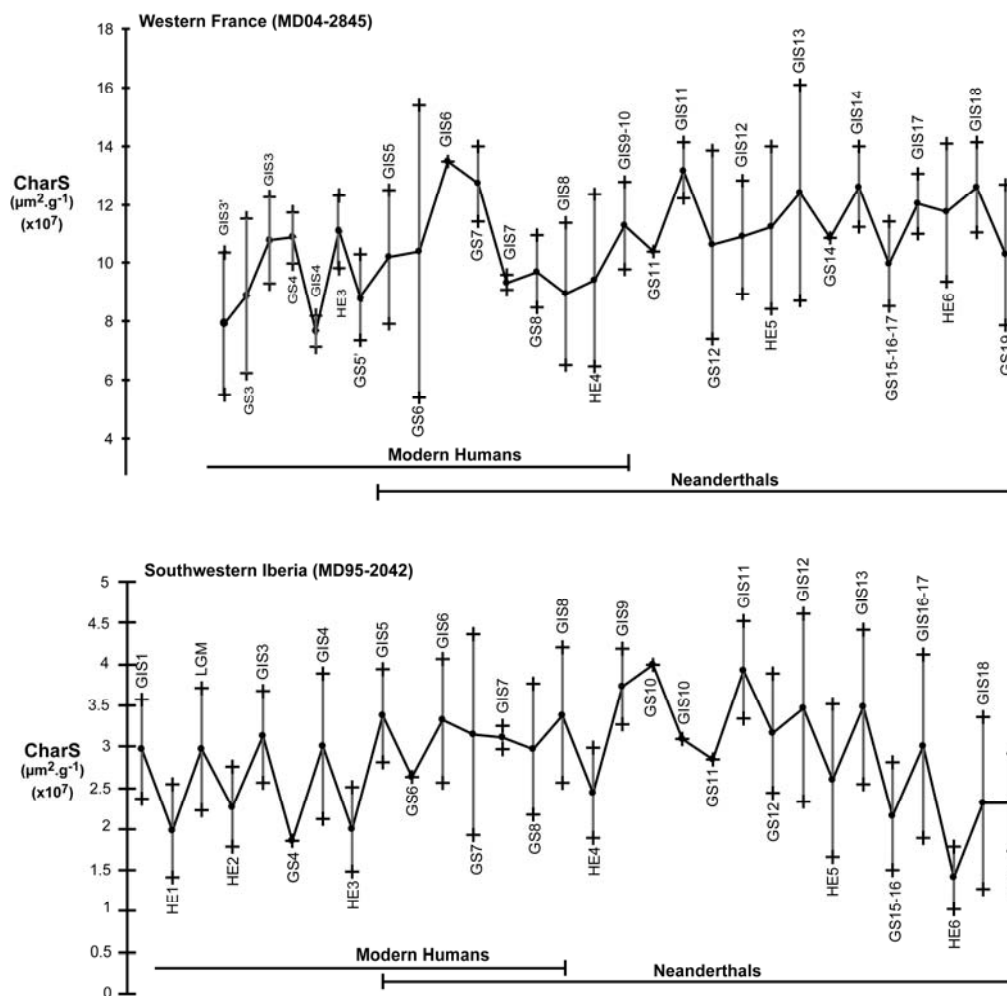


Figure 4. Evolution of average surface area of microcharcoal (*CharS*) with standard deviation reported for each Greenland Stadials, including Heinrich events, and Interstadials in core MD04-2845 and MD95-2042 compared to the chronological extent of Neanderthal and Modern humans.

#### IV. Discussion

The strong increase of microcharcoal concentration observed in marine cores from south-east Asia has been used to argue in favour of an extensive use of fire at around 50 kyr cal BP by modern human colonisers to clear vegetation and facilitate hunting (23-24). This would have perturbed natural fire regimes and dramatically changed vegetation composition (68). Pollen analysis of the archaeological sequence from Niah cave (Malaysia), dated to the Marine Isotopic Stage 3, reveals an increase of *Justicia*, a fire-favoured taxon, associated to forest rich phases (69). This has been interpreted as reflecting control of forest by modern human settlers to stimulate the growth of tubers, edible plants and hunt animals attracted by clearings (70). A similar interpretation has been suggested for the increase of biomass burning

indicated by charcoal records in Australia between 60-45 ka and the following dryness observed in the area. Several lines of evidence, however, have recently challenged the anthropogenic hypothesis: 1) major changes in fire regimes have been documented by charcoal records for periods prior to the arrival of modern humans (29,31); 2) changes in the ENSO variability and its impact on rainfall may explain the increase of natural fire (30); 3) a broadly-synchronous transition to more xerophytic vegetation is observed in New Caledonia, a region not colonised until 3,000 years ago (32); 4) climate-model experiments show that feedbacks associated with even catastrophic fires would have been insufficient to dry out the region (33). Controversial for South East Asia and Australia, the area for which data are more abundant, this issue has remained unexplored for Europe, and is certainly more complex to address in this area of the globe. Contrary to Australia, where colonisers penetrated an unpopulated territory, Modern humans entering Europe met a human population, the Neanderthals, well adapted to mid-latitude environments. Neanderthal knowledge of pyrotechnology is fully compatible with the hypothesis of their use of fire for ecosystem management. Numerous hearths have been found at Mousterian sites and in a number of cases there is clear evidence that they were deliberately constructed, maintained, and re-used (71-74). Neanderthals also used fire to harden wooden spears (75) and process birch pitch to haft stone tools (76-77).

Fire use for ecosystem management could be a subsistence strategy already in possession of Neanderthals when Moderns arrived in Europe, an innovation introduced in this region by moderns, developed by them after their arrival, or absent from both technical packages either because not a part of their cultural heritage or because ineffective in the European latitudes during MIS3-2.

Our results show that contrary to south-east Asia, no noteworthy increase in fire regime is recorded in Southwestern Iberia or in Western France at the onset or after the colonisation of these regions by Modern Humans populations. CharS values associated in south-east Asia to Modern Humans impact are twice as much as the highest figures recorded in the same sequences for the period before Modern Humans colonisation. Such a dramatic increase is not observed in our record. Also, no shift is observed in the vegetation apart from that expected by the impact of the millennial scale climatic variability on plant communities, and no increase of taxa that might be related to an increase of fire. Although the South East Asian and the European trends are difficult to compare considering the different latitudinal, paleoclimatic and vegetation settings, the coincidence in the former area between the peopling event and the increase in biomass burning makes conceivable that the two phenomena can be

related in some way. This link cannot be envisioned in Europe, where shifts in fire regimes appear regulated by the DO climatic variability.

This means that either both Modern Humans and Neanderthals did not systematically and recurrently use fire as a tool for ecosystem management or that both used fire in the same way. The former hypothesis is the most parsimonious since the latter would imply a similar and unchanged use of fire in two environmentally different regions and through various climatic phases by culturally different populations. The question that remains is why fire-use for ecosystem management was not undertaken. Inefficiency of this practice in Europe during MIS3-2 is unlikely, since the ethnographic record indicates that ecosystem management by fire was used by Native Americans living in comparable Mid-Northern latitudes and hunting similar species (bison, red-deer, fallow deer, ibex...) to those hunted by Neanderthals and Modern Humans in Iberia and France during this period. If this activity was effective in North America it could have been equally effective in Europe.

## **V. Conclusion**

The colonisation of Western Europe by Anatomically Modern Humans did not have a detectable impact on fire regimes, which remained mainly determined by climatic fluctuations and their consequences on fuel load. This does not mean that they never used fire in non-domestic activities but rather that, if this was the case, their impact on the environment was either not detectable in our records or, less probably, not different from Neanderthal use of fire for the same goal. Our results have implications for the commonly accepted view that the increased use of fire is one of the behavioural innovations created by early Modern Humans in Africa that would have favoured their spread out of this continent and guaranteed their evolutionary success. Extensive use of fire for ecosystem management may have been a behavioural trait associated to Modern Humans during the colonisation of South-East Asia. Our study, however, shows that this subsistence strategy was probably not mastered or not systematically employed by Modern Humans when they arrived in Western Europe. This suggests that extensive use of fire can hardly be considered as an unambiguous hallmark of behavioral modernity and a component of the technical and cognitive package that would have favoured the spread of our species out of Africa.

## **VI. Material and methods**

## **VI.1 Core location, sampling and chronostratigraphy**

Deep-sea core MD95-2042 (37°14'50N, 10°11'00W; 3146m water depth) was retrieved off Lisbon, 140 km from the nearest coast line on a nearly flat continental rise (figure 1). The sediments are mainly composed of clayey mud, with 20–40% carbonate content and <1% organic matter (35, 37). Deep-sea core MD04-2845 (45°20'86N; 5°13'17W, 4175m water depth) was retrieved 350 km west of Bordeaux from the Gascoigne seamount (Figure 1). Sediments are mainly composed of clayey mud with sparse silty laminations, with 10-65% carbonate content and <1% organic carbon.

For the purpose of this study we will focus on the time span between 70 and 10 kyr cal BP, which covers the last 30,000 years of Neanderthal history and the whole Pleistocene occupation of Europe by Modern humans. The age model of core MD95-2042 covering this period is based on 10 age control points (40, 78-79), 16 AMS <sup>14</sup>C ages (54), and follows GISP2 and GRIPSS09 sea ice core chronology. The age model for core MD04-2845 is based on 10 AMS <sup>14</sup>C ages and correlation of the onset of Dansgaard-Oeschger interstadials and the boundaries of Heinrich events with those identified and dated in core MD95-2042 (Table 2) (42). Core MD95-2042 was sampled for microcharcoal analysis every 10 cm between 420 cm down to 2000 cm, and every 5 cm between 1300 and 1419 cm (62) giving a mean resolution of <400 years (40-1200 years). Core MD04-2845 was sampled for microcharcoal analysis every 5 cm between 1740 cm (MIS 4) and 760 cm (beginning of HE2) giving a mean resolution of 500 years.

## **VI.2 Microcharcoal origin, deposition and preservation in deep-sea core**

At present, fires in Portugal and Spain occur during the dry summer season (June to August) (80-81, <http://www.incendiosforestales.org/estadisticas.htm>), in particular during extreme synoptic situations characterised by hot and dry south-easterly winds on the Iberian Peninsula (82). Fires in France are best represented in the southeast Mediterranean region during the summer season. Western France is generally not affected by large fires, but fire lighting during storms exists (<http://www.feudeforet.org/>).

To trace fire regime variability, we analyse microcharcoal preserved in these two deep-sea cores. The term “microcharcoal” refers to small carbonised particles produced during vegetation fires (83) and transported by aeolian and fluvial agents from the combustion

site to the sedimentation basin. In lake, peat bog or ocean sedimentary contexts, charcoal preserves well due to its relatively high resistance to chemical (84-86) and microbial decomposition (87-88). Microcharcoal sedimentation in marine environments can be compared to that of pollen, which is deposited in a matter of weeks on the ocean floor as a part of the marine snow (89-90). Works conducted by a number of scholars (see (91-92) for wind transport and (93-95) for water transport) have shown that aeolian and fluvial transport occur at most in a matter of months or few years. This implies that no significant time lag exists, at a resolution of centuries or millennia, between production and deposition of microcharcoal (65) (but see (96) for a different view).

Studies on the origin of suspended fine material in the Southern Portuguese margin (97) suggest that microcharcoal preserved in deep-sea core MD95-2042 derives from the Tagus and the Sado basins. That of deep-sea core MD04-2845 is transported by the rivers draining Western France: Gironde, Garonne, Dordogne, Loire, Vilaine, Charente and Adour (figure 1) (98).

### **VI.3 Microcharcoal analysis**

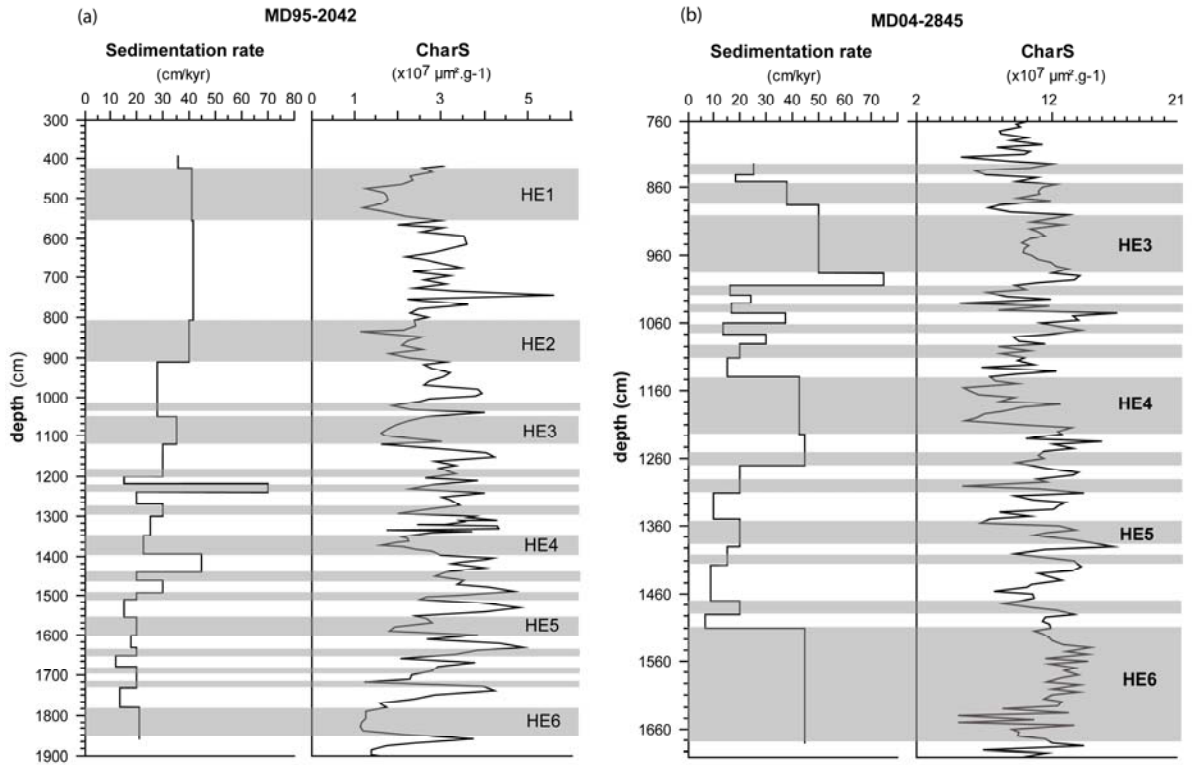
The microcharcoal extraction technique consists of a chemical treatment of 5 mL 37% HCl, 5 mL 68% HNO<sub>3</sub> and 10 mL of 33% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> performed over 24 h on about 0.2 g of dried sediment, followed by a dilution of 0.1 applied to the residue. The suspension is then filtered onto a membrane of 0.45 µm porosity and 47 mm in diameter. A portion of this membrane is mounted onto a slide. Identification of microcharcoal is performed using an automated image analysis in transmitted light and following the criteria proposed by (99) who identifies charcoal as being black, opaque, and angular with sharp edges debris. Since erosion of organic enriched sediment (including coal) from sedimentary basins can be a source of non-burnt and oxidised particles, called vitrinite (100), which can appear black in transmitted light and be misidentified as burnt particles, petrographic analysis was conducted on randomly selected samples. Identification of unburned particles, characterised by the absence of plant structures and distinct level of reflectance, was used to set the bestfit threshold level to secure identification of microcharcoal by image analysis (for more detailed description of the method see (65)).

The concentration of microcharcoal surface area (CharS) is then calculated (23). CharS represents the total surface area of microcharcoal per gram (µm<sup>2</sup>.g<sup>-1</sup>) and is given by the following equation:  $CharS = (P * Sp * Sr) / (D * W * Ss)$  where P is the number of pixels

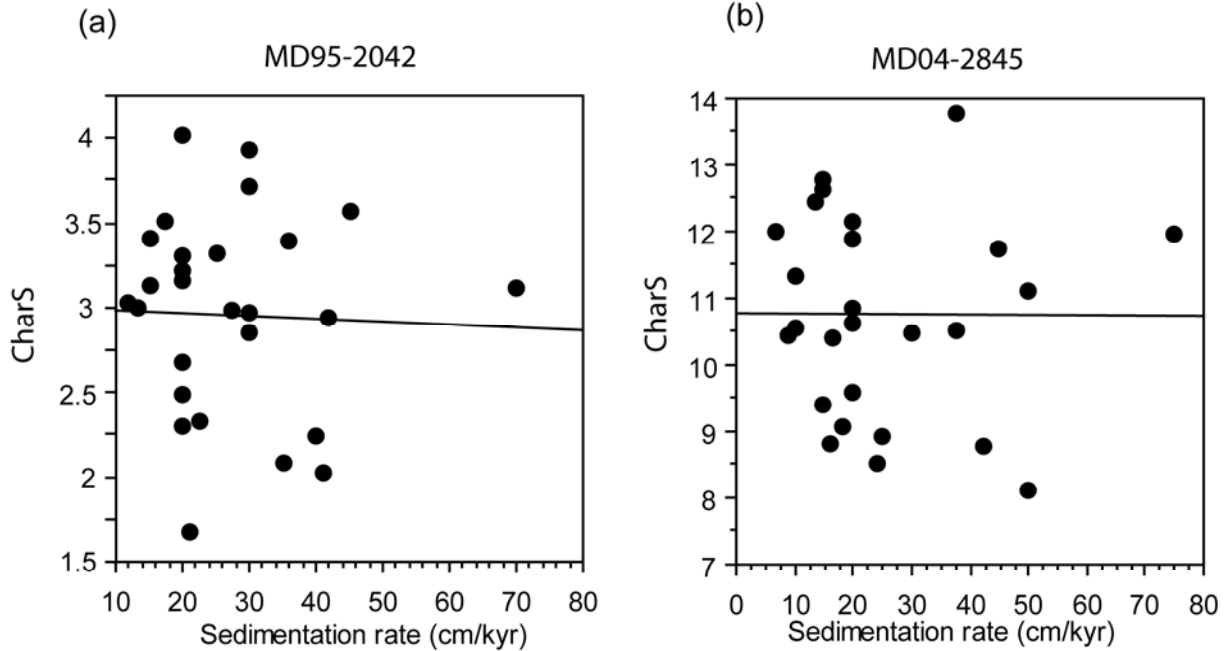
identified as charcoal by image analysis,  $S_p$  is the surface of a pixel,  $S_r$  is the area of the filter,  $D$  is the factor of dilution,  $W$  is the weight of dry sediment,  $S_s$  is the area scanned by the microscope. Using CharS instead of the number of microcharcoal per gram prevents overrepresentation due to taphonomic processes (101-102). CharS is commonly considered a reliable proxy for fire regime, reflecting both fire frequency and intensity (94, 103-107). However, CharS may be affected by dilution or concentration processes due to sedimentation rate changes and changes in sediment composition. To verify that in our records CharS were not affected by these processes and represents fire regime variability, we calculated for both cores the sedimentation rate and compared it with CharS (SI Figure 5). This comparison reveals no common trends. We also correlated sedimentation rate with the mean charcoal surface for each climatic phase (SI Figure 6). If Chars were determined by changes in the sedimentary input or by charcoal dilution we should observe a strong positive or negative correlation respectively between these variables, which is not the case. This is confirmed by the micro-charcoal influx, i.e. the number of fragments per sq. cm per year, calculated for core MD95-2042 (65). Less sensitive to changes in sedimentation rate, this variable shows the same trend revealed by CharS in this core. Finally, CharS are not affected by changes in sediment composition: terrigenous and carbonate input is not correlated with Chars ( $r=0.21$ ,  $p<<0.01$ ) and the decrease in CharS observed during the Heinrich event cannot be explained by a dilution created by IRD since a similar decrease is systematically observed during Greenland stadials without IRD.

CharS variations appear therefore independent of sedimentation processes and represent a reliable proxy for fire regime variability in the studied areas between 70 and 10,000 yrs ago.

## **VII. Supporting Information**



SI Figure 5. Variations of sedimentation rate and microcharcoal surface area concentrations (CharS) recorded in cores MD95-2042 (a) and MD04-2845 (b).



SI Figure 6. Correlation between the average concentration of microcharcoal surface area (CharS) and the sedimentation rates for climatic events identified between 70 kyr and 10 kyr cal BP in cores MD95-2042 (a) and MD04-2845 (b).

## **Acknowledgments:**

We thank S. Rigaud for her help in the preparation of figure 3 and W. Fletcher, W. Banks and S. Harrison for the critical reading of the manuscript. The work of A-L. Daniau was supported by a BDI-CNRS-Région Aquitaine fellowship. This study was funded by the RESOLuTION (ESF-Eurocores-Euroclimate), the OMLL (ESF-Eurocores), and ARTEMIS programmes.

## **References**

1. Thieme H (1997) Lower palaeolithic hunting spears from Germany. *Nature* 385: 807-810.
2. Goren-Inbar N, Alperson N, Kislev ME (2004) Evidence of Hominin control of fire at Gesher Benot Ya'akov, Israel. *Science* 304: 725-727.
3. Karkanas P *et al.* (2007) Evidence for habitual use of fire at the end of the Lower Paleolithic: Site-formation processes at Qesem Cave, Israel. *J Hum Evol* 53: 197-212.
4. James R (1989) Hominid Use of Fire in the Lower and Middle Pleistocene: A Review of the Evidence [and Comments and Replies]. *Curr Anthropol* 30: 1-26.
5. Brain CK, Sillent A (1988) Evidence from the Swartkrans cave for the earliest use of fire. *Nature* 336: 464-466.
6. Caldararo N (2002) Human ecological intervention and the role of forest fires in human ecology. *Sci Total Environ* 292: 141-165.
7. Clark JD, Harris JWK (1985) Fire and its roles in early hominid lifeways. *The Afr Archaeolog Rev* 3: 3-27.
8. Carcaillet C (1998) A spatially precise study of Holocene fire history, climate and human impact within the Maurienne valley, North French Alps. *J Ecol* 86: 384-396.
9. Smith EF, Owensby CE (1972) in *Proceedings of the Annual Tall Timber Fire Ecology Conference* (Tall Timber Research station, Tallahassee, Florida), pp 9-22.
10. Delcourt HR, Delcourt PA (1997) Pre-Columbian Native American use of fire on southern Appalachian landscapes. *Conserv Biol* 11: 1010-1014.
11. Bowman DMJS (1998) The impact of Aboriginal landscape burning on the Australian biota. *New Phytol* 140: 385-410.
12. Williams GW (2002) in *Wilderness and Political Ecology: Aboriginal Land Management-Myths and Reality*, eds Kay CE, Simmons RT (University of Utah Press, Logan, Utah).
13. Anderson MK (1999) The Fire, Pruning, and Coppice Management of Temperate Ecosystems for Basketry Material by California Indian Tribes *Hum Ecol* 27: 79-113.



14. Russell-Smith J *et al.* (1997) Aboriginal Resource Utilization and Fire Management Practice in Western Arnhem Land, Monsoonal Northern Australia: Notes for Prehistory, Lessons for the Future. *Hum Ecol* 25: 159-195.
15. Hill R, Baird A (2003) Kuku-Yalanji Rainforest Aboriginal People and Carbohydrate Resource Management in the Wet Tropics of Queensland, Australia. *Hum Ecol* 31: 27-52
16. Mason SLR (2000) Fire and Mesolithic subsistence-managing oaks for acorns in northwest Europe? *Palaeogeog, palaeoclim, palaeoecol* 164: 139-150.
17. Simmons IG, Innes JB (1996) Prehistoric charcoal in peat profiles at North Gill, North Yorkshire Moors, England. *J Archaeolog Sci* 23: 193-197.
18. Bos JAA, Urz R (2003) Late Glacial and early Holocene environment in the middle Lahn river valley (Hessen, central-west Germany) and the local impact of early Mesolithic people - pollen and macrofossil evidence. *Veget Hist Archaeobot* 12: 19-36.
19. McBrearty S, Brooks AS (2000) The revolution that wasn't: a new interpretation of the origin of modern human behavior. *J Hum Evol* 39: 453-563.
20. Wynn T, Coolidge FL (2003) The role of working memory in the evolution of managed foraging. *Before Farming* 2 (1): 1-16.
21. Wynn T, Coolidge FL (2004) The expert Neandertal mind. *J. of Hum. Evol.* 46: 467-487.
22. Wynn T, Coolidge FL (2007) A Stone-Age meeting of minds. *Americ. Scientist* 96: 44-51.
23. Beaufort L, de Garidel-Thoron T, Linsley B, Oppo D, Buchet N (2003) Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380 kyr and the East Asian Monsoon Dynamics. *Mar Geol* 201: 53-65.
24. Thevenon F, Bard E, Williamson D, Beaufort L (2004) A biomass burning record from the West Equatorial Pacific over the last 360 ky: methodological, climatic and anthropic implications. *Paleogeog, palaeoclim, palaeoecol* 213: 83-99.
25. Turney CSM *et al.* (2001) Redating the onset of burning at Lynch's Crater (North Queensland): implications for human settlement in Australia, *J. of Quaternary Science* 16: 767-771.
26. Kershaw AP, Clark JS, Gill AM, D'Costa DM (2002) In *Flammable Australia: The Fire Regimes and Biodiversity of a Continent*, eds Bradstock RA, Williams JE, Gill AM (Cambridge University Press, Cambridge), pp. 3-12.
27. Johnson BJ *et al.* (1999) 65,000 Years of Vegetation Change in Central Australia and the Australian Summer Monsoon. *Science* 284: 1150-1152.

28. Miller GH *et al.* (1999) Pleistocene extinction of *Genyornis newtoni*: human impact on Australian megafauna. *Science* 283:205–208.
29. Singh G *et al.* (1981). In *Fire and the Australian Biota*, eds Gill AM, Groves RA, Nobel IR (Australian Academy of Science), pp 23-54.
30. Kershaw P, Moss P, Van Der Kaars S(2003) Causes and consequences of long-term climatic variability on the Australian continent, *Freshwater Biology* 48 (7): 1274–1283.
31. Dodson JR, Robinson M, Tardy C (2005) Two fine-resolution Pliocene charcoal records and their bearing on pre-human fire frequency in south-western Australia, *Austral Ecology* 30 (5):592-599.
32. Stevenson J, Hope GS (2005). A comparison of late Quaternary forest changes in New Caledonia and northeastern Australia. *Quaternary Research*, 64(3): 372-383.
33. Marshall AG, Lynch AH (2006) Time-slice analysis of the Australian summer monsoon during the late quaternary using the fast ocean atmosphere model, *J. of Quaternary Science* 21: 789–801.
34. Polunin O, Walters M (1985) A guide to the vegetation of Britain and Europe (Oxford University Press, New York).
35. Cayre O, Lancelot Y, Vincent E, Hall MA (1999) Paleoceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian margin: temperature, salinity and Heinrich events. *Palaeoceanog* 14: 384-396.
36. Sánchez Goñi MF, Eynaud F, Turon J-L, Gendreau S (2000) European climatic response to millennial-scale climatic changes in the atmosphere-ocean system during the Last Glacial period. *Quat Res* 54: 394-403.
37. 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. *Palaeogeog, Palaeoclim, Palaeoecol* 181: 431-452.
38. Sánchez Goñi MF *et al.* (2002) Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamic* 19: 95-105.
39. Sánchez Goñi MF (2006) Intéractions végétation-climat au cours des derniers 425 000 ans en Europe occidentale. Le message du pollen des archives marines. *Quaternaire* 17: 3-25.

40. Shackleton NJ, Hall MA, Vincent E (2000) Phase relationships between millennial scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanog* 15: 565-569.
41. Thouveny N *et al.* (2000) Rock magnetic detection of distal ice-rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth Planet Sci Lett* 180: 61-75.
42. Sánchez Goñi MF *et al.* (2008) Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quat Sci Rev.* 27: 1136-1151.
43. Hublin J-J (2007) in *Rethinking the Human Revolution: New Behavioural and Biological Perspectives on the Origin and Dispersal of Modern Humans*, eds Mellars P, Boyle K, Bar-Yosef O, Stringer C (McDonald Institute for Archaeological Research, Cambridge), pp 235-248.
44. Stringer C (2002) Modern human origins: progress and prospects. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 357: 563-579.
45. Bailey SE, Hublin J-J (2006) Dental remains from the Grotte du Renne at Arcy-sur-Cure (Yonne). *J Hum Evol* 50: 485-508.
46. Churchill SE, Smith FH (2000) Makers of the Early Aurignacian of Europe. *YearbPhysical Anthropol* 43: 61-115.
47. Zilhão J (2006) Neandertals and Moderns Mixed, and It Matters. *Evolutionary Anthropol* 15: 183-195.
48. Bon F (2006) in *Towards a definition of the Aurignacian*, eds Bar-yosef O, Zilhão J (Institute of Portuguese Archaeology, Lisbon), pp 133-144.
49. Smith FH, Janković I, Karavanić I (2005) The assimilation model, modern human origins in Europe, and the extinction of Neandertals. *Quat Intern* 137: 7-19.
50. Zilhão J (2006) Chronostratigraphy of the Middle-to-Upper Paleolithic Transition in the Iberian Peninsula. *Pyrenae*, 1: 7-84.
51. Trinkaus E (2007) European early modern humans and the fate of the Neandertals. *Proc Natl Acad Sci* 104(18): 7367-7372.
52. Mellars P (1999) The Neandertal problem continued. *Curr Anthropol* 40: 341-364.
53. Gravina B, Mellars P, Bronk Ramsey C (2005) Radiocarbon dating of interstratified Neanderthal and early modern human occupations at the Châtelperronian type-site. *Nature* 438: 51-56.

54. Bard E, Rostek F, Ménot-Combes G (2004) Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quat Res* 61: 204-214.
55. Hughen KA *et al.* (2004) Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1059–1086.
56. Zilhão J, d'Errico F (1999) The chronology and taphonomy of the earliest Aurignacian and its implications for the understanding of Neandertal extinction. *J World Prehist* 13: 1-68.
57. Zilhão J, d'Errico F. (2003) in *The Chronology of the Aurignacian and of the Transitional Technocomplexes: Dating, Stratigraphies, Cultural Implications*, eds Zilhão J, d'Errico F (Trabalhos de Arqueologia 33, Institute of Portuguese Archaeology, Lisbon), pp 313-349.
58. Zilhão J *et al.* (2006) Analysis of Aurignacian interstratification at the Châtelperronian-type site and implications for the behavioral modernity of Neandertals. *Proc Natl Acad Sci* 103: 12643-12648.
59. d'Errico F, Sánchez Goñi MF (2003) Neandertal extinction and the millennial scale climatic variability of the OIS3. *Quat Sci Rev* 22: 769-788.
60. Baena J *et al* (2005) in *Actas de la Reunión Científica: Neandertales cántabricos, estado de la cuestión*, eds Montes Barquín R, Lasheras Corruçhaga JA (Museo de Altamira, Santander), pp 461-487.
61. Vaquero M *et al.* (2006) in *When Neanderthals and Moderns Met*, ed Conard NJ (Kerns Verlag, Tübingen), pp 419–439.
62. Vega Toscano LG (1990) in *Paléolithique moyen récent et Paléolithique supérieur ancien en Europe*, ed Farizy C (Mémoires du Musée de Préhistoire d'Ile de France, Nemours), pp 169-176.
63. Finlayson C *et al.* (2006). Late survival of Neanderthals at the southernmost extreme of Europe. *Nature* 443: 850-853.
64. Sepulchre P *et al.* (2007) H4 abrupt event and late Neanderthal presence in Iberia. *Earth and Planet Sci Lett* 258: 283-292.
65. Daniau A-L *et al.* (2007) Dansgaard-Oeschger climatic variability revealed by fire emissions in southwestern Iberia. *Quat Sci Rev* 26: 1369-1383.
66. Lézine A-M, Denèfle M (1997) Enhanced anticyclonic circulation in the eastern North Atlantic during cold intervals of the last deglaciation inferred from deep-sea pollen records. *Geology* 25(2): 119-122

67. Magri D (1994) Late-Quaternary changes of plant biomass as recorded by pollen-stratigraphical data: a discussion of the problem at Valle di Castiglione, Italy. *Review of Palaeobotany and Palynology* 81: 313-325.
68. Miller GH *et al.* (2005) Ecosystem Collapse in Pleistocene Australia and a Human Role in Megafaunal Extinction. *Science* 309: 287-309.
69. Hunt CO, Gilbertson DD, Rushworth G (2007) Modern humans in Sarawak, Malaysian Borneo, during Oxygen Isotope Stage 3: palaeoenvironmental evidence from the Great Cave of Niah. *J Archaeolog Sci* 34: 1953-1969.
70. Barker G *et al.* (2007) The 'human revolution' in lowland tropical Southeast Asia: the antiquity and behavior of anatomically modern humans at Niah Cave (Sarawak, Borneo). *J Hum Evol* 52: 243-261.
71. Perles C (1977) *Préhistoire du feu* (Masson, Paris).
72. Lebel *et al.* (2001) Comparative morphology and paleobiology of Middle Pleistocene human remains from the Bau de l'Aubesier, Vaucluse, France. *Proc Natl Acad Sci* 98: 11097-11102
73. Meignen L, Bar-Yosef O, Goldberg P, Weiner S (2001) Le feu au Paléolithique moyen: recherches sur les structures de combustion et le statut des foyers. L'exemple du Proche-Orient. *Paleorient* 26: 9-22.
74. Vallverdú J *et al.* (2005) Short human occupations in the Middle Palaeolithic level i of the Abric Romaní rock-shelter (Capellades, Barcelona, Spain). *J Hum Evol* 48: 157-174.
75. Movius H (1950) A wooden spear of third interglacial age from lower Saxony. *Southwestern J Anthropol* 6: 139-142
76. Koller J, Brauner U, Mania D (2001) High-Tech in the middle Palaeolithic: Neanderthal manufactured pitch identified. *European J Archaeol* 4/3: 385-397.
77. Grünberg JM (2002) Middle Palaeolithic birch-bark pitch. *Antiquity* 76: 15-16.
78. Shackleton NJ *et al.* (2000b) MD95-2042 Oxygen and Carbon Isotope Data. *IGBP PAGES/World Data Center A for Paleoclimatology* (Data Contribution Series #2000-066 NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA).
79. Shackleton NJ, Fairbanks RG, Chiu T-c, Parrenin F (2004) Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for  $\delta^{14}C$ . *Quat Sci Rev* 23: 1513-1522.
80. Perez B, Cruz A, Fernandez-Gonzales F, Moreno JM (2003) Effects of the recent land-use history on the postfire vegetation of uplands in Central Spain. *Forest Ecol and Manag* 182: 273-283.

81. Carmona-Moreno C *et al.* (2005) Characterizing interannual variations in global fire calendar using data from Earth observing satellites. *Global Change Biol* 11: 1537-1555.
82. Pereira MG, Trigo RM, da Camara CC, Pereira JMC, Leite SM (2005) Synoptic patterns associated with large summer forest fires in Portugal. *Agricultur Forest Meteorol* 129: 11-25.
83. Jones TP, Chaloner WG, Kuhlbusch TAJ (1997) in *Sediment Records of Biomass Burning and Global Change*, eds Clark JS, Cachier H, Goldammer JG, Stocks B (Nato ASI Series, Series No. 1(51), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Heidelberg), pp 9-22.
84. Habib D, Eshet Y, Van Pelt R (1994) in *Sedimentation of organic particles*, ed Traverse A (Cambridge University Press, Cambridge), pp 311-336.
85. Hart GF, Pasley MA, Gregory WA (1994) in *Sedimentation of organic particles*, ed Traverse A (Cambridge University Press, Cambridge), pp 337-390.
86. Quéneá K *et al.* (2006) Black carbon yields and types in forest and cultivated sandy soils (Landes de Gascogne, France) as determined with different methods: Influence of change in land use. *Org Geochem* 37: 1185-1189.
87. Verardo J (1997) Charcoal analysis in marine sediments. *Limnol Oceanog* 42: 192-197.
88. Hockaday WC, Grannas AM, Kim S, Hatcher PG (2006) Direct molecular evidence for the degradation and mobility of black carbon in soils from ultrahigh-resolution mass spectral analysis of dissolved organic matter from a fire-impacted forest soil. *Org Geochemis* 37: 501-510.
89. Hooghiemstra H, Stalling H, Agwu COC, Dupont LM (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. *Rev Palaeobot Palynol* 74: 1-53.
90. Chmura GL, Smirnov A, Campbell ID (1999) Pollen transport through distributaries and depositional patterns in coastal waters. *Palaeogeog, palaeoclim, palaeoecol* 149: 257-270.
91. Palmer TY, Northcutt LI (1975). Convection columns above large experimental fires. *Fire technology* 11: 111-118.
92. Clark JS, Hussey TC (1996) Estimating the mass flux of charcoal from sedimentary records: effects of particle size, morphology, and orientation. *The Holocene* 6:129-144.

93. Griffin JJ, Goldberg ED (1975) The fluxes of elemental carbon in coastal marine sediments. *Limnol Oceanogr* 20: 456-463.
94. Whitlock C, Millspaugh SH (1996) Testing the assumptions of fire-history studies: an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA. *The Holocene* 6: 7-15.
95. Nichols GJ, Cripps JA, Collinson ME, Scott AC (2000) Experiments in waterlogging and sedimentology of charcoal: results and implications. *Palaeogeog, Palaeoclim, Palaeoecol* 164: 43-56.
96. Masiello CA, Druffel ERM (1998) Black carbon in Deep-Sea Sediments. *Science* 280: 1911-1913.
97. Jouanneau JM *et al.* (1998) Dispersal and deposition of suspended sediment on the shelf off the Tagus and Sado estuaries, S.W. Portugal. *Prog Oceanog* 42: 233-257.
98. Jouanneau JM, Weber O, Cremer M, Castaing P (1999) Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Res II* 46: 2205-2220.
99. Boulter MC (1994) in *Sedimentation of organic particles*, ed Traverse A (Cambridge University Press, Cambridge), pp 199-216.
100. Stach E *et al.* (1982) Coal petrology (Gebrüder Borntraeger, Stuttgart, Berlin).
101. Walsh PM, Li T (1997) Fines formation from Upper Freeport coal char particles subject to collisions during combustion. *Fuel and Energy Abstracts* 38: 172.
102. Théry-Parisot I (1998) Economie du combustible et Paléoécologie en contexte glaciaire et périglaciaire, Paléolithique moyen et supérieur du sud de la France. Anthracologie, Experimentation, Taphonomie. PhD Thesis, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne.
103. Bradshaw RHW, Tolonen K, Tolonen M (1997) in *Sediment records of biomass burning and global change*, eds Clark JS, Cachier H, Goldammer JG, Stocks B (Nato ASI Series, Series No. 1(51), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Heidelberg), pp 341-365.
104. Millspaugh SH, Whitlock C, Bartlein PJ (2000) Variations in fire frequency and climate over the past 17 000 yr in central Yellowstone National Park. *Geology* 28: 211-214.
105. Carcaillet C *et al.* (2001) Change of fire frequency in the eastern Canadian boreal forests during the Holocene : does vegetation composition or climate trigger the fire regime? *J Ecol* 89: 930-946.
106. Whitlock C (2001) Variations in Holocene fire frequency : a view from the western United States. *Biol Environ: Proc the Royal Irish Acad* 101B: 65-77.

107. Hu FS *et al.* (2006) How climate and vegetation influence the fire regime of the Alaskan boreal biome: the Holocene perspective. *Mitigation and Adaptation Strategies for Glob Change* 11: 829-846.





## CHAPITRE VI

*Le régime des feux de l'Ouest de l'Europe au  
cours des stades isotopiques marins 5 et 1*

## **I. Régime des feux au cours du MIS 1**

### **I.1 Résultats de l'analyse des microcharbons pour l'Ouest de la France**

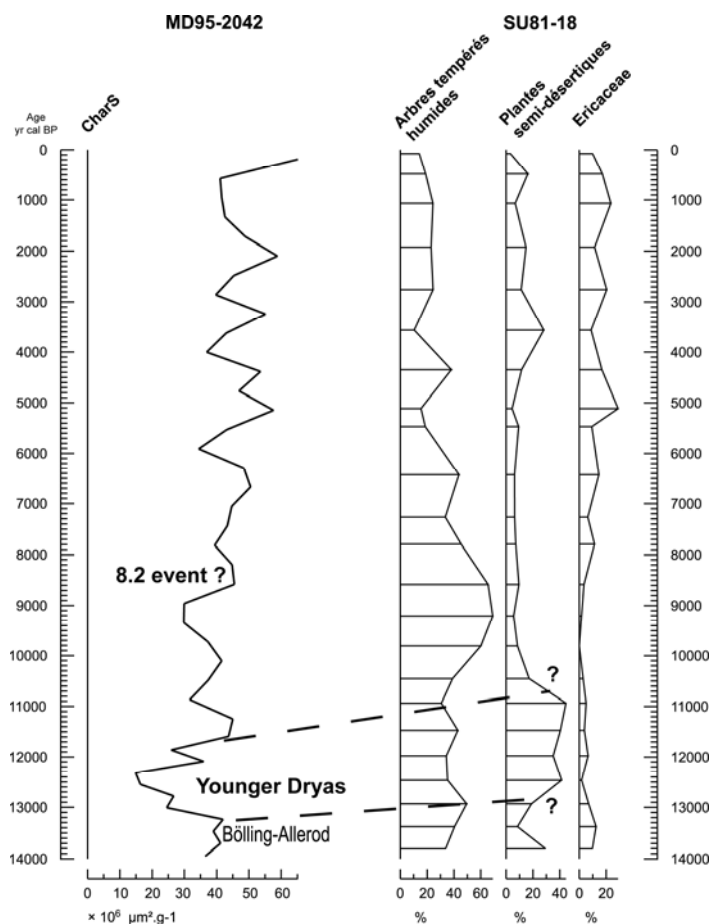
L'analyse des grains de pollen de la partie supérieure de la carotte MD04-2845 couvrant les stades isotopiques marins (MIS) 2 et 1 a montré un remaniement important des sédiments, confirmé par les analyses RX et l'analyse des foraminifères planctoniques. Pour cette raison, nous avons analysé une autre carotte, MD04-2843CQ, située elle aussi sur le Dôme Gascogne, mais dans une partie du site dont le sédiment *a priori* aurait dû être moins affecté par des remaniements sédimentaires. Malheureusement, les fortes décharges turbiditiques de la Manche au cours de la déglaciation (Toucanne *et al.*, 2008) ont également affecté la sédimentation de cette carotte. En suivant la stratigraphie de l'analyse de foraminifères planctoniques, certains taxa polliniques froids ont été observés dans des niveaux qui auraient dû être chauds, et inversement, des taxa chauds dans des niveaux qui auraient dû être froids. C'est pourquoi nous ne présenterons pas les résultats des comptages du nombre et des surfaces de microcharbons. De plus, de la matière organique mature issue de l'érosion de paléosols au cours de cette période pourrait également fausser les comptages de microcharbons.

### **I.2 Résultats de l'analyse des microcharbons pour le sud-ouest de la péninsule Ibérique**

Le régime des feux du sud-ouest de la péninsule Ibérique au cours du MIS 1 (Figure 25) montre, par contre, quelques tendances intéressantes. Le Bölling-Alleröd est caractérisé par des concentrations de microcharbons relativement élevées tandis que le Dryas récent (Younger Dryas) est caractérisé par une chute des concentrations de microcharbons. Une augmentation croissante du régime des feux à partir de la fin du Dryas Récent jusqu'à la fin de l'Holocène est également observée. Plusieurs diminutions des concentrations de microcharbons au cours de l'Holocène et donc du régime de feux sont également observées centrées sur (selon le modèle d'âge établi) 9300, 7800, 5800, 4000, 2800 et 1000 ans cal BP. Un pic de microcharbons semble être enregistré au cours du refroidissement du 8.2 ka. Il faudrait cependant augmenter la résolution de l'étude des microcharbons sur cette période et améliorer le modèle d'âge en définissant d'autres points de contrôles (nous ne disposons actuellement que de 2 points de contrôle basés sur Shackleton *et al.*, 2000) pour valider ces

variations du régime des incendies et leur chronologie. L'analyse des grains de pollen de cette partie de la carotte n'a pas encore été réalisée et il est donc difficile d'interpréter le signal de régime des feux sans avoir l'évolution de la végétation. Nous avons essayé de comparer avec l'analyse pollinique issue de la carotte jumelle SU81-18 (37°46'N, 10°11'W; prof. 3135 m) (Lézine et Denèfle, 1997). Cette comparaison semble délicate puisque les deux carottes ont des modèles d'âge différents. Cependant, Turon *et al.* (2003) observent le maximum de développement de la végétation semi-désertique composée d'*Artemisia*, de *Chenopodiaceae* et d'*Ephedra* au cours du Dryas Récent. Le faible régime des feux de cette période enregistré dans la carotte MD95-2042 correspondrait donc au développement maximal de la végétation semi-désertique dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique. Le régime des feux du Dryas Récent serait donc contrôlé par une faible biomasse, comme ce que nous avons observé au cours des stadias de la dernière période glaciaire.

Il est difficile de discuter des diminutions de microcharbons observées au cours de l'Holocène sans avoir une meilleure chronologie de la carotte MD95-2042 et l'étude de la végétation sur cette même carotte. L'analyse pollinique de la carotte SU81-18 révèle toutefois une forte réduction de la forêt tempérée associée à un développement des bruyères entre ~8.2 ka et le présent qui pourrait coïncider avec l'augmentation graduelle des concentrations de microcharbons enregistrée dans la séquence MD95-2042 au cours de cette période.



*Figure 25. Comparaison entre les concentrations des surfaces totales de microcharbons de la carotte MD95-2042 et l'évolution de la végétation du sud-ouest de la péninsule Ibérique issue de l'analyse pollinique de la carotte SU81-18 (Lézine et Denèfle, 1997).*

## **II. Régime des feux au cours du MIS 5**

### **II.1 Résultats et interprétation de l'analyse des microcharbons pour le sud-ouest de la péninsule Ibérique**

Le MIS 5 dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique est caractérisé par une augmentation graduelle des concentrations de microcharbons (Figure 26) entre 126 ka et 90 ka couvrant la période comprise entre la fin du Post Zeifen Interstadial (Younger Dryas-like) et la fin du St Germain Ic. Plusieurs diminutions de concentration de microcharbons (CHAR-) plus ou moins importantes sont observées au cours de cette période à 120 ka (CHAR-2), 116-117 ka (CHAR-3), 113-111 ka (CHAR-4), 107 ka (CHAR-5), 102 ka (CHAR-6), 94 ka (CHAR-7), 88-83 ka (CHAR-8), 77 ka (CHAR-9). Les diminutions CHAR-5, CHAR-6 et

CHAR-8 sont contemporaines de l'expansion de la végétation semi-désertique (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*) au cours du Melisey I, Montaigu et Mélisey II, synchrones respectivement des événements froids C24, C23 et C21 détectés dans les eaux de surface de la marge ibérique. Au cours de l'Eémien, CHAR-2 (C27), CHAR-3 (C26) et CHAR-4 (C25) sont synchrones des faibles diminutions de la forêt, associé à un pic de bruyères pour CHAR-3. Il faut toutefois prendre des précautions pour les diminutions de CHAR-2 et CHAR-3 qui sont relativement faibles et qui comprennent peu d'échantillons. L'augmentation de la résolution de l'étude des microcharbons est nécessaire pour vérifier si ces diminutions sont significatives. CHAR-7 et CHAR-9 ne sont pas synchrones des événements C22 et C20 respectivement, mais sont par contre associées au développement de bruyères, comme ce qui a été observé pour CHAR-3.

Il semblerait donc que le régime des feux diminue aux cours des stadias du MIS 5 dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique comme pendant les GS de la dernière période glaciaire, en lien avec la réduction de biomasse. Toutefois, les valeurs de concentrations de microcharbons pendant les stadias du MIS 5 restent relativement élevées par rapport aux GS. Ces valeurs élevées sont certainement dues au fait, qu'au cours du MIS 5, la biomasse est globalement plus importante qu'au cours du MIS 3. Le développement des bruyères associé à CHAR-3, CHAR-7 et CHAR-9 suggère également une diminution du régime des feux au cours de périodes relativement humides présentant un couvert arboré développé.

Pendant les périodes les plus chaudes du MIS 5 (Eémien, St Germain Ia, St Germain Ic, St Germain II et Ognon I) les concentrations relativement élevées de microcharbons sont associées à des expansions majeures de la forêt méditerranéenne et de bruyères. Le St Germain Ic est en particulier caractérisé par de fortes concentrations de microcharbons supérieures à celles de l'Eémien. Cette période est marquée par le développement maximal de bruyères au cours du MIS 5.

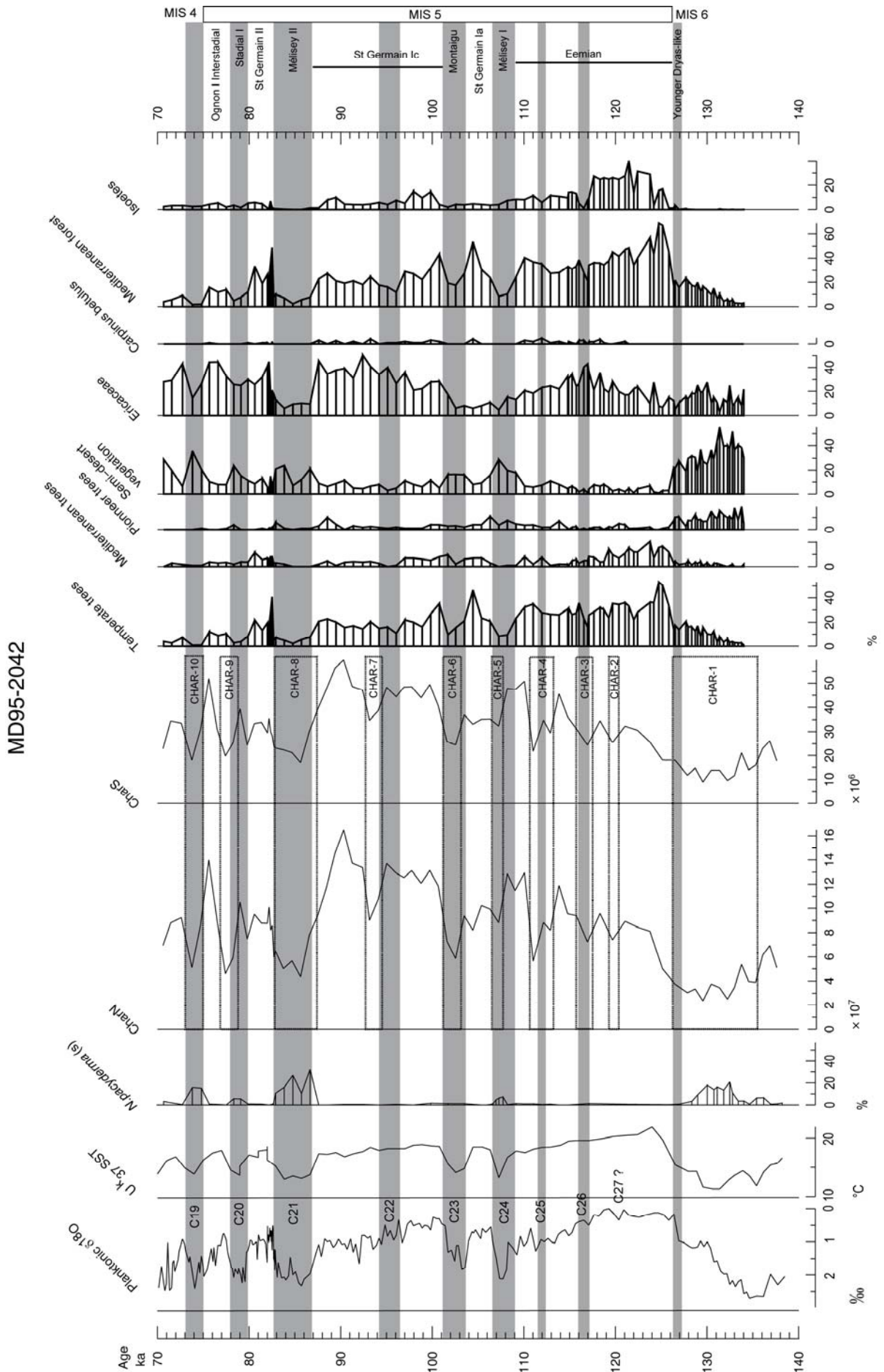
Il apparaît donc que l'augmentation du régime des feux au cours des périodes tempérées du MIS 5 soit associée également à l'augmentation de combustible liée à la forte biomasse de la forêt méditerranéenne et des bruyères. Par contre, cette relation entre biomasse et régime des feux ne semblent pas être une relation complètement synchrone et linéaire puisque les pics de microcharbons ne sont pas contemporains des maxima de biomasse, et que leurs amplitudes ne suivent pas non plus l'amplitude des changements de biomasse. La résolution de l'étude des microcharbons de la carotte MD95-2042 doit être affinée pour

interpréter plus en détail les relations entre feu et végétation dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique.

---

*Figure 26. Comparaison des concentrations de microcharbons avec les proxys marins et terrestres de la carotte MD95-2042 (Pailler et Bard, 2002 ; Sánchez Goñi et al., 1999, 2005). Forêt Méditerranéenne (chêne caducifolié et vert, Olea, Phillyrea, Pistachia et Cistus). Végétation semi-désertique (Artemisia, Chenopodiaceae, Ephedra). Arbres pionniers (Betula, Hippophäe, Cupressaceae). CHAR-1-CHAR-10 : zones de diminution des concentrations du nombre (CharN) et des surfaces totales (CharS) de microcharbons. Abondance du foraminifères planctonique polaire *N. pachyderma* (s), concentration en grains détritiques (IRD), SST dérivées des mesures des alcénones,  $\delta^{18}\text{O}$  du foraminifère planctonique *Globigerina bulloides*. Les intervalles grisés correspondent aux stadières du MIS 5 (Chapman et Shackleton, 1999). C27 (Oppo et al., 2006).*

*Le régime des feux de l'Ouest de l'Europe au cours des stades isotopiques marins 5 et 1.*





## **II.2 Résultats et interprétation de l'analyse des microcharbons pour l'Ouest de la France**

A long terme, les concentrations de microcharbons diminuent progressivement de la fin du MIS 6 jusqu'au milieu de l'Eémien avec des valeurs de concentrations de microcharbons très faibles entre 120-115 ka (CHAR-3). Les concentrations de microcharbons augmentent ensuite progressivement jusqu'à la fin du MIS5.

Surimposées à cette variabilité long terme, des diminutions de concentrations de microcharbons (CHAR-4, CHAR-5 et CHAR-7) sont associées, comme dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique, à des expansions de la végétation semi-désertique (Melisey I, Montaigu, Mélisey II,) correspondant aux évènements froids de l'Atlantique Nord C24, C23 et C21 identifiés dans notre secteur par l'augmentation des pourcentages de *N. pachyderma* (s), la diminution des SST et pour certains par la présence d'IRD (Sánchez Goñi *et al.*, in press). L'évènement froid C22 au cours du St Germain Ic est aussi caractérisé par une diminution des concentrations de microcharbons (CHAR-6) associée à une réduction du couvert arboréen.

Le début de l'Eémien (126-121 ka), caractérisé par deux pics de développement maximal de la forêt caducifoliée encadrant un pic de *Corylus*, est marqué par trois épisodes de régime des feux, avec la valeur maximale du régime des feux associée au développement de *Corylus*. Suite au passage de feux, *Corylus* aurait pu coloniser ces zones pauvres en végétation car le développement de cet arbre est actuellement favorisé par la présence de clairières ou, inversement, l'augmentation du régime des feux aurait pu être favorisée par le développement de *Corylus* (Finsinger *et al.*, 2006).

La forte chute du régime des feux (CHAR-3) au milieu de l'Eémien, entre 121-115 ka, débute légèrement avant vers 123 ka et atteint un minimum à 120 ka. Elle est associée à une augmentation des pourcentages de pin, à la réduction de la forêt caducifoliée et à un fort développement du charme. Le développement du charme est enregistré de manière globale au niveau européen au cours de cette période, dans des séquences de France, d'Allemagne ou de Pologne (*cf.* synthèse de Sánchez Goñi *et al.*, 2005), indiquant une augmentation des précipitations (estimées de 100-200 mm par exemple dans le nord-ouest de la péninsule Ibérique (Sánchez Goñi *et al.*, 2005). Cette période correspond à une augmentation significative du volume de glace dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord (transition MIS5e/5d) et à des refroidissements enregistrés à la fois sur le continent et dans l'océan (C26

et C25 enregistrés dans les SST de l'océan Atlantique nord) (Chapman et Shackleton 1999; Oppo *et al.*, 2006 ). Un refroidissement hivernal a été observé également au nord de l'Allemagne vers 123 ka (Björck *et al.*, 2000). Le régime très bas des feux de végétation au cours de cette période pourrait donc s'expliquer par cette période humide et froide, contemporaine du développement de glace et de la migration des ceintures végétales vers le Sud avec une expansion de la toundra entre 122 et 120 ka de  $\sim 10^\circ$ . L'augmentation du régime des feux à la fin de CHAR-3 est contemporaine du remplacement du charme par le bouleau et le sapin.

---

*Figure 27. Comparaison entre les concentrations de microcharbons et les proxys marins et terrestres de la carotte MD04-2845 au cours du MIS 5. Légende : idem figure 26. Les données de SST, abondance *N.pachyderma* (s), IRD et pourcentages polliniques sont issues de Sanchez Goni *et al.* (in press). Les données du OC (carbone organique %) et des concentrations de microcharbons sont issues de ce travail.*



# ***CONCLUSIONS et PERSPECTIVES***

## **I. Les microcharbons préservés dans les carottes marines**

Un des objectifs de ce travail était de valider l’outil microcharbon (restes de végétaux brûlés) dans les carottes marines, à savoir si les particules noires observées après une attaque chimique HCl, HNO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> du sédiment étaient bien des microcharbons. Une autre question était de comprendre ce que représentait les variations de concentrations des microcharbons dans les séquences sédimentaires marines et si ces concentrations pouvaient être utilisées, comme un marqueur valable des variations de la fréquence et de l’intensité des incendies au cours du dernier cycle climatique.

Au cours de cette thèse nous avons développé une analyse combinée à lumière transmise et à lumière réfléchie pour identifier et compter les particules de microcharbons. En particulier, un protocole de traitement des échantillons de carottes marines a été mis au point pour analyser les particules noires par la méthode pétrographique. Cette analyse a permis de valider l’identification de microcharbons réalisée à lumière transmise et comptés par l’analyse automatique. L’analyse pétrographique a aussi montré que les critères pétrographiques stricts de la pyrofusinite n’étaient pas toujours observés dans les restes de végétaux brûlés. Les microcharbons ne présentent pas toujours de structures végétales identifiables. Ils peuvent avoir une structure homogène et une réflectance moyenne dans les gris comme celle que nous avons observé dans les particules issues de bois brûlés actuel de Pin, Chêne et Châtaigner (feu de cheminée). Bien que les températures et le mode de combustion ne présentent pas les critères d’un incendie de végétation dans des conditions naturelles, ces microcharbons issus de bois brûlés permettent de constater que la température de combustion joue un rôle dans la formation de microcharbons, sur leurs caractéristiques morphologiques et sur leurs réflectances. La similitude de réflectance entre les microcharbons présentant des structures végétales et les particules homogènes dans les échantillons de sédiment marin nous a permis d’identifier ces particules homogènes comme étant aussi des restes de végétaux brûlés.

Des mesures quantitatives de réflectance n’ont pas été réalisées au cours de ce travail. Cependant, il serait intéressant dans le futur de tester si ces mesures pourraient être réalisées sur les microcharbons préservés dans les carottes marines, afin d’estimer des changements

d'intensité des incendies au cours du passé, et les relations avec la végétation associée. Nous reviendrons sur ce point par la suite.

Suite à ce travail, il apparaît que le protocole de traitement et d'analyse des microcharbons utilisé est valable pour identifier et quantifier les restes de végétaux brûlés préservés dans les carottes marines. Toutefois, avant d'utiliser l'analyse d'image en lumière transmise, il est préférable de réaliser un contrôle par analyse pétrographique sur un certain nombre d'échantillons de manière à fixer le meilleur seuil de reconnaissance possible par l'analyse d'image, basé à la fois sur les critères de Boulter (1994) et sur des critères pétrographiques. Le développement, au cours de ce travail, d'un protocole de traitement des échantillons conduisant à la réalisation d'une seule lame, qui peut être analysée à la fois par la méthode pétrographique et l'analyse d'image, permet maintenant de faciliter la combinaison de ces deux types d'étude.

La méthode de reconnaissance automatique appliquée aux microcharbons est très intéressante d'un point de vu du temps de l'analyse (environ 10 minutes par lame) ce qui favorise une étude à haute résolution des microcharbons préservés dans les carottes marines. D'autre part, c'est une méthode qui permet de mesurer les paramètres morphologiques des microcharbons (surface, longueur, largeur, allongement). L'étude de ces paramètres dans la carotte MD95-2042 a permis de mettre en évidence une relation entre la forme des particules (que ce soit la surface ou l'allongement moyen) et le type d'incendie et de végétation brûlée. Au cours des stadias, les microcharbons relativement gros et de forme allongée suggèrent des feux de végétation se propageant rapidement dans une végétation herbacée. La végétation de type semi-désertique identifiée par l'analyse pollinique de cette carotte au cours des périodes stadias est une végétation dans laquelle se propagent ces incendies et confirme ainsi les données des microcharbons. De plus, la faible quantité de microcharbons produits au cours de ces stadias est en accord avec la faible biomasse qui caractérise la végétation semi-désertique. Au cours des interstadias, les microcharbons étaient plus petits et de forme plus trapue, ce qui suggère des feux lents et de forte intensité se propageant dans des forêts. Le développement de forêts ouvertes de type Méditerranéenne, ainsi que de bruyères, au cours de ces périodes présentent les caractéristiques de ce type d'incendies. De plus, la forte quantité de microcharbons au cours des périodes interstadias est en accord avec des feux de bruyères qui en produisent une grande quantité.

Ces résultats suggèrent que l'étude morphologique des microcharbons peut nous apporter des informations supplémentaires sur les caractéristiques des feux dans le passé, en particulier sur l'intensité des incendies, ou sur le type de végétation brûlée. Cette observation

va dans le même sens que l'étude d'Enache et Cumming (2006) qui proposent que les caractéristiques morphologiques de microcharbons préservés en milieu lacustre donnent des indications sur les types d'incendies et sur la végétation brûlée.

Il apparaît donc clair que l'étude des microcharbons préservés dans les carottes marines peut apporter une connaissance sur les variations des incendies de végétation passées. Nous avons noté cependant que les concentrations de microcharbons ne pouvaient pas être interprétées directement en termes de fréquence, d'intensité de feux de végétation ou de surface brûlée. Tout d'abord, il est nécessaire de croiser les données de concentration de microcharbons avec les données sédimentologiques (analyse des carbonates, carbone organique...) afin de vérifier que les variations de concentrations de microcharbons ne soient pas affectées par des phénomènes de dilution dus à des apports sédimentaires terrigènes. D'autre part, contrairement à un traitement possible du signal des microcharbons préservés dans certains sites lacustres qui donnent la fréquence des feux locaux (après avoir enlevé le bruit de fond), l'estimation des fréquences d'incendie à partir des concentrations de microcharbons issues de carottes marines est pour le moment délicate car celles-ci représentent les incendies régionaux sur des périodes de plusieurs centaines d'années. En effet, de fortes concentrations de microcharbons pourraient être attribuées à une augmentation de la fréquence des incendies ou à une fréquence faible associée à de grandes surfaces brûlées et/ou à un combustible abondant. Toutefois, ces paramètres pourraient être discriminés en effectuant un travail de calibration entre la quantité des microcharbons trouvée dans des échantillons bien datés, prélevés à l'interface eau/sédiment, et les feux (fréquence, intensité, type de végétation, surfaces brûlées) documentés dans les archives historiques ou par des images satellites identifiant des panaches de fumée. Pour l'instant, les variations de concentrations de microcharbons sont interprétées, en suivant les études des sédiments lacustres, en termes de variation du régime des feux.

Malgré l'analyse pétrographique réalisée, il reste toutefois une incertitude quant à la possibilité d'un bruit de fond dans le signal des microcharbons des carottes marines dû à l'érosion de paléosols. Toutefois, l'étude de Cuinet (2007) a montré en utilisant la spectrométrie infrarouge que des échantillons prélevés en domaine marin étaient caractérisés par un apport négligeable de particules issues de paléosols par rapport à la quantité de restes de végétaux brûlés. Cette étude confirme donc que les augmentations de concentrations de microcharbons dans nos carottes représentent bien une augmentation du régime des feux.

## **II. Le régime des feux de végétation de la période glaciaire**

Nous avons mis en évidence grâce à l'étude des microcharbons préservés dans les carottes marines profondes MD95-2042 et MD04-2845 qu'au cours de la dernière période glaciaire le régime des feux du Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique et de l'Ouest de la France, respectivement, suit la variabilité climatique millénaire de Dansgaard-Oeschger et des événements d'Heinrich, et par là même, la variabilité des températures atmosphériques du Groenland détectée dans les carottes de glace.

Nous avons interprété la variabilité des quantités de microcharbons produits par les feux du Sud-Ouest de la péninsule Ibérique en termes de changements de biomasse et donc de quantité de combustible. Un faible régime des feux est associé, paradoxalement, à des périodes de sécheresse. Ce faible régime d'incendies est expliqué par la faible biomasse qui caractérise la végétation semi-désertique développée pendant les stadias. Le régime des feux augmente au cours des interstadias plus humides, en lien étroit avec le développement de forêts ouvertes méditerranéennes et de bruyères, augmentant la quantité de combustible. Cette relation biomasse - feu est particulièrement évidente pour le Sud-Ouest de la péninsule Ibérique avec l'alternance de forêt méditerranéenne-bruyères et végétation semi-désertique. La variabilité du régime des feux de l'ouest de la France présente le même schéma de variabilité déjà décrit pour le Sud-Ouest de la péninsule Ibérique au cours de cette période, i.e. un faible régime d'incendie associé à une végétation d'herbacées au cours des stadias et des événements d'Heinrich, et un fort régime de feu associé à une forêt ouverte tempérée et de conifères pendant les interstadias. Toutefois, les variations du régime des feux de cette région sont moins franches que celles du Sud-Ouest de la péninsule Ibérique, probablement en relation avec une humidité relativement plus importante dans l'Ouest de la France au cours des stadias permettant au couvert végétal herbacé de subsister.

Bien que les deux régions soient caractérisées par une végétation différente, l'évolution similaire du régime des feux entre ces deux régions au cours des stadias et interstadias suggère un contrôle climatique régional à l'échelle millénaire du régime des feux pour l'Ouest de l'Europe à travers la quantité de combustible pour la dernière période glaciaire. Les changements entre les deux modes de l'Oscillation Nord Atlantique-like (NAO-like) expliquant les changements de végétation entre GIS et GS expliqueraient donc les variations du régime des feux. Actuellement, ces deux régions sont en phase par rapport aux variations de NAO. Il existe toutefois un gradient de précipitation entre les deux régions : en

mode NAO-, ces deux régions reçoivent plus de précipitation qu'en mode NAO+, mais le sud-ouest de la péninsule Ibérique en reçoit moins que l'Ouest de la France. Un gradient similaire entre les deux régions au cours de la période glaciaire pourrait alors expliquer pourquoi les variations du régime des feux de l'Ouest de la France sont moins franches que dans le Sud-Ouest de la péninsule Ibérique.

Il existe néanmoins des différences dans les variations du régime des feux entre ces deux régions. Dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique, les pics de régime de feux apparaissent le plus souvent à la fin des interstadias. Cela pourrait traduire une augmentation de sécheresse et/ou de fréquence d'orages suite aux perturbations atmosphériques dans cette région au moment des basculements des interstadias vers les stadias. Dans l'Ouest de la France, les événements d'Heinrich 6, 5 et 4 (HE3 également mais l'étude pollinique de cette partie de la carotte MD04-2845 est en cours) sont caractérisés par trois épisodes de régime de feu, avec un fort régime de feu, encadré par deux phases de plus faible régime des feux. Ces trois phases n'ont pas été observées dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique. Il est possible que ces trois phases n'aient pas été détectées dans cette dernière région en raison d'une résolution plus faible d'analyse de la MD95-2042 par rapport à celle de la carotte MD04-2845. La première phase de faible régime des feux a été associée à des conditions froides et humides avec un paysage de végétation ouverte dominée par des tourbières, ainsi qu'à une très faible biomasse indiquée par la forte réduction des forêts de pin. Le pic de régime de feu (deuxième phase) est associée à la reprise du développement du pin et l'absence virtuelle de Cyperaceae, *Calluna* ou *Sphagnum*. La troisième phase qui voit la diminution du régime des feux est paradoxalement associée à une biomasse importante de forêts avec le redéveloppement de tourbières alimentées par les précipitations et le ruissellement (dominance de Cyperaceae) puis devenant relativement acides (dominance de *Sphagnum*). Cette succession suggère un assèchement des paysages, avec la recolonisation du pin contemporain d'une augmentation légère des températures des eaux de surface. Malgré cette augmentation de l'aridité, les conditions doivent rester relativement humides pour empêcher le développement de feu. La deuxième phase pourrait être liée à une réorganisation atmosphérique entre la première et la troisième phase, favorisant une augmentation de la fréquence d'orages.

Finalement et contrairement à ce qui est observé pour la période interglaciaire Holocène, les variations dans le régime des feux au cours de la dernière période glaciaire



constituent plus un traceur de biomasse végétale et de combustible disponible que de périodes de sécheresse dans l'Ouest de l'Europe.

### **III. Le régime des feux de végétation au cours du MIS 5**

L'étude des microcharbons de l'interglaciaire MIS 5 de ces deux carottes marines a révélé qu'il existe également une variabilité sub-orbitale du régime des feux et que la relation biomasse/régime de feu caractérisant la dernière période glaciaire était aussi valable pour les stadiaires et interstadias du MIS 5 dans les deux régions de l'Europe occidentale. Il faut toutefois noter que les valeurs des concentrations de microcharbons du MIS 5 sont plus élevées que celles de la dernière période glaciaire. Nous avons aussi observé que le régime des feux de l'Ouest de la France était particulièrement faible au milieu de l'Eémien, entre 121-115 ka. Ce faible régime de feu semble être le résultat d'une période très humide caractérisée par l'expansion du charme et associée au développement des calottes dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Ce très faible régime des feux n'est pas observé, par contre, dans le Sud-Ouest de la péninsule Ibérique où des conditions plus sèches auraient pu maintenir un régime de feux relativement élevé. Toutefois, une diminution du régime des feux dans cette région est observée à 117-116 ka lors d'une période relativement humide traduit par un fort développement de bruyère.

### **IV. Régime des feux et occupations paléolithiques**

La comparaison entre les régimes des feux du sud-ouest de la péninsule Ibérique et de l'Ouest de la France et les occupations humaines paléolithiques (Hommes modernes et Néandertaliens), au cours des MIS 4, 3 et 2 a révélé que ni la variabilité du régime des feux, contrôlée par la variabilité millénaire de Dansgaard-Oeschger, ni les variations d'amplitude des concentrations de microcharbons ont été perturbées lors de l'arrivée de l'Homme moderne dans ces régions. Notre étude suggère que l'Homme moderne n'a pas utilisé le feu de manière intensive comme outil d'aménagement du territoire au moment de son arrivée en Europe de l'Ouest. Ce résultat ne remet cependant pas en cause l'utilisation du feu pour des activités domestiques autour de foyers. Cette étude implique également que l'utilisation intensive du feu ne peut pas être considérée comme un critère archéologique certain, caractéristique d'un comportement « moderne ».

## Perspectives

Pour obtenir une estimation de la fréquence et de l'intensité des feux à partir des carottes marines, une calibration portant sur les paramètres tels que la quantité de microcharbons produits lors de grands ou petits incendies en fonction du type de végétation est nécessaire. Cette calibration doit être effectuée entre les concentrations de microcharbons obtenues à partir d'échantillons bien datés prélevés à l'interface eau/sédiment, sous influence ou non des rivières, et les feux (fréquence, intensité, type de végétations et surfaces brûlées) documentés dans les archives historiques, ou identifiés par des panaches de fumée sur les images satellites. Un essai sera prochainement réalisé sur des sédiments de la marge Ibérique.

Les deux enregistrements de microcharbons couvrant le dernier cycle climatique révèlent une variabilité millénaire persistante dans le régime des feux, aussi bien en période glaciaire qu'en interglaciaire, en relation avec les changements de biomasse et de quantité de combustible entre les stadias (GS) et les interstadias (GIS). Au moment des réchauffements du Groenland, des réchauffements sont aussi observés dans la péninsule Ibérique et dans l'Ouest de la France, associés à l'augmentation de précipitations d'hiver (mode négatif de la NAO-like). Le mode négatif prévalant de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) peut expliquer des précipitations d'hiver en quantités suffisantes pour ne pas être un facteur limitant du développement d'une végétation de forêt au cours des GIS. Cependant, ce mode ne peut pas expliquer les sécheresses estivales nécessaires au développement de la forêt méditerranéenne ainsi qu'au développement des feux en été, en relation avec une position Nord de la Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ). Le régime des feux de l'Ouest de l'Europe pourrait donc être contrôlé indirectement par les précipitations hivernales liées à la NAO-like jouant sur la biomasse, et leur développement en été par la sécheresse estivale en lien avec la migration de l'ITCZ.

Comme nous l'avons vu en introduction, la variabilité du *Northern Hemisphere Annular Mode* (NAM), et donc de la NAO, pourrait être mis en place par un forçage orbital et serait le facteur clé contrôlant les températures d'hiver et le régime des précipitations de l'hémisphère Nord. Cette variabilité interagit actuellement avec l'oscillation quasi-biennale (QBO) localisée au niveau de l'équateur qui contrôle le déplacement de l'ITCZ. Il est vrai qu'une variabilité du NAM, forcée à l'échelle orbitale, ne peut pas expliquer directement la variabilité millénaire détectée dans le régime des feux de l'Europe de l'Ouest. Cependant, la

détection d'une périodicité proche de celle de la précession et de périodicités de l'ordre de milliers d'années proches des harmoniques de la précession dans le régime des feux de l'Ouest de l'Europe nous amène à penser que des harmoniques pourraient jouer un rôle sur la mise en place du NAM à une échelle sub-orbitale, et contrôler ainsi le régime des feux à cette échelle via son impact sur la biomasse. Le forçage du NAM à une échelle sub-orbitale n'a toutefois pas été encore modélisé et reste une hypothèse. Dans le cadre de futures recherches, il serait donc intéressant d'étudier les relations entre le régime des feux et ces variabilités de la stratosphère. Le régime des feux de l'Europe de l'Ouest au cours des interstadias pourrait être mis en rapport avec un mode prévalent de NAM négatif combiné à une migration de l'ITCZ vers le Nord contrôlée par la phase *westerly* de la QBO, et pour les stadias par un mode prévalent de NAM positif combiné à la migration de l'ITCZ vers le Sud contrôlée par la phase *easterly* de la QBO.

L'étude des microcharbons de carottes localisées dans les marges Ouest de l'Afrique du Nord et du Sud, Est de l'Amérique du Sud, Ouest de l'Amérique du Nord et de l'Indonésie, pourrait infirmer ou confirmer une influence de l'ITCZ, observée actuellement sur la répartition spatiale des feux, au cours des stadias et des interstadias en relation avec la QBO. L'influence du NAM sur la variabilité millénaire du régime des feux, via son impact sur les précipitations hivernales et le développement de biomasse, devrait être également approfondie en région Méditerranéenne, qui est actuellement fortement affectée par la NAO, pour étudier une possible influence des harmoniques de la précession sur cette variabilité millénaire. La relation entre les cyclicités des harmoniques de paramètres orbitaux et celles des proxies des enregistrements marins ou terrestres est difficile à démontrer à cause du manque de fiabilité des modèles d'âge pour ces enregistrements et de la faible puissance des spectres de ces harmoniques (Berger et Loutre, 1997). Seule l'étude de plusieurs enregistrements du régime des feux dans la même région montrant les mêmes périodicités pourrait permettre de valider cette hypothèse.

Enfin, la documentation de la répartition spatiale des feux pour des périodes pré-LGM, rendue possible par l'étude des microcharbons sur des carottes marines, intégrée dans les modèles climatiques permettra d'approfondir l'influence des feux sur le système climatique, au travers de leur impact sur les concentrations de gaz à effet de serre et sur la dynamique feu/végétation.

## ***BIBLIOGRAPHIE***

- Anderson, M. K. (1999). The Fire, Pruning, and Coppice Management of Temperate Ecosystems for Basketry Material by California Indian Tribes. *Human Ecology* **27**, 79-113.
- Andreae, M. O., and Merlet, P. (2001). Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global Biogeochemical Cycles* **15**, 955-966.
- Andrews, J. T. (2000). Icebergs and iceberg rafted detritus (IRD) in the North Atlantic: facts and assumptions. *Oceanography* **13**, 100-108.
- Arche, A., López-Gómez, J., Marzo, M., and Vargas, H. (2004). The siliciclastic Permian-Triassic deposits in Central and Northeastern Iberian Peninsula (Iberian, Ebro and Catalan Basins): a proposal for correlation. *Geologica Acta* **2**, 305-320.
- Baldwin, M. P., Gray, L. J., Dunkerton, T. J., Hamilton, K., Haynes, P. H., Randel, W. J., Holton, J. R., Alexander, M. J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D. B. A., Kinnersley, J. S., Marquardt, C., Sato, K., and Takahashi, M. (2001). The Quasi-Biennial Oscillation. *Reviews of Geophysics* **39**, 179-229.
- Bard, E., Rostek, F., and Ménot-Combes, G. (2004). Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary research* **61**, 204-214.
- Bassinot, F., and Labeyrie, L. (1996). "Campagne IMAGES MD 101." IF RTP, Plouzané.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Linsley, B., Oppo, D., and Buchet, N. (2003). Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380 kyr and the East Asian Monsoon Dynamics. *Marine Geology* **201**, 53-65.
- Bennett, K. D., Simonson, W. D., and Peglar, S. M. (1990). Fire and Man in Post-Glacial woodlands of eastern England. *Journal of Archaeological Science* **17**, 635-642.
- Berger, A., and Loutre, M.-F. (2004). Théorie astronomique des paléoclimats. *C. R. Geoscience* **336**, 701-709.
- Berger, A., and Loutre, M. F. (1997). Intertropical Latitudes and Precessional and Half-Precessional Cycles. *Science* **278**, 1476-1478.
- Bird, M. I., and Cali, J. A. (1998). A million-year record of fire in sub-Saharan Africa. *Nature* **394**, 767-769.

- Bird, M. I., and Gröcke, D. R. (1997). Determination of the abundance and carbon isotope composition of elemental carbon in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, 3413-3423.
- Björck, S., Noe-Nygaard, N., Wolin, J., Houmark-Nielsen, M., and Snowball, I. (2000). Eemian lake development, hydrology and climate - A multi-stratigraphic study of the Hollerup site in Denmark. *Quaternary Science Reviews* **19**, 509-536.
- Black, M. P., Mooney, S. D., and Martin, H. A. (2006). A >43,000-year vegetation and fire history from Lake Baraba, New South Wales, Australia. *Quaternary Science Reviews* **25**, 3003-3016.
- Blanco Castro, E., Casado González, M. A., Costa Tenorio, M., Escribano Bombín, R., García Antón, M., Génova Fuster, M., Gómez Manzaneque, F., Moreno Sáiz, J. C., Morla Juaristi, C., Regato Pajares, P., and Sáiz Ollero, H. (1997). "Los bosques ibéricos." Planeta, Barcelona.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., and Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* **365**, 143-147.
- Bond, G., and Lotti, R. (1995). Icebergs discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the Last Glaciation. *Science* **267**, 1005-1009.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., and Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* **278**, 1257-1266.
- Bond, G. C., Showers, W., Elliot, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G., and Johnson, S. (1999). The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm : relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeshger cycles and the Little Ice Age. In "Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scale." pp. 35-58. American Geophysical Union.
- Bos, J. A. A., and Urz, R. (2003). Late Glacial and early Holocene environment in the middle Lahn river valley (Hessen, central-west Germany) and the local impact of early Mesolithic people—pollen and macrofossil evidence. *Veget Hist Archaeobot* **12**, 19-36.
- Boulter, M. C. (1994). An approach to a standard terminology for palynodebris. In "Sedimentation of organic particles." (A. Traverse, Ed.), pp. 199-216. Cambridge University Press, Cambridge.
- Bowman, D. M. J. S. (1998). The impact of Aboriginal landscape burning on the Australian biota. *New Phytol.* **140**, 385-410.

- Bradshaw, R. H. W., Tolonen, K., and Tolonen, M. (1997). "Sediment Records of Biomass and Global Change." Springer, Berlin.
- Broecker, W. S., Bond, G., McManus, J., Klas, M., and Clark, E. (1992). Origin of the Northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics* **6**, 265-273.
- Brugal, J.-P., and Croitor, R. (2007). Eco-chronology of large mammal communities (herbivores, carnivores) in the Plio-Pleistocene of Western Europe. *Quaternary International* **167-168**, 49.
- Calvo, L., Tarrega, R., and Luis, E. (2002). Regeneration patterns in a *Calluna vulgaris* heathland in the Cantabrian mountains (NW Spain): effect of burning, cutting and ploughing. *Acta Oecologia* **23**, 81-90.
- Camill, P. (2000). How much do local factors matter for predicting transient ecosystem dynamics? Suggestions from permafrost formation in boreal peatlands. *Global Change Biology* **6**, 169-182.
- Caramelle, P., and Clément, A. (1978). Inflammabilité et combustibilité de la végétation méditerranéenne. Institut national de la recherche agronomique (I.N.R.A.), Avignon, France.
- Carcaillet, C. (1998). A spatially precise study of Holocene fire history, climate and human impact within the Maurienne valley, North French Alps. *Journal of Ecology* **86**, 384-396.
- Carcaillet, C., Almquist, H., Asnong, H., Bradshaw, R. H. W., Carrión, J. S., Gaillard, M.-J., Gajewski, K., Haas, J. N., Haberle, S. G., Hadorn, P., Müller, S. D., Richard, P. J. H., Richoz, I., Rösch, M., Sánchez Goñi, M. F., von Stedingk, H., Stevenson, A. C., Talon, B., Tardy, C., Tinner, W., Tryterud, E., Wick, L., and Willis, K. J. (2002). Holocene biomass burning and global dynamics of the carbon cycle. *Chemosphere* **49**, 845-863.
- Carcaillet, C., Bergman, I., Delorme, S., Hörnberg, G., and Zackrisson, O. (2007). Long-term fire frequency not linked to prehistoric occupations in northern Swedish boreal forest. *Ecology* **88**, 465-477.
- Carcaillet, C., and Richard, P. J. H. (2000). Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada. *Climate Dynamics* **16**, 549-559.
- Carmona-Moreno, C., Belward, A., Malingreau, J.-P., Hartley, A., Garcia-Allegre, M., Antonovskiy, M., Buchshtaber, V., and Pivovarov, V. (2005). Characterizing interannual variations in global fire calendar using data from Earth observing satellites. *Global Change Biology* **11**, 1537-1555.

- Carrega, P., and Fox, D. M. (2006). Detailed measurements of natural and fire generated winds in the field. First conclusions of experiments conducted in Alpes-Maritimes (France) 2004-2006. *Forest Ecology and Management* **234**, S105.
- Carrión, J.S. (2002). Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* **21**, 2047–2066.
- Cayre, O., Lancelot, Y., Vincent, E., and Hall, M. A. (1999). Paleoceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian margin: temperature, salinity and Heinrich events. *Palaeoceanography* **14**, 384-396.
- Chabal, L., Fabre, L., Terral, J.-F., and Théry-Parisot, I. (1999). L'anthracologie. In "La Botanique." (A. Ferdière, Ed.), pp. 43-104. ed Errance.
- Chapman, M. R., and Shackleton, N. J. (1999). Global ice-volume fluctuations, North Atlantic ice-rafted events, and deep-ocean circulation changes between 130 and 70 ka. *Geology* **27**, 795-798.
- Clark, R. B. (1984). Effects on charcoal of pollen preparation procedures. *Pollen et spores* **26**, 559-576.
- Clark, R. L. (1982). Point count estimation of charcoal in pollen preparations and thin sections of sediments. *Pollen et Spores* **24**, 523-535.
- Combourieu Nebout, N., Turon, J. L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., and Pahnke, K. (2002). Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geological society of America* **30**, 863-866.
- Crutzen, P. J., and Andreae, M. O. (1990). Biomass Burning in the Tropics: Impact on Atmospheric Chemistry and Biogeochemical Cycles. *Science* **250**, 1669-1678.
- Crutzen, P. J., Heidt, L. E., Krasnec, J. P., Pollock, W. H., and Seiler, W. (1979). Biomass burning as a source of atmospheric gases CO, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, NO, CH<sub>3</sub>Cl and COS. *Nature* **282**, 253-256.
- Cuinet, J. (2007). "Végétation, climat, incendies dans le Bas-Rhône depuis 12.000 ans." Unpublished Master thesis, Université Claude Bernard - Lyon 1, France.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., and Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218-220.

- Davis, B.A.S., and Stevenson, A.C. (2007). The 8.2 ka event and Early–Mid Holocene forests, fires and flooding in the Central Ebro Desert, NE Spain. *Quaternary Science Reviews* **26**, 1695–1712.
- Delcourt, H. R., and Delcourt, P. A. (1997). Pre-Columbian Native American use of fire on southern Appalachian landscapes. *Conservation Biology* **11**, 1010-1014.
- Denimal, S., Bertrand, C., Mudry, J., Paquette, Y., Hochart, M., and Steinmann, M. (2005). Evolution of the aqueous geochemistry of mine pit lakes -Blanzky-Montceau-les-Mines coal basin (Massif Central, France): origin of sulfate contents; effects of stratification on water quality. *Applied Geochemistry* **20**, 825-839.
- Díaz Barradas, M. C., Zunzunegui, M., Tirado, R., Ain-Lhout, F., and García Novo, F. (1999). Plant Functional Types and Ecosystem Function in Mediterranean Shrubland. *Journal of Vegetation Science* **10**, 709-716.
- Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.-L., Tisnerat, N., and 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.
- Enache, M. D., and Cumming, B. F. (2006). Tracking recorded fires using charcoal morphology from the sedimentary sequence of Prosser Lake, British Columbia (Canada). *Quaternary Research* **65**, 282-292.
- Etcheber, H., Relexans, J.-C., Beliard, M., Weber, O., Buscaïl, R., and Heussner, S. (1999). Distribution and quality of sedimentary organic matter on the Aquitanian margin (Bay of Biscay). *Deep-Sea Research II* **46**, 2249-2288.
- European Commission (2001). Forest fires in Southern Europe. Environment and Geo-Information Unit (1), July.
- Finsinger, W., Tinner, W., van der Knaap, W. O., and Ammann, B. (2006). The expansion of hazel (*Corylus avellana* L.) in the southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe? *Quaternary Science Reviews* **25**, 612-631.
- Fiúza, A. F. G., Macedo, M. E., and Guerreiro, M. R. (1982). Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling. *Oceanologica Acta* **5**, 31-40.
- Flores, D. (2002). Organic facies and depositional paleoenvironment of lignites from Rio Maior Basin (Portugal). *International Journal of Coal Geology* **48**, 181-195.
- Flückiger, J., Blunier, T., Stauffer, B., Chappellaz, J., Spahni, R., Kawamura, K., Schwander, J., Stocker, T. F., and Dahl-Jensen, D. (2004). N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> variations during the last glacial epoch: Insight into global processes. *Global Biogeochemical Cycles* **18**.



- Galop, D., Vannière B., and Fontugne, M. (2002). Fires and human activities since 4500 BC on the northern slope of the Pyrénées recorded in the peat bog of Cuguron (Central Pyrennes), Charcoal Analysis, Methodological approaches, Palaeocological results and wood uses. *BAR International Series* (S. Thiebault, Ed.) **1063**, 43-51.
- Gendreau, S. (1999). "Les débâcles d'iceberg au large du Portugal sur le dernier cycle climatique : réponse du continent et des environnements océaniques." Unpublished Master thesis, Université Bordeaux 1, France.
- Gimingham, C. H. (1972). "Heathland Ecology." London.
- Girardin, M. P. (2007). Interannual to decadal changes in area burned in Canada from 1781 to 1982 and the relationship to Northern Hemisphere land temperatures. *Global Ecology and Biogeography* **16**, 557-566.
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S., and Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, 552-554.
- Grousset, F. E., Labeyrie, L., Sinko, J. A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., and Huon, S. (1993). Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N). *Paleoceanography* **8**, 175-192.
- Grousset, F. E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G., and Boelaert, A. (2000). Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behaviour of the European ice sheets? *Geology* **28**, 123-126.
- Habib, D., Eshet, Y., and Van Pelt, R. (1994). Palynology of sedimentary cycles. In "Sedimentation of organic particles." (A. Traverse, Ed.), pp. 311-336. Cambridge University Press.
- Hall, A., Clement, A., Thompson, D. W. J., Broccoli, A., and Jackson, C. (2005). The Importance of Atmospheric Dynamics in the Northern Hemisphere Wintertime Climate Response to Changes in the Earth's Orbit. *Journal of Climate* **18**, 1315-1325.
- Hart, G. F., Pasley, M. A., and Gregory, W. A. (1994). Sequence stratigraphy and sedimentation of organic particles. In "Sedimentation of organic particles." (A. Traverse, Ed.), pp. 337-390. Cambridge University Press.
- 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.
- Hely, C., and Forgeard, F. (1998). Hétérogénéité d'une lande haute à *Ulex europaeus* en relation avec la propagation du feu (Bretagne, France). *Can. J. Bot.* **76**, 804-817.

- Hemming, S. R. (2004). Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* **42**, RG1005.
- Hill, R., and Baird, A. (2003). Kuku-Yalanji Rainforest Aboriginal People and Carbohydrate Resource Management in the Wet Tropics of Queensland, Australia. *Human Ecology* **31**, 27-52.
- Hockaday, W. C., Grannas, A. M., Kim, S., and Hatcher, P. G. (2006). Direct molecular evidence for the degradation and mobility of black carbon in soils from ultrahigh-resolution mass spectral analysis of dissolved organic matter from a fire-impacted forest soil. *Organic Geochemistry* **37**, 501-510.
- Hu, F. S., Brubaker, L. B., Gavin, D. G., Higuera, P. E., Lynch, J. A., Rupp, T. S., and Tinner, W. (2006). How climate and vegetation influence the fire regime of the Alaskan boreal biome: the Holocene perspective. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* **11**, 829-846.
- Hua, W., and Xinguo, Z. (2006). Coal rank distribution and implications for structural and geothermal controls on coalification; case study from the Cevennes Basin, Massif Central, France. *International Journal of Coal Geology* **66**, 1-12.
- Huber, C., Leuenberger, M., Renato Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., F. Stocker, T. F., Johnsen, S., Landais, A., and Jouzel, J. (2006). Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH<sub>4</sub>. *Earth and Planetary Science Letters* **243**, 504-519.
- Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. E. (2004). Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* **46**, 1059–1086.
- InfoDFCI. (2003). La régénération naturelle du pin d'Alep après incendie, pp. n°50. Bulletin du centre de documentation "forêt méditerranéenne et incendie", Cemagref, Aix-en-Provence, France.
- James, R. (1989). Hominid Use of Fire in the Lower and Middle Pleistocene: A Review of the Evidence [and Comments and Replies]. *Current Anthropology* **30**, 1-26.

- Jiménez, A., Martínez-Tarazona, R., and Suárez-Ruiz, I. (1999). Paleoenvironmental conditions of Puertollano coals (Spain): petrological and geochemical study. *International Journal of Coal Geology* **41**, 189-211.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., and Steffensen, J. P. (1992). Irregular glacial interstadials in a new Greenland ice core. *Nature* **359**, 311-313.
- Jones, T. P., Chaloner, W. G., and Kuhlbusch, T. A. J. (1997). Proposed Bio-geological and Chemical Based Terminology for Fire-altered Plant Matter. In "Sediment Records of Biomass Burning and Global Change." (J. S. Clark, H. Cachier, J. G. Goldammer, and B. Stocks, Eds.), pp. 9-22. NATO ASI Series. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Jouanneau, J.-M., Weber, O., Cremer, M., and Castaing, P. (1999). Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research II* **46**, 2205-2220.
- Jouanneau, J. M., Garcia, C., Oliveira, A., Rodrigues, A., Dias, J. A., and Weber, O. (1998). Dispersal and deposition of suspended sediment on the shelf off the Tagus and Sado estuaries, S.W. Portugal. *Progress in Oceanography* **42**, 233-257.
- Jullien, E., Grousset, F. E., Hemming, S. R., Peck, V. L., Hall, I. R., Jeantet, C., and Billy, I. (2006). Contrasting conditions preceding MIS3 and MIS2 Heinrich events. *Global and Planetary Change* **54**, 225-238.
- Karkanas, P., Shahack-Gross, R., Ayalon, A., Bar-Matthews, M., Barkai, R., Frumkin, A., Gopher, A., and Stiner, M. C. (2007). Evidence for habitual use of fire at the end of the Lower Paleolithic: Site-formation processes at Qesem Cave, Israel. *Journal of Human Evolution* **53**, 197-212.
- Kershaw, P., van der Kaars, S., Moss, P., and Wang, S. (2002). Quaternary records of vegetation, biomass burning, climate and possible human impact in the Indonesian-Northern Australian region. In "Bridging Wallace's lines : the environmental and cultural history and dynamics of the SE-Asian-australian region." (P. Kershaw, B. David, N. Tapper, D. Penny, and J. Brown, Eds.), pp. 97-118. *Advances in Geocology* **34**. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany.
- Kitzberger, T., Swetnam, T. W., and Veblen, T. T. (2001). Inter-hemispheric synchrony of forest fires and the El Niño-Southern Oscillation. *Global Ecology & Biogeography* **10**, 315-326.

- Komarek, E. V., Komarek, B. B., and Carlysle, C. (1973). The ecology of smoke particulates and charcoal residues from forest and grassland fires : a preliminary atlas, pp. 75. Tall Timbers Research Station, Tallahassee, Florida.
- Kühl, N., Litt, T., Schölzel, C., and Hense, A. (2007). Eemian and Early Weichselian temperature and precipitation variability in northern Germany. *Quaternary Science Reviews* **26**, 3311-3317.
- Lebreiro, S. M., Moreno, J. C., McCave, I. N., and Weaver, P. P. E. (1996). Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39°N, 12°W). *Marine Geology* **131**, 47-56.
- Leroux, M. (1993). The Mobile Polar High: a new concept explaining present mechanisms of meridional air-mass and energy exchanges and global propagation of palaeoclimatic changes. *Global and Planetary Change* **7**, 69-93.
- Leroux, M. (1996). "La dynamique du temps et du climat." Masson, Paris.
- Levine, J. S. (1994). Biomass burning and the production of greenhouse gases. In "Climate Biosphere Interaction: Biogenic Emissions and Environmental Effects of Climate Change." (Z. R.G., Ed.). John Wiley and Sons, Inc.
- Lézine, A.-M., and Denèfle, M. (1997). Enhanced anticyclonic circulation in the eastern North Atlantic during cold intervals of the last deglaciation inferred from deep-sea pollen records. *Geology* **25**, 119-122.
- Limpasuvan, V., and Hartmann, D. L. (2000). Wave-Maintained Annular Modes of Climate Variability. *Journal of Climate* **13**, 4414-4429.
- Limpasuvan, V., Thompson, D. W. J., and Hartmann, D. L. (2004). The life cycle of the Northern hemisphere sudden stratospheric warmings. *Journal of Climate* **17**, 2584-2596.
- Lobert, J. M., Scharffe, D. H., Hao, W. M., and Crutzen, P. J. (1990). Importance of biomass burning in the atmospheric budgets of nitrogen-containing gases. *Nature* **346**, 552-554.
- 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.
- Marozas, V., Racinkas, J., and Bartkevicius, E. (2007). Dynamics of ground vegetation after surface fires in hemiboreal *Pinus sylvestris* forests. *Forest Ecology and Management* **250**, 47-55.

- Mason, S. L. R. (2000). Fire and Mesolithic subsistence-managing oaks for acorns in northwest Europe? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **164**, 139-150.
- Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Landais, A., Stievenard, M., Johnsen, S. J., White, J. W. C., Werner, M., Sveinbjornsdottir, A., and Fuhrer, K. (2005). GRIP Deuterium Excess Reveals Rapid and Orbital-Scale Changes in Greenland Moisture Origin. *Science* **309**, 118-121.
- Maury, R. C. (1976). Evolution à haute température des matériaux organiques dans les formations volcaniques ou à leur contact. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA* **10**, 289-300.
- McDonald, G. M., Larsen, C. P. S., Szeicz, J. M., and Moser, K. A. (1991). The reconstruction of boreal forest fire history from lake sediments: a comparison of charcoal, pollen sedimentological, and geochemical indices. *Quaternary Science Reviews* **10**, 53-71.
- Mesléard, F., and Lepart, J. (1989). Continuous basal sprouting from a lignotuber : *Arbutus unedo* L. and *Erica arborea* L., as woody Mediterranean examples. *Oecologia* **80**, 127-131.
- Mesléard, F., and Lepart, J. (1991). Germination and seedling dynamics of two Ericaceae (*Arbutus unedo* L. and *Erica arborea* L.) in Corsica (Western Mediterranean). *Journal of Vegetation Science* **2**, 155-164.
- Milankovitch, M. M. (1941). "Kanon der Erdbestrahlung." Königlich Serbische Akademie, Beograd.
- Minster, J. F. (1994). "Les océans". Paris : Flammarion, France.
- Moreno, E. (2000). « Propriétés magnétiques des sédiments de la marge du Portugal : traceurs des variations climatiques et océanographiques en Atlantique Nord depuis 340 000 ans ». Thesis, Université de droit, d'économie et des sciences d'Aix-Marseille III, France.
- Moreno, E., Thouveny, N., Delanghe, D., McCave, I. N., and Shackleton, N. J. (2002). Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 ka. *Earth and Planetary Science Letters* **202**, 465-480.
- Mouillot, F., and Field, C. B. (2005). Fire history and the global carbon budget : a 1°x1° fire history reconstruction for the 20th century. *Global Change Biology* **11**, 398-420.

- Mouillot, F., Rambal, S., and Joffre, R. (2002). Simulating climate change impacts on fire frequency and vegetation dynamics in a Mediterranean-type ecosystem. *Global Change Biology* **8**, 423-437.
- Naughton, F., Bourillet, J. F., Sánchez Goñi, M. F., Turon, J.-L., and Jouanneau, J.-M. (2007a). Long-term and millennial-scale climate variability in northwestern France during the last 8850 years. *The Holocene* **17**, 939-953.
- Naughton, F., Sanchez Goñi, M. F., Desprat, S., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., and Freitas, M. C. (2007b). Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology* **62**, 91-114.
- NGRIP Members. (2004). High resolution climate record of the Northern Hemisphere reaching into the last Glacial Interglacial Period. *Nature* **431**, 147-151.
- Nilsen, L. S., Johansen, L., and Velle, L. G. (2005). Early stages of *Calluna vulgaris* regeneration after burning of coastal heath in central Norway. *Applied Vegetation Science* **8**, 57-64.
- Noël, H. (2001). « Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, le Petit lac) - Rôles respectifs de l'Homme et du climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années ». Thesis, Université d'Orléans, France.
- Núñez-Regueira, L., Rodríguez-Añón, J. A., and Proupín-Castiñeiras, J. (2000). Design of risk index maps as a tool to prevent forest fires in the humid Atlantic zone of Galicia (NW Spain). *Thermochimica Acta* **349**, 103-119.
- Oppo, D. W., McManus, J., and Cullen, J. L. (2006). Evolution and demise of the Last Interglacial warmth in the subpolar North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* **25**, 3268-3277.
- Ozenda, P. (1982). "Les végétaux dans la biosphère." Doin, Paris.
- Pailler, D., and Bard, E. (2002). High frequency palaeoceanographic changes during the past 140,000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **181**, 431-452.
- Peinado Lorca, M., and Martínez-Parras, J. M. (1987). Castilla-La Mancha. In "La vegetación de España." (M. R. M. Peinado Lorca, S., Ed.), pp. 163-196. Universidad de Alcalá de Henares, España.
- Penner, J. E., Dickinson, R. E., and O'Neill, C. A. (1992). Effects of Aerosol from Biomass Burning on the Global Radiation Budget. *Science* **256**, 1432-1434.

- Pereira, M. G., Trigo, R. M., da Camara, C. C., Pereira, J. M. C., and Leite, S. M. (2005). Synoptic patterns associated with large summer forest fires in Portugal. *Agricultural and Forest Meteorology* **129**, 11-25.
- Perez, B., Cruz, A., Fernandez-Gonzales, F., and Moreno, J. M. (2003). Effects of the recent land-use history on the postfire vegetation of uplands in Central Spain. *Forest Ecology and Management* **182**, 273-283.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., and Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**, 429-436.
- Polunin, O., and Walters, M. (1985). "A guide to the vegetation of Britain and Europe." Oxford University Press, New York, USA.
- Power, M. J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P. J., Harrison, S. P., Mayle, F. E., Ballouche, A., Bradshaw, R. H. W., Carcaillet, C., Cordova, C., Mooney, S., Moreno, P. I., Prentice, I. C., Thonicke, K., Tinner, W., Whitlock, C., Zhang, Y., Zhao, Y., Ali, A. A., Anderson, R. S., Beer, R., Behling, H., Briles, C., Brown, K. J., Brunelle, A., Bush, M., Camill, P., Chu, G. Q., Clark, J., Colombaroli, D., Connor, S., Daniau, A.-L., Daniels, M., Dodson, J., Doughty, E., Edwards, M. E., Finsinger, W., Foster, D., Frechette, J., Gaillard, M.-J., Gavin, D. G., Gobet, E., Haberle, S., Hallett, D. J., Higuera, P. E., Hope, G., Horn, S., Inoue, J., Kaltenreider, P., Kennedy, L., Kong, Z. C., Larsen, C., Long, C. J., Lynch, J. A., Lynch, E. A., McGlone, M., Meeks, S., Mensing, S., Meyer, G., Minckley, T., Mohr, J., Nelson, D. M., New, J., Newnham, R., Noti, R., Oswald, W., Pierce, J., Richard, P. J. H., Rowe, C., Sanchez Goñi, M. F., Shuman, B. J., Takahara, H., Toney, J., Turney, C., Urrego-Sanchez, D. H., Umbanhowar, C., Vandergoes, M., Vanniere, B., Vescovi, E., Walsh, M., Wang, X., Williams, N., Wilmshurst, J., and Zhang, J. H. (2008). Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Climate Dynamics* DOI 10.1007/s00382-007-0334-x.
- Preece, N. (2002). Aboriginal fires in monsoonal Australia from historical accounts. *Journal of Biogeography* **29**, 321-336.
- Quénéa, K., Derenne, S., Rumpel, C., Rouzaud, J.-N., Gustafsson, O., Carcaillet, C., Mariotti, A., and Largeau, C. (2006). Black carbon yields and types in forest and cultivated

- sandy soils (Landes de Gascogne, France) as determined with different methods: Influence of change in land use. *Organic Geochemistry* **37**, 1185-1189.
- Quiroz, R. S. (1983). The climate of the "El Nino" Winter of 1982-83 - A season of extraordinary climatic anomalies. *Monthly Weather Review* **3**, 1685-1706.
- Randerson, J. T., Liu, H., Flanner, M. G., Chambers, S. D., Jin, Y., Hess, P. G., Pfister, G., Mack, M. C., Treseder, K. K., Welp, L. R., Chapin, F. S., Harden, J. W., Goulden, M. L., Lyons, E., Neff, J. C., Schuur, E. A. G., and Zender, C. S. (2006). The Impact of Boreal Forest Fire on Climate Warming. *Science* **314**, 1130-1132.
- Rhodes, A. N. (1998). A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores. *The Holocene* **8**, 113-117.
- Rodwell, M. J., and Hoskins, B. J. (2001). Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons. *Journal of Climate* **14**, 3192-3211.
- Rohling, E. J., Fenton, M., Jorissen, F. J., Bertrand, P., Ganssen, G., and Caulet, J. P. (1998). Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. *Nature* **394**, 162-165.
- Ruddiman, W. F. (1977). Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the sub-polar North Atlantic (lat.40° to 65°). *Geological Society of America Bulletin* **88**, 1813-1821.
- Russell-Smith, J., Lucas, D., Gapindi, M., Gunbunuka, B., Kapirigi, N., Namingum, G., Lucas, K., Giuliani, P., and Chaloupka, G. (1997). Aboriginal Resource Utilization and Fire Management Practice in Western Arnhem Land, Monsoonal Northern Australia: Notes for Prehistory, Lessons for the Future. *Human Ecology* **25**, 159-195.
- Sánchez Goñi, M. F. (1996). Image analysis of charcoal particles: application to environmental studies. *Microscopy and Analysis* **42**, 7-9.
- Sánchez Goñi, M. F. (2006). Interactions végétation-climat au cours des derniers 425 000 ans en Europe occidentale. Le message du pollen des archives marines. *Quaternaire* **17**, 3-25.
- Sánchez Goñi, M. F., and Hannon, G. (1999). High altitude vegetational patterns on the Iberian Mountain chain (north-central Spain) during the Holocene. *The Holocene* **9** (1), 39-57.
- Sánchez Goñi, M. F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peyrouquet, J.-P., Grimalt, J. O., and 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., Eynaud, F., Turon, J.-L., and Shackleton, N. J. (1999). 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., Landais, A., Fletcher, W., Naughton, F., Desprat, S., and Duprat, J. (in press). Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews*.
- Sánchez Goñi, M. F., Loutre, M. F., Crucifix, M., Peyron, O., Santos, L., Duprat, J., Malaize, B., Turon, J.-L., and 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.
- Sánchez Goñi, M. F., Turon, J.-L., Eynaud, F., Shackleton, N. J., and Cayre, O. (2000). 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.
- Scott, A. C. (1989). Observations on the nature and origin of fusain. *International Journal of Coal Geology* **12**, 443-475.
- Serryn, P. (1994). "Atlas Bordas Géographique." Hölzel, Paris.
- Shackleton, N. J., Chapman, M., Sanchez-Goñi, M. F., Pailler, D., and Lancelot, Y. (2002). The classic Marine Isotope Substage 5e. *Quaternary Research* **58**, 14-16.
- Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Chiu, T.-C., and Parrenin, F. (2004). Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for  $\delta^{14}C$ . *Quaternary Science Reviews* **23**, 1513-1522.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., and Vincent, E. (2000). Phase relationships between millennial scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography* **15**, 565-569.
- Shackleton, N. J., and Opdyke, N. D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale. *Quaternary Research* **3**, 39-55.
- Shackleton, N. J., Sanchez Goñi, M. F., Pailler, D., and Lancelot, Y. (2003). Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change* **757**, 1-5.
- Shackleton, N. J. e. a. (2000). MD95-2042 Oxygen and Carbon Isotope Data. *IGBP PAGES/World Data Center A for Paleoclimatology Data Contribution Series #2000-066* NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Simmons, I. G., and Innes, J. B. (1996). Prehistoric charcoal in peat profiles at North Gill, North Yorkshire Moors, England. *Journal of Archaeological Science* **23**, 193-197.

- Smith, E. F., and Owensby, C. E. (1972). Effects of fire on true prairie grasslands. In "Proceedings of the Annual Tall Timber Fire Ecology Conference." pp. 9-22. Tall Timber Research station, Tallahassee, Florida, USA.
- Snoeckx, H., Grousset, F., Revel, M., and Boelaert, A. (1999). European contribution of ice-rafted sand to Heinrich layers H3 and H4. *Marine Geology* **158**, 197-208.
- Stevenson, A.C. (2000). The Holocene forest history of the Montes Universales, Teruel, Spain. *The Holocene* **10** (4), 603–610.
- Stuiver, M., and Reimer, P. J. (1993). Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* **35**, 215–230.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W. (2005). CALIB 5.0. (*WWW program and documentation*).
- Suárez-Ruiz, I., Flores, D., Marques, M. M., Martínez-Tarazona, M. R., Pis, J., and Rubiera, F. (2006). Geochemistry, mineralogy and technological properties of coals from Rio Maior (Portugal) and Peñarroya (Spain) basins. *International Journal of Coal Geology* **67**, 171-190.
- Suárez-Ruiz, I., and Jiménez, A. (2004). Coal facies studies in Spain. *International Journal of Coal Geology* **58**, 31-39.
- Tchernia, P. (1978). "Océanographie régionale. Description physique des océans et des mers." Ecole Nationale Supérieure de techniques avancées, Paris, 257 pp.
- Théry-Parisot, I. (1998). « Economie du combustible et Paléoécologie en contexte glaciaire et périglaciaire, Paléolithique moyen et supérieur du sud de la France. Anthracologie, Experimentation, Taphonomie ». Thesis, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, France.
- Thevenon, F., Bard, E., Williamson, D., and Beaufort, L. (2004). A biomass burning record from the West Equatorial Pacific over the last 360 ky: methodological, climatic and anthropic implications. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **213**, 83-99.
- Thompson, D. W. J., Baldwin, M. P., and Wallace, J. M. (2002). Stratospheric Connection to Northern Hemisphere Wintertime Weather: Implications for Prediction. *Journal of Climate* **15**, 1421-1428.
- Thonicke, K., Prentice, C. I., and Hewitt, C. (2005). Modeling glacial-interglacial changes in global fire regimes and trace gas emissions. *Global Biogeochemical Cycles* **19**, GB3008, doi:10.1029/2004GB002278.

- Thonicke, K., Venevsky, S., Sitch, S., and Cramer, W. (2001). The role of fire disturbance for global vegetation dynamics: coupling fire into a Dynamic Global Vegetation Model. *Global Ecology & Biogeography* **10**, 661-677.
- Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y., and Shackleton, N. J. (2000). Rock magnetic detection of distal ice-rafted debries: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters* **180**, 61-75.
- Tinner, W., and Hu, F. S. (2003). Size parameters, size-class distribution and area-number relationship of microscopic charcoal: relevance for fire reconstruction. *The Holocene* **13**, 291-296.
- Tolonen, K. (1986). Charred particle analysis. In "Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology." (B. E. Berglund, Ed.), pp. 485-496. John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F., and Dennielou, B. (2008). Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. *Marine Geology* **247**, 84-103.
- Trabaud, L. (1992). "Les feux de forêts. Mécanismes, comportement et environnement." France Selection, Aubervilliers, France.
- Trouet, V., Taylor, A. H., Carleton, A. M., and Skinner, C. N. (2006). Fire-climate interactions in forests of the American Pacific coast. *Geophysical Research Letters* **33**, L18704.
- Turon, J.-L. (1984). "Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire." Université de Bordeaux I, France.
- Turon, J.-L., Lézine, A.-M., and 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.
- Umbanhowar, C. E. J., and McGrath, M. J. (1998). Experimental production and analysis of microscopic charcoal from wood, leaves and grasses. *The Holocene* **8**, 341-346.
- Van der Werf, G. R., Randerson, J. T., Collatz, G. J., Giglio, L., Kasibhatla, S., Arellano, J. A. F., Olsen, S. C., and Kasischke, E. S. (2004). Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Nino/La Nina Period. *Science* **303**, 73-76.

- Vautard, R. (1990). Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors. *Mon. Wea. Rev.* **118**, 2056-2081.
- Verardo, D. J., and Ruddiman, W. F. (1996). Late Pleistocene charcoal in tropical Atlantic deep-sea sediments: Climatic and geochemical significance. *Geology* **24**, 855-857.
- Verardo, J. (1997). Charcoal analysis in marine sediments. *Limnology Oceanography* **42**, 192-197.
- Voelker, A. H. L., and participants, w. (2002). Global distribution of centennial-scale records of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews* **21**, 1185-1212.
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D. B., and Xoplaki, E. (2001). North Atlantic Oscillation - concepts and studies. *Surveys in Geophysics* **22**, 321-382.
- Williams, G. W. (2002). Aboriginal use of fire: are there any "natural" plant communities? In "Wilderness and Political Ecology: Aboriginal Land Management-Myths and Reality." (C. E. Kay, and R. T. Simmons, Eds.). University of Utah Press, Logan, Utah, USA.
- Winkler, M. G. (1985). Charcoal analysis for paleoenvironmental interpretation: a chemical assay. *Quaternary research* **23**, 313-326.
- Woillard, G. M. (1978). Grande Pile Peat Bog: a continuous Pollen Record for the Last 140.000 years. *Quaternary Research* **9**, 1-21.
- Wolbach, W. S., and Anders, E. (1989). Elemental carbon in sediments: Determination and isotopic analysis in the presence of kerogen. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 1637-1647.



## **ANNEXES**

*Annexe 1 : Programme écrit dans Scion Image pour l'analyse d'image automatique des microcharbons de la carotte MD95-2042.*

{Charcoal measure :

Auteur Luc BEAUFORT (CNRS-CEREGE) et A-L Daniau

var

i,j,x, num2, num4,n, mean, mode, min, max :integer;

num1, dirstr1, num3, ext, str1, filein,filein1, fileout,fileou1,pathin, pathout,dirstr:string;

CaCO3:Integer;

exc,aire:real;

SetCounter(3000);

Macro 'Microcharcoal in file'

Begin

dirstr1:=getstring('Nom du path 1','MD952042\1589\1589-13\_');

num1:=getstring('Combien de dossiers?','100');

num2:=-1+StringtoNum(num1);

num3:=getstring('threshold?','160');

for i:=0 to num2 do begin

    str1:=numtostring(i);

    pathin:='d:\';

    filein1:=concat(filein1,"");

    filein1:=concat(pathin,dirstr1);

{if i<10 then begin

    filein1:=concat(filein1,0,str1);

end else begin}

    filein1:=concat(filein1,str1);

{end;}

    ext:='.TIF';

    filein:=concat(filein1,ext);

    open(filein);

SetOptions('area; perimeter; major; minor');

SetThreshold(160);

MakeBinary;

SetBinaryCount(6);

Dilate;

Filter('find edges');

SetParticleSize(3,99999);

AnalyzeParticles('label','ignore');

end;

end

## Annexe 2

## Mini carnet de laboratoire

ou



Ce qui a été testé et qui n'est pas à refaire.....

Et quelques conseils pratiques...

**Utilisation du tétrasodium de phosphate**

En cas de panne d'eau oxygénée, ce n'est pas la peine d'utiliser du tétrasodium de phosphate ( $H_2O_2 + Na_4P_2O_7$ ) qui sert à disperser et à détruire la matière organique des diatomées... l'échantillon donne une sorte de gel blanchâtre et tout est à recommencer depuis le début.

**Montage des lames**

Les filtres fabriqués en acétate de cellulose sans nitrate de cellulose ne sont pas décomposés avec l'acétate d'éthyle. Ces filtres laissent une fine pellicule plastique qui ne se fixe pas dans le plexiglass. Il faut des filtres contenant à la fois de l'acétate de cellulose et du nitrate de cellulose.

Attention à bien déposer en douceur le filtre sur la goutte d'acétate d'éthyle sinon le filtre peut se dissoudre rapidement et il peut y avoir des petites fissures qui apparaissent. Ces fissures peuvent altérer les résultats des comptages de l'analyse d'image.

**Polissage des lames**

Les filtres montés sur lame de plexiglas sont relativement fragiles. Il faut un polissage très doux, sinon les particules sont arrachées, et vous pouvez remonter votre échantillon à nouveau ! Pour le polissage à la machine, prévoir de la lecture, des bras et de la patience car il faut soulever et ajuster la partie supérieure de la machine contenant les lames pour que les lames ne soient pas écrasées sur le disque. Le temps de polissage est d'environ 4x4 min (la machine est pré-réglée pour 4 min, il faut donc appuyer sur le bouton pour la remettre en route). Pour certaines lames, nous avons raccourci ce temps de passage sinon les filtres étaient arrachés.

### **Analyse d'images**

Parfois certaines lames ne sont pas assez polies pour avoir une surface parfaitement plane. Cela peut jouer sur la mise au point du microscope au cours de l'analyse d'image. Si l'image est floue, le programme ne reconnaît rien et ne compte rien, et il peut y avoir une sous-estimation des comptages. Afin de remédier à ce problème, soit on repolli la lame, soit on peut pour chaque champ jouer très légèrement sur la molette de mise au point. Il faut juste être rapide car il y a seulement 55 msec entre chaque déplacement. Si c'est trop rapide on peut augmenter le temps dans le programme d'analyse.



*Annexe 3 : Programme d'analyse d'image automatique développé à l'UMR EPOC  
(Bordeaux 1) pour l'étude des microcharbons de la carotte MD04-2845*

```

routines microcharbon couleur LT ne pas toucher.Q5R

Routine Header:
  Read Only
  Number of fields: 1
  Standard Frames
  >>> Ouverture d'un fichier Excel déjà existant et envoi d'une valeur mesurée

Configure ( Image Store 1524 x 1113, Grey Images 69, Binaries 24 )

>>> Définit répertoire source
PATH.APPS.PATH$ = "C:\Users\Daniau_al\routine LT\MD04-2845"

>>> Si DEBUG.FLAG = 1, pas de caméra. Elle est remplacée par lecture d'un fichier image.
DEBUG.FLAG = 0

STAGE.WAIT = 1
>>> Cette routine suppose que la taille d'un champ en X : STAGE.STEPX a été déterminée.
>>> De même pour STAGE.STEPLY.

>>> Lance Excel
Gosub START.EXCEL

>>> Calibration microscope: objectif, max changer, unité de mesure
Calibration ( System )

>>> Selection du field, aperture, TL-BF
Select Lens ( Nosepiece NOSEPIECE(6-POS), 50 x, mag changer 1 x, Auto, Lower Stage )

>>> Sélection de l'intensité, temps exposition, éclairage...
Image Setup DC Twain ( Camera 1, AutoExposure Off, Gain 0.00, ExposureTime 36.12 msec, Brightness 0, Lamp 45.49 )
>>> Réglages configuration routine microcharbon LT
DC Twain Configuration ( Configuration file routine microcharbon LT )

Display ( Colour0 (on), frames (off,off), planes (off,off,off,off,off,off), lut 0, x 0, y 0, z 1, Reduction off )

>>> Emplacement du fichier avec les résultats des mesures
PauseText ( "nom du dossier" )
Input ( NOMFIC$ )
OPENFILE$ = PATH.APPS.PATH$+NOMFIC$+".xls"
CHAN = 1
Open File ( OPENFILE$, channel #CHAN )

>>> Définition de la taille de fenêtre de mesure bleue (measure frame)
PauseText ( "Définir taille de fenêtre de mesure (bleue)" )
Position X Y de la fenêtre de mesure et Largeur/Hauteur W/L de mesure frame
Measure frame ( x 0, y 0, Width 1044, Height 772 )

Repeat
  Gosub DEFINE.ORIGINE
  Gosub STEP.SIZE
Until ( (STAGE.STEPX>=MFRAMEW*CALVALUE) AND (STAGE.STEPLY>=MFRAMEH*CALVALUE) )

>>> Définition du modèle de balayage
Stage ( Scan Pattern, STAGE.XFIELDS x STAGE.YFIELDS fields, size STAGE.STEPX x STAGE.STEPLY )
Gosub ROUTINE.MICROCHARBO

```

---

```

Subroutine STEP.SIZE
  >>> Définition de taille de mesure
  STAGE.STEPX : pas en X
  STAGE.STEPLY : pas en Y
  STAGE.XFIELDS : nbr de champ en X
  STAGE.YFIELDS : nbr de champ en Y
  NB : nombre d'images numérisées
  PauseText ( "Choisir le nombre d'images (100 ou 200)" )
  Input ( NB$ )
  TRAVEL.X = X2-X1
  TRAVEL.Y = Y2-Y1

  SSCAN = MFRAMEW*CALVALUE*MFRAMEH*CALVALUE*VAL(NB$)*0.000001

  If ( VAL(NB$)=100 )
    STAGE.XFIELDS = 20

```

| permet le verouillage  
du programme  
| pour éviter des  
modifications  
malencontreuses  
| dossier défini par l'utilisateur  
où les données sont stockées

| Taper le nom du fichier.  
| Par exemple: nom echantillon

| taille de la fenêtre de mesure

| Le programme calcule si la surface  
à analyser est > 200 images  
(ou 100 images, option)

| pour 100 images

```

                                routine microcharbon couleur LT ne pas toucher.Q5R
STAGE.YFIELDS = 5
STAGE.STEPX = TRAVEL.X/STAGE.XFIELDS
STAGE.STEPLY = TRAVEL.Y/STAGE.YFIELDS
Endif

If ( VAL(NB$)=200 )
  STAGE.XFIELDS = 20
  STAGE.YFIELDS = 10
  STAGE.STEPX = TRAVEL.X/STAGE.XFIELDS
  STAGE.STEPLY = TRAVEL.Y/STAGE.YFIELDS
Endif
Return

```

| pour 200 images

---

Subroutine ROUTINE.MICROCHARBO

---

```

>>> Détermination du focus prédictif (sur 3 points)
STAGEX = X1
STAGEY = Y1
Stage ( Move to STAGEX, STAGEY, Wait set by STAGE.WAIT )
PauseText ( "Focus prédictif: reference point 1" )
Image Setup [PAUSE] ( CAMERA, Upper IMSGAIN, Lower IMSOFFSET, Lamp IMSVOLTS )
Stage ( Read position STAGEX, STAGEY, Wait none )
Focus ( Read Position STAGEZ, Wait set by FOCUS.WAIT )
PRED.X1 = STAGEX
PRED.Y1 = STAGEY
PRED.Z1 = STAGEZ

STAGEX = X2
STAGEY = Y1
Stage ( Move to STAGEX, STAGEY, Wait set by STAGE.WAIT )
PauseText ( "Focus prédictif: reference point 2" )
Image Setup [PAUSE] ( CAMERA, Upper IMSGAIN, Lower IMSOFFSET, Lamp IMSVOLTS )
Stage ( Read position STAGEX, STAGEY, Wait none )
Focus ( Read Position STAGEZ, Wait set by FOCUS.WAIT )
PRED.X2 = STAGEX
PRED.Y2 = STAGEY
PRED.Z2 = STAGEZ

STAGEX = X2
STAGEY = Y2
Stage ( Move to STAGEX, STAGEY, Wait set by STAGE.WAIT )
PauseText ( "Focus prédictif: reference point 3" )
Image Setup [PAUSE] ( CAMERA, Upper IMSGAIN, Lower IMSOFFSET, Lamp IMSVOLTS )
Stage ( Read position STAGEX, STAGEY, Wait none )
Focus ( Read Position STAGEZ, Wait set by FOCUS.WAIT )
PRED.X3 = STAGEX
PRED.Y3 = STAGEY
PRED.Z3 = STAGEZ

Focus [PAUSE] ( Set Predictive ( PRED.X1, PRED.Y1, PRED.Z1 ), ( PRED.X2, PRED.Y2, PRED.Z2 ),
( PRED.X3, PRED.Y3, PRED.Z3 ) )

>>> Aller à X1,Y1 pour commencer
STAGEX = X1
STAGEY = Y1
Stage ( Move to STAGEX, STAGEY, Wait set by STAGE.WAIT )

>>> Effectuer balayage
If ( DEBUG.FLAG )
  FIELDS = 2
Endif
For ( FIELD = 1 to FIELDS, step 1 )
  If ( DEBUG.FLAG )
    Read image [PAUSE] ( from file C:\Documents and Settings\All Users\Documents\Leica\W\Leica QWin\Images\COLOUR.TIF into Col
our0 )
  Else
    Live On
    Focus ( Predictive, wait none )
    Acquire ( into Colour0 )
  Endif
  If ( FIELD=1 )
    Détection du seuil de mesure (threshold)
  Else
    Colour Detect ( RGB: 47-117, 47-90, 33-88, from Colour0 into Binary0 )
    Colour Detect ( RGB: 81-255, 42-255, 29-222, from Colour0 into Binary1 )

```

|  
|  
| La lame se déplace  
| au premier, deuxième  
| et troisième point  
| pour fixer la mise au  
| point en Z  
| et le programme  
| calcule le plan moyen  
| de déplacement  
| en Z

|  
| La détection est réalisée à partir  
| de deux seuillages.  
| Seuillage (1): détecte les  
| microcharbons et particules de  
| couleur orange/brun foncé  
| Seuillage (2): détecte les particules de  
| couleur orange/brun foncé  
| Puis les deux analyses de seuillage  
| se combinent pour garder seulement  
| les microcharbons

```

        routine microcharbon couleur LT ne pas toucher.Q5R
Binary Logical ( C = A AND B : C Binary2, A Binary0, B Binary1, inverted )
Binary Amend ( Dilate from Binary2 to Binary3, cycles 2, operator Disc, edge erode on )
Binary Identify ( FillHoles from Binary3 to Binary4 )
Binary Identify ( EdgeFeat from Binary4 to Binary0 )
Endif
Mesure des particules à l'intérieur de mesure frame et à l'intérieur seulement avec aire minimum mesurée
Measure feature ( plane Binary0, 8 ferets, minimum area: 3, grey image: Colour0 )
Selected parameters: Area, Length, Breadth, Roundness, AspectRatio,
Mean Blue
Measure field: Area (total area within the measure frame) Count(number within measure frame) in calibration units
Measure field ( plane Binary0 )
Selected parameters: Area, Count
Envoie les résultats vers le fichier défini auparavant
File Feature Results ( channel #CHAN )

Stage ( Step, Wait until stopped + 55 msec )

Next ( FIELD )
Close File ( channel #CHAN )

Envoi dans Excel des mesures totales (col 1)
If ( EXCEL.FOUND=1 )
DDE Initiate ( "excel", "System" on channel #2, row char "L", column char "C" )
Fenêtre excel qui apparait en grand
DDE Execute ( "[app.maximize]" on channel #2, no timeout )
DDE Terminate ( channel #2 )
//
DDE Initiate ( "excel", "system" on channel #2, row char "L", column char "C" )
QUOTE$ = CHR$(34)
DDE.CHAN = 2
DDE.COMD$ = "[OPEN("+QUOTE$+PATH.APPS.PATH$+NOMFIC$+".xls"+QUOTE$+")]"]
DDE Execute ( DDE.COMD$ on channel #DDE.CHAN, no timeout )
DDE Terminate ( channel #2 )
//
DDE.APP$ = "Excel"
DDE.NAME$ = NOMFIC$
DDE.ROWCHAR$ = "L"
DDE.COLCHAR$ = "C"
DDE Initiate ( DDE.APP$, DDE.NAME$ on channel #DDE.CHAN, row char DDE.ROWCHAR$, column char DDE.COLCHAR$ )
DDE Send ( "SURFACE SCANNEE en mm" to channel #2, row 1, column 8 )
DDE Send ( STR$(SSCAN) to channel #2, row 1, column 9 )
DDE Send ( "NB" to channel #2, row 2, column 8 )
DDE Send ( NB$ to channel #2, row 2, column 9 )
DDE Send ( "Nb de champX" to channel #2, row 3, column 8 )
DDE Send ( STR$(STAGE.XFIELDS) to channel #2, row 3, column 9 )
DDE Send ( "Nb de champY" to channel #2, row 4, column 8 )
DDE Send ( STR$(STAGE.YFIELDS) to channel #2, row 4, column 9 )
DDE Send Field Results ( channel #2, row 5, column 8 )
DDE Send ( PRED.X1, 4 digits after '.' to channel #2, row 1, column 10 )
DDE Send ( PRED.X2, 4 digits after '.' to channel #2, row 2, column 10 )
DDE Send ( PRED.X3, 4 digits after '.' to channel #2, row 3, column 10 )
DDE Send ( PRED.Y1, 4 digits after '.' to channel #2, row 1, column 11 )
DDE Send ( PRED.Y2, 4 digits after '.' to channel #2, row 2, column 11 )
DDE Send ( PRED.Y3, 4 digits after '.' to channel #2, row 3, column 11 )
DDE Send ( PRED.Z1, 4 digits after '.' to channel #2, row 1, column 12 )
DDE Send ( PRED.Z2, 4 digits after '.' to channel #2, row 2, column 12 )
DDE Send ( PRED.Z3, 4 digits after '.' to channel #2, row 3, column 12 )

DDE Terminate ( channel #2 )

Else

PauseText ( "Excel n'est pas accessible -- Désolé." )
Pause ( No dialog )
Endif

Subroutine START.EXCEL
// Start Excel
EXCEL.FOUND = 0
EXTDLL$ = "C:\Program Files\Microsoft Office\Office10\EXCEL.EXE"
Call General ( Check File exists (Filename = EXTDLL$ and if exists EXTVAR1 = 1) )
If ( EXTVAR1 = 1 )
Call Utilities ( Is Excel running? (Return : EXTVAR1 = 0 - not running; EXTVAR1 = 1 - running) )
If ( EXTVAR1 = 0 )
Call ExtDLL ( WinExec EXTDLL$ )

```

pour détourer  
la particule  
et remplir les  
trous

paramètres  
mesurés

envoie les  
résultats  
dans excel

lancement  
de Excel

```

                                routine microcharbon couleur LT ne pas toucher.Q5R
    Wait ( 1000 msec )
    Endif
    DDE Initiate ( "excel", "System" on channel #2, row char "L", column char "C" )
    DDE Execute ( "[app.MINIMIZE]" on channel #2, no timeout )
    DDE Terminate ( channel #2 )
    EXCEL.FOUND = 1
    Endif

```

---

#### Subroutine DEFINE.ORIGINE

---

```

>>> Détermination du point X1,Y1
PauseText ( "Placer l'échantillon sur le bord en haut à gauche et faire la mise au point" )
Image Setup [PAUSE] ( CAMERA, Upper IMSGAIN, Lower IMSOFFSET, Lamp IMSVOLTS )
Stage ( Read position STAGEX, STAGEY, Wait none )
Focus ( Read Position STAGEZ, Wait set by FOCUS.WAIT )
X1 = STAGEX
Y1 = STAGEY
Z1 = STAGEZ

>>> Détermination du point X2,Y2
PauseText ( "Descendre en bas à droite et faire la mise au point" )
Image Setup [PAUSE] ( CAMERA, Upper IMSGAIN, Lower IMSOFFSET, Lamp IMSVOLTS )
Stage ( Read position STAGEX, STAGEY, Wait none )
Focus ( Read Position STAGEZ, Wait set by FOCUS.WAIT )
X2 = STAGEX
Y2 = STAGEY
Z2 = STAGEZ

Return

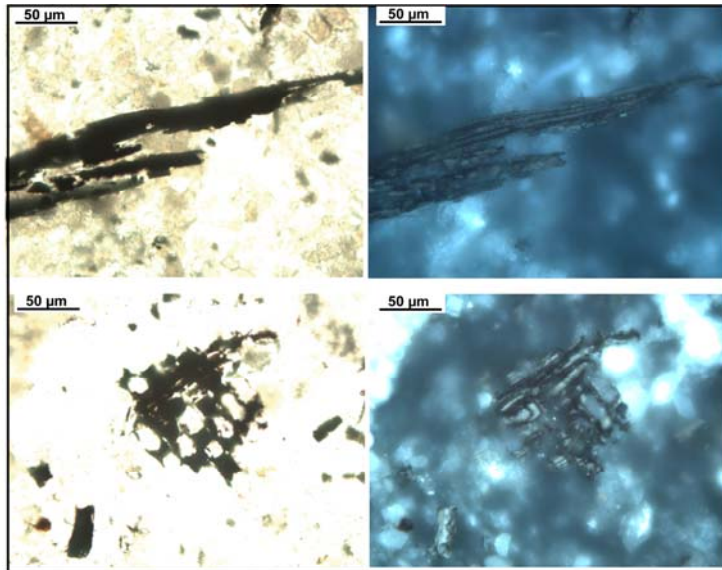
END

```

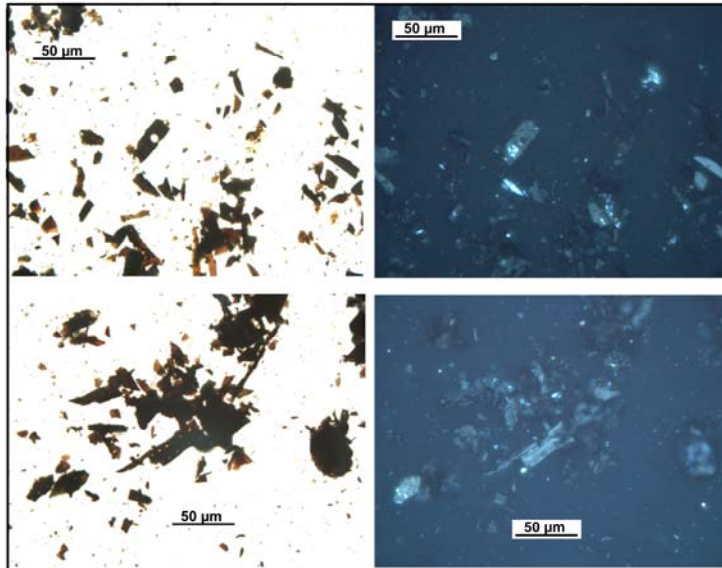
*Planche 1 : Charbons actuels produits au cours de combustion (feu de cheminée). A gauche, en lumière transmise. A droite en lumière réfléchie.*

*Planches 2 et 3 : Microcharbons des carottes marines étudiées. A gauche, en lumière transmise. A droite en lumière réfléchie.*

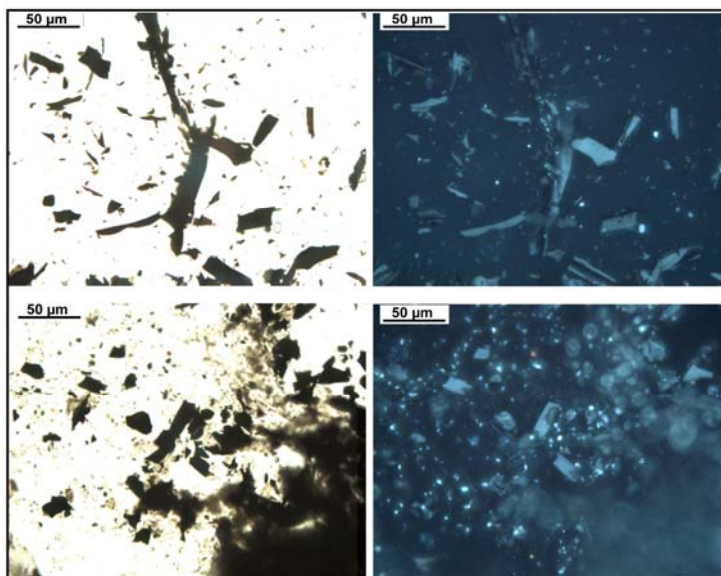
**Cendres  
Mélange  
Châtaigner  
et Chêne**



**Chêne**



**Pin**



*Planche 1.*

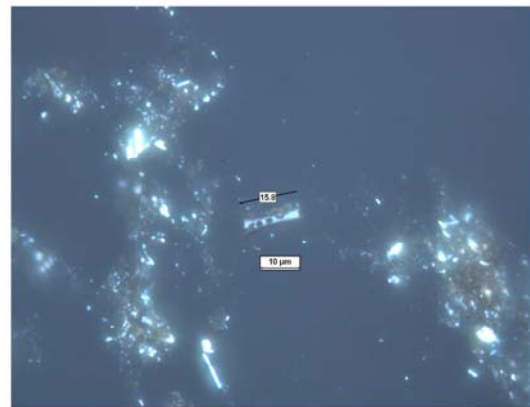
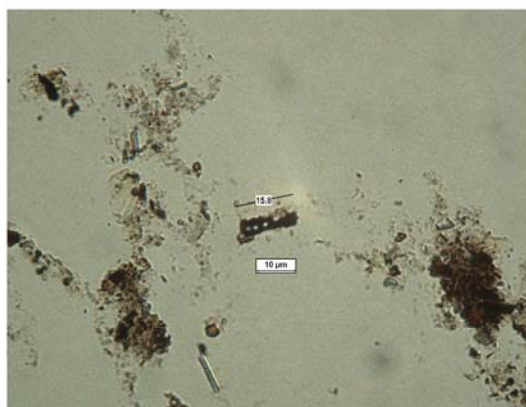
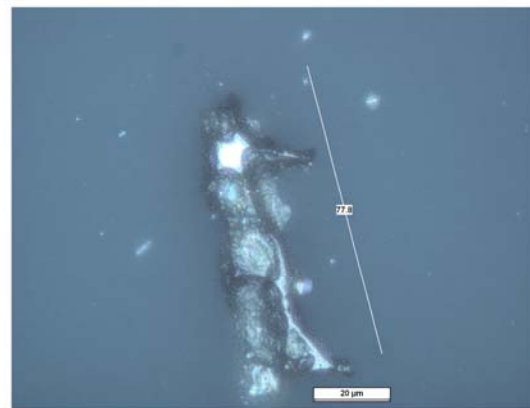
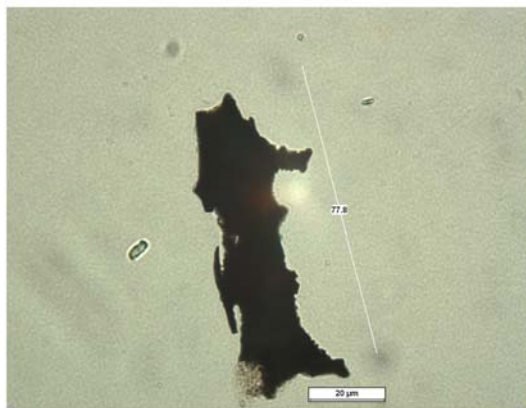
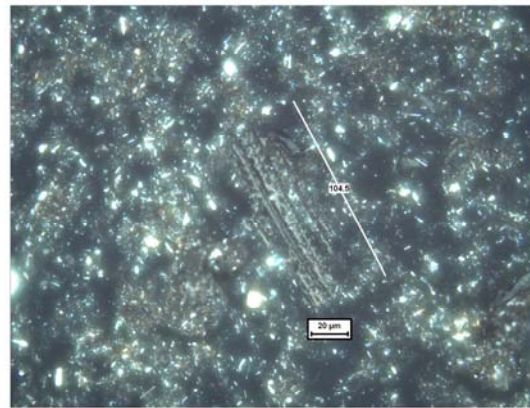
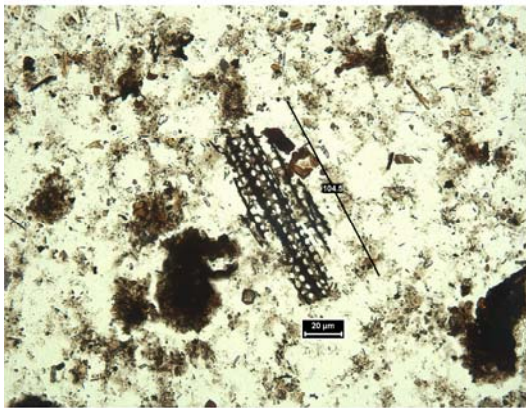
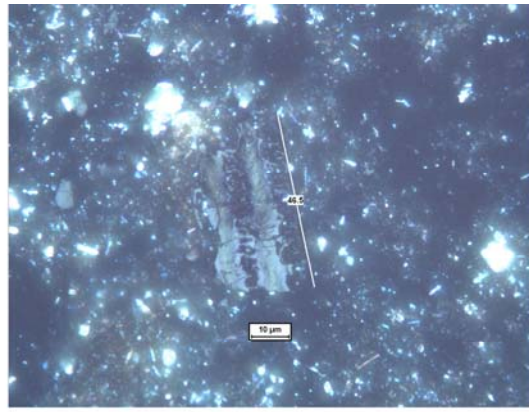
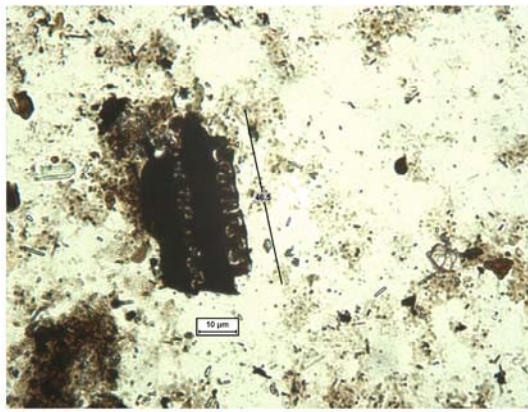


Planche 2.



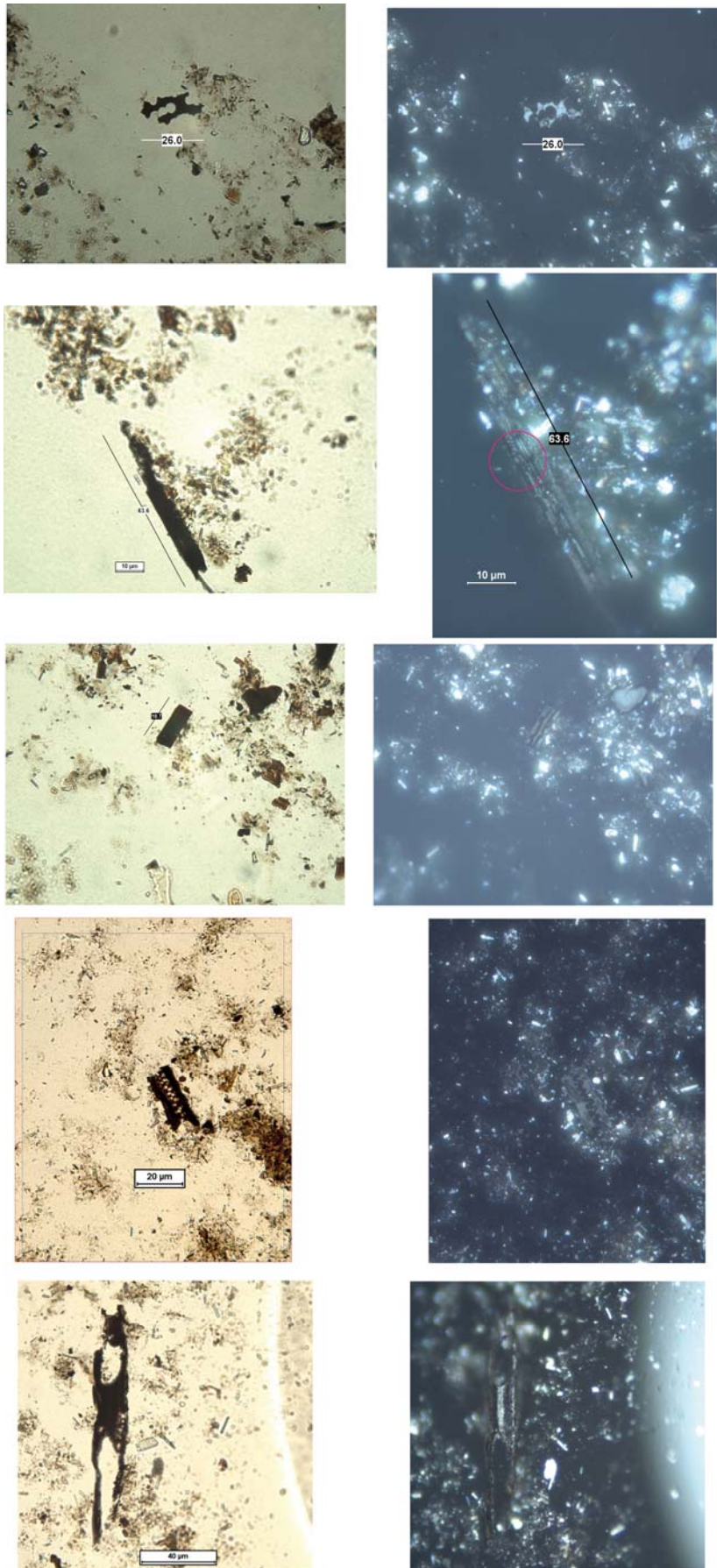


Planche 3.

*Annexe 4.***Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data.**

Power, M. J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P. J., Harrison, S. P., Mayle, F. E., Ballouche, A., Bradshaw, R. H. W., Carcaillet, C., Cordova, C., Mooney, S., Moreno, P. I., Prentice, I. C., Thonicke, K., Tinner, W., Whitlock, C., Zhang, Y., Zhao, Y., Ali, A. A., Anderson, R. S., Beer, R., Behling, H., Briles, C., Brown, K. J., Brunelle, A., Bush, M., Camill, P., Chu, G. Q., Clark, J., Colombaroli, D., Connor, S., **Daniau, A.-L.**, Daniels, M., Dodson, J., Doughty, E., Edwards, M. E., Finsinger, W., Foster, D., Frechette, J., Gaillard, M.-J., Gavin, D. G., Gobet, E., Haberle, S., Hallett, D. J., Higuera, P. E., Hope, G., Horn, S., Inoue, J., Kaltenreider, P., Kennedy, L., Kong, Z. C., Larsen, C., Long, C. J., Lynch, J. A., Lynch, E. A., McGlone, M., Meeks, S., Mensing, S., Meyer, G., Minckley, T., Mohr, J., Nelson, D. M., New, J., Newnham, R., Noti, R., Oswald, W., Pierce, J., Richard, P. J. H., Rowe, C., Sanchez Goñi, M. F., Shuman, B. J., Takahara, H., Toney, J., Turney, C., Urrego-Sanchez, D. H., Umbanhowar, C., Vandergoes, M., Vanniere, B., Vescovi, E., Walsh, M., Wang, X., Williams, N., Wilmshurst, J., and Zhang, J. H.

*Climate Dynamics* (2008)

DOI 10.1007/s00382-007-0334-x.

## Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data

M. J. Power · J. Marlon · N. Ortiz · P. J. Bartlein · S. P. Harrison · F. E. Mayle · A. Ballouche · R. H. W. Bradshaw · C. Carcaillet · C. Cordova · S. Mooney · P. I. Moreno · I. C. Prentice · K. Thonicke · W. Tinner · C. Whitlock · Y. Zhang · Y. Zhao · A. A. Ali · R. S. Anderson · R. Beer · H. Behling · C. Briles · K. J. Brown · A. Brunelle · M. Bush · P. Camill · G. Q. Chu · J. Clark · D. Colombaroli · S. Connor · A.-L. Daniau · M. Daniels · J. Dodson · E. Doughty · M. E. Edwards · W. Finsinger · D. Foster · J. Frechette · M.-J. Gaillard · D. G. Gavin · E. Gobet · S. Haberle · D. J. Hallett · P. Higuera · G. Hope · S. Horn · J. Inoue · P. Kaltenrieder · L. Kennedy · Z. C. Kong · C. Larsen · C. J. Long · J. Lynch · E. A. Lynch · M. McGlone · S. Meeks · S. Mensing · G. Meyer · T. Minckley · J. Mohr · D. M. Nelson · J. New · R. Newnham · R. Noti · W. Oswald · J. Pierce · P. J. H. Richard · C. Rowe · M. F. Sanchez Goñi · B. N. Shuman · H. Takahara · J. Toney · C. Turney · D. H. Urrego-Sanchez · C. Umbanhowar · M. Vandergoes · B. Vanniere · E. Vescovi · M. Walsh · X. Wang · N. Williams · J. Wilmshurst · J. H. Zhang

Received: 10 July 2007 / Accepted: 20 October 2007  
© Springer-Verlag 2007

**Abstract** Fire activity has varied globally and continuously since the last glacial maximum (LGM) in response to long-term changes in global climate and shorter-term regional changes in climate, vegetation, and human land use. We have synthesized sedimentary charcoal records of biomass burning since the LGM and present global maps showing changes in fire activity for time slices during the past 21,000 years (as differences in charcoal accumulation values compared to pre-industrial). There is strong broad-scale coherence in fire activity after the LGM, but spatial heterogeneity in the signals increases thereafter. In North America, Europe and southern South America, charcoal records indicate less-than-present fire activity during the deglacial period, from 21,000 to ~11,000 cal yr BP. In contrast, the tropical latitudes of South America and Africa show greater-than-present fire activity from ~19,000 to ~17,000 cal yr BP and most sites from Indochina and Australia show greater-than-present fire activity from

16,000 to ~13,000 cal yr BP. Many sites indicate greater-than-present or near-present activity during the Holocene with the exception of eastern North America and eastern Asia from 8,000 to ~3,000 cal yr BP, Indonesia and Australia from 11,000 to 4,000 cal yr BP, and southern South America from 6,000 to 3,000 cal yr BP where fire activity was less than present. Regional coherence in the patterns of change in fire activity was evident throughout the post-glacial period. These complex patterns can largely be explained in terms of large-scale climate controls modulated by local changes in vegetation and fuel load.

**Keywords** Palaeoenvironmental reconstruction · Biomass burning · Palaeofire regimes · Charcoal · Data-model comparisons

### 1 Introduction

Fire has direct and important effects on the global carbon cycle, atmospheric chemistry, and in regulating terrestrial ecosystems and biodiversity (Gill et al. 1995; Cofer et al. 1997; van der Werf et al. 2004). Uncertainty over the effects of future climate change upon the incidence of fire, and the importance of vegetation-climate-atmosphere feedbacks, has fostered an increasing effort to develop

The readers are requested to refer to the section "List of contributors" for the complete list of author affiliation details.

M. J. Power (✉)  
Institute of Geography, School of Geosciences,  
University of Edinburgh, Edinburgh, UK  
e-mail: mitch.power@ed.ac.uk

coupled models of vegetation and fire (Prentice et al. 2007) to understand these future changes.

The fire regime of a given location is generally described in terms of the frequency, intensity, seasonality, extent and type of fires (Gill 1977; Box 1 in Bond and Keeley 2005), all of which affect the area and amount of biomass burned. Changes in late-Quaternary fire regimes inferred from sedimentary charcoal records provide insights into the coupling and feedbacks between fire and major changes in climate and its boundary conditions or controls (orbital forcing, greenhouse gas concentrations), vegetation type, fuel amount, and human activity. Two pioneering charcoal-data syntheses (Haberle and Ledru 2001; Carcaillet et al. 2002) have established that there are inter-hemispheric linkages in palaeo-fire activity on millennial timescales. There has been no attempt, however, to synthesize the palaeo-charcoal records in order to examine the spatial patterns of fire activity at a global scale.

The aim of this paper is therefore to map global patterns of charcoal abundance, (which we take to be an index of the overall fire frequency, intensity and extent of the regional fire regime), at 3,000-year intervals since the Last Glacial Maximum (LGM, conventionally centered at 21,000 cal yr BP). We offer some insights into the relationship between changes in fire regimes and potential large-scale controls on fire, but we do not attempt to explain the observed changes in regional fire regimes through time. To do this in a coherent way would require carefully-designed experiments using a vegetation-fire model to differentiate between competing explanations and evaluation of the derived patterns through comparison with observations. The global charcoal database used here to map changing fire regimes through time constitutes a first step in providing the necessary empirical data for testing the validity of fire models under markedly different biological and physical conditions from present (Marlon et al., in preparation). This data will ultimately allow us to test hypotheses about the changing controls of fire regimes on glacial–interglacial timescales.

### 1.1 Controls on fire and charcoal abundance

The incidence of fire over space and time is influenced by complex interactions between climate (over many scales of variability), fuels (type, amount, and arrangement), and ignition (whether anthropogenic or lightning). For example, at the scale of biomes (i.e., major vegetation types) the dominant role of climate on fire is demonstrated by the marked difference in fire frequency between highly humid climates (e.g., northern Europe or western Amazonia) and climates having a prolonged and severe dry season (e.g., the Mediterranean region or the subtropical savanna regions of Africa and South America). Within biomes, fire frequency

and the amount of biomass burned vary temporally with changing climate, fuel, and ignition (Pyne et al. 1996).

The fire regime in a particular region is registered in sedimentary charcoal records through total charcoal abundance (per unit of sediment), which is proportional to the total biomass burned in a given depositional environment, (Marlon et al. 2006; Thevenon et al. 2004), and as peaks in charcoal accumulation, which mark individual fires in sedimentary records of sufficiently high sampling resolution (e.g., Power et al. 2006). Two examples illustrate the utility of charcoal abundance as an indicator of fire occurrence. In the northwestern USA, a region where fires have remained relatively frequent through time, palaeo-ecological data show that variations in charcoal abundance are closely associated with changes in the relative abundance of forest (as opposed to non-arboreal environments such as tundra and grassland), demonstrating a strong positive relationship between fire as sensed by charcoal abundance and biomass (i.e., fuel load) in this region (Marlon et al. 2006). In the rainforest–savanna ecotone regions, which have experienced a decrease in fire as forests have expanded since the early Holocene (e.g., Burbridge et al. 2004), fossil charcoal data reveal a negative relationship between fire (i.e., charcoal abundance) and biomass (i.e., fuel load). The contrasting relationship between fire occurrence and available fuel reflects the marked differences in the specific influence of climate and vegetation on fire between these two biomes. In both cases, however, total biomass burned is reflected by the overall charcoal abundance (Higuera et al. 2007). These examples show the magnitude of biomass burned, and implicitly aspects of the fire regime that influence the amount of material burnt is not solely determined by the nature of the vegetation. Thus, it is necessary to reconstruct changes in fire regimes in response to climate changes through time explicitly and independently of vegetation, which we do here by focusing on overall charcoal abundance.

A number of issues could influence the fidelity of overall charcoal abundance as an indicator of fire regime. Charcoal taphonomy and basin morphometry can have important influences upon charcoal deposition within lake or mire basins (Whitlock and Millspaugh 1996; Marlon et al. 2006). Several studies have suggested that macroscopic charcoal (i.e., large charcoal particles that can be removed from sediments by sieving) reflects local fires while microscopic charcoal (i.e., charcoal particles of a size commonly recorded from pollen slides) reflects fires on a more regional scale (Clark 1998; Long et al. 1998; Tinner et al. 1998; Carcaillet et al. 2001). Peaks in abundance of macroscopic charcoal could reflect higher energy sediment inputs to a basin (e.g., sudden inwash of coarse, clastic material rather than any change in fire regime; see Thevenon et al. 2003), or rare instances of long-distance

transport (Tinner et al. 2006). Comparisons of the age of charcoal peaks with those of known fires and the overall charcoal input with estimates of area burned suggests that despite these issues charcoal deposition in lakes or bogs provides a useful index of overall fire regime (Tinner et al. 1998; Gardiner and Whitlock 2001; Whitlock and Bartlein 2004). For alluvial charcoal records, which are much less common, summed probability distributions for a large ( $n = \sim 50\text{--}100$ ) sample of radiocarbon dates on fire-related deposits indicate relative changes in fire, and the charcoal content, thickness, and depositional processes of these deposits allow inferences on general fire severity (e.g., Meyer et al. 1995; Pierce et al. 2004). Although these various controls on charcoal deposition cannot be ignored when making inter-site comparisons at local or regional scales (e.g., Carcaillet et al. 2002), the dominance of variations in large-scale climate and biome type in controlling the fire regime at a regional- to continental-scale should lead to coherency in observed changes in charcoal abundance on millennial timescales among locations with similar climate, vegetation and human impact.

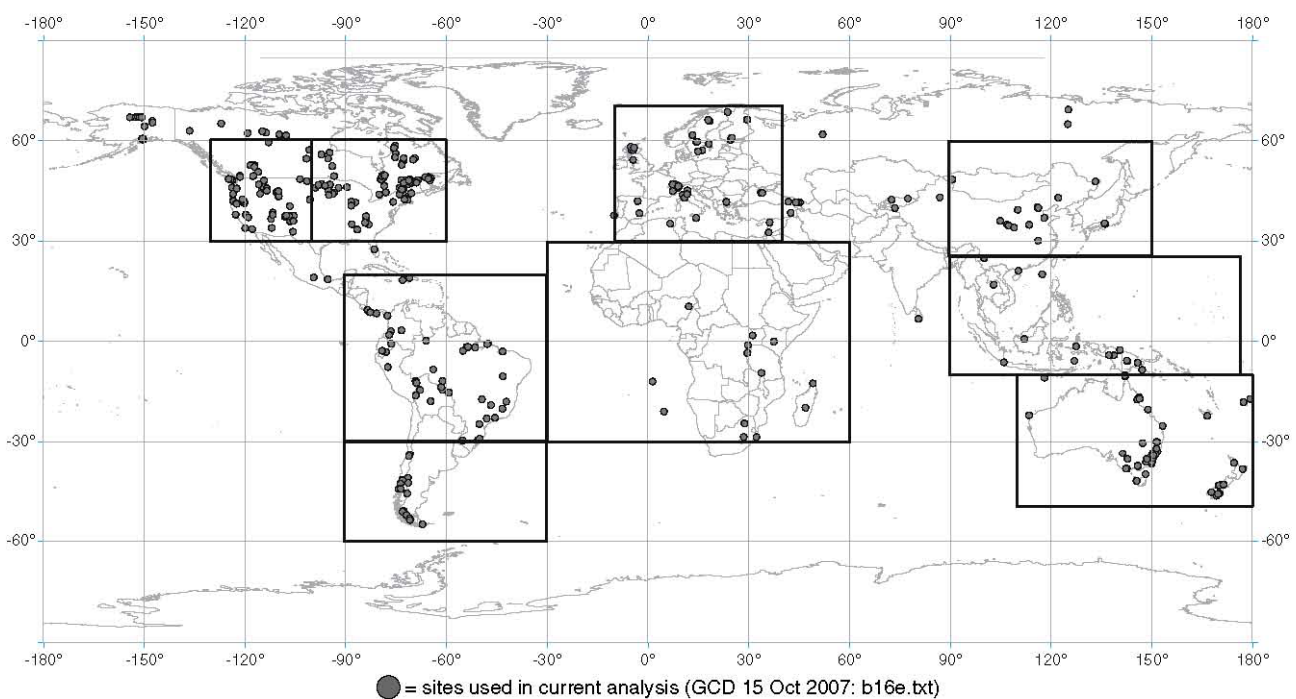
## 2 The global charcoal database

The global charcoal database (GCD) contains information about palaeofire regimes in the form of sedimentary charcoal records from sites across the globe since the LGM.

Published and unpublished charcoal data were acquired from a network of sites between  $70^\circ\text{ N}$  and  $70^\circ\text{ S}$  ([http://www.bridge.bris.ac.uk/projects/QUEST\\_IGBP\\_Global\\_Palaeofire\\_WG](http://www.bridge.bris.ac.uk/projects/QUEST_IGBP_Global_Palaeofire_WG)).

Many methods were used for recording changes in charcoal abundance in a sedimentary context, and the database therefore contains a variety of different types of records (e.g., both macroscopic and microscopic charcoal, the latter mostly from pollen-slides) from a variety of site types (e.g., lake, mire, and alluvial-fan sediment records), and with varying temporal resolution and dating control. The database therefore includes a large amount of descriptive data (metadata) about both the sites and the charcoal samples. It also contains detailed information on site chronology: the radiocarbon dating technique (AMS or conventional), the sample size, standard deviations, and calibrated ages.

The database currently contains charcoal records from 405 sites (Fig. 1), 355 of which are used in this analysis and 33 of which have records back to the LGM (here defined as  $21,000 \pm 500$  calendar yr BP). Records of the mean charcoal value at a site over a 1,000-year long interval were extracted for seven time slices (i.e., 3,000; 6,000; 9,000; 12,000; 15,000; 18,000; and 21,000 cal yr BP); thus the fire regime is represented by mean charcoal accumulation over the mapped intervals  $3,000 \pm 500$ ,  $6,000 \pm 500$ ,  $9,000 \pm 500$ ,  $12,000 \pm 500$ ,  $15,000 \pm 500$ ,  $18,000 \pm 500$ , and  $21,000 \pm 500$  cal yr BP. These values



**Fig. 1** Inventory of global charcoal records currently used in the analysis (*gray dots*) and regional delineations (*black boxes*) where sites were averaged together for regional summaries of fire regimes (see Fig. 5a)

were compared with an estimate of the modern (pre-industrial) fire regime, based on the mean charcoal value for the period 100–1,000 cal yr BP. The choice of a 1,000-year window to characterize the charcoal record for each time slice reflects the fact that charcoal deposition and accumulation in sediments is intrinsically highly variable (Carcaillet and Richard 2000) and it was necessary to select a period that would avoid single, anomalous fire events in order to elucidate longer-term (in this case millennial-scale) trends. The 1,000-year window allows us to make use of sites with low sampling resolution and few radiocarbon dates. Other palaeoenvironmental data syntheses, and in particular the BIOME 6000 reconstructions of changing vegetation patterns (e.g., Prentice et al. 2000; Bigelow et al. 2003; Williams et al. 2004), have made use of a 1,000-year sampling window. Using a similar sampling approach facilitates comparison with these data sets, and will allow us to investigate the relationships between e.g. changes in vegetation and fire regimes at a later stage.

## 2.1 Data acquisition and age models

Charcoal data were provided by the original author or came from the individual charcoal analyst as unpublished data, or from the published literature. Data were extracted from the literature by digitizing the original published figures and using the plotted values to produce tables of charcoal values by depth or by age.

As a consequence of using both published and unpublished data, some of which were produced more than a decade ago, age models based on a consistent calibration had to be developed for each site. Over 4,000 radiocarbon dates, calibrated and uncalibrated, from 405 sites were entered into the charcoal database. All radiocarbon dates that were uncalibrated were converted to calibrated years BP using the Fairbanks et al. (2005) calibration curve and program (<http://radiocarbon.ideo.columbia.edu/research/radcarbcal.htm>). The mean calibrated age was selected for each radiocarbon date. In many cases, individual charcoal samples were expressed by depth or radiocarbon years and required new calibrated age models. Age calibration and the creation of age models were performed only for records with at least two radiocarbon dates. When the surface samples from sediment cores or soil profiles was established as modern, an age of –50 cal yr BP (2,000 AD) was assigned. Considering the multi-centennial resolution used to analyze these records, assigning ages to the surface samples for creating age models had little impact on the final result. In cases where the date of core collection could be established, that date was assigned to the uppermost sample, for example, a core collected in 2,003

AD was assigned a core top age of –53 cal yr BP. Age models were constructed using all available calibrated ages, including dated tephra layers, and pollen stratigraphic ages, and were based on four possible age model styles: (1) linear interpolation; (2) a polynomial constrained to pass through zero; (3) an unconstrained polynomial fit; and (4) a cubic smoothing spline (Ripley and Maechler 2006). The “best fit” age model was selected for each record, based on goodness-of-fit statistics and the appearance of the resulting curve.

## 2.2 Standardizing charcoal data and calculating anomalies

Charcoal values (e.g., influx, concentration, charcoal/pollen ratios, gravimetrics, image analysis) can vary by over ten orders of magnitude among and within sites (Fig. 2) because of the broad range of record types, site characteristics, and methodological or analytical techniques. It was therefore necessary to standardize the records to facilitate comparisons between sites and through time. The standardization procedure involves three calculations applied to each site record (see Fig. 3): (1) rescaling values using a minmax transformation; (2) homogenisation of variance using the Box-Cox transformation; and (3) rescaling values once more to Z scores. The minmax transformation rescales charcoal values from a given site record to range between 0 and 1 by subtracting the minimum charcoal value found during the record from each charcoal value, and dividing by the range of values:

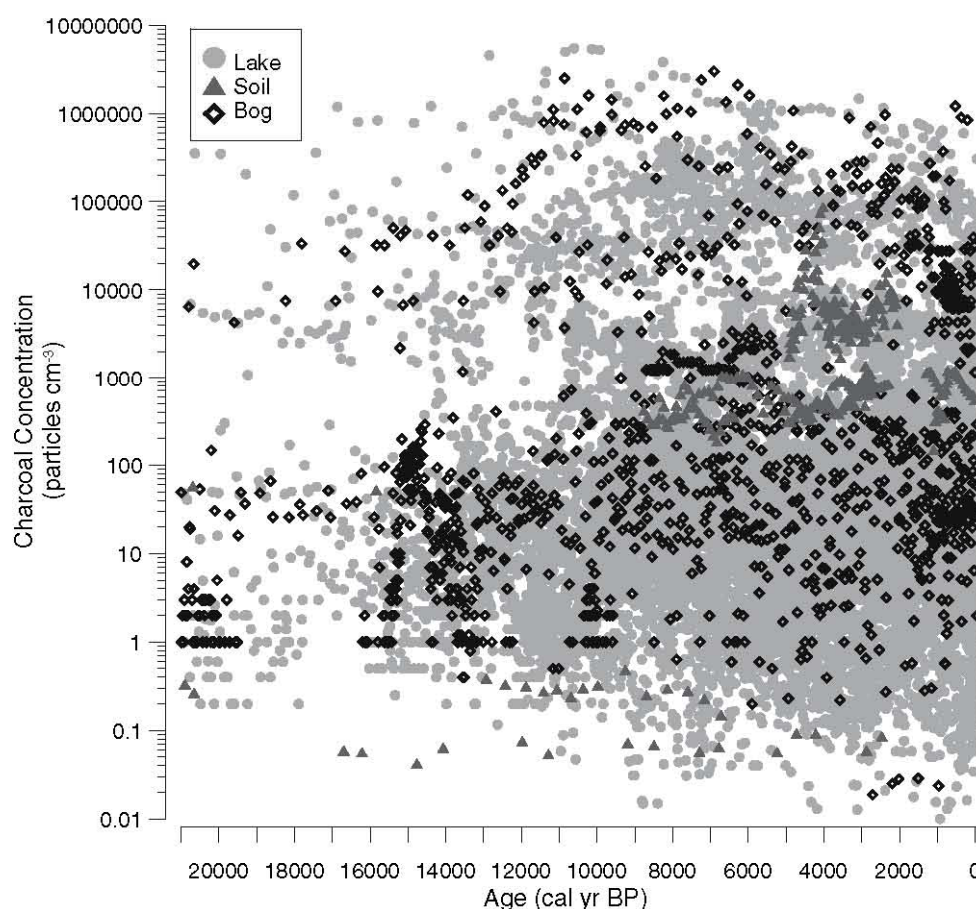
$$c'_i = (c_i - c_{\min}) / (c_{\max} - c_{\min})$$

where  $c'_i$  is the minmax-transformed value of the  $i$ -th sample in a particular record,  $c_i$ , and  $c_{\max}$  and  $c_{\min}$  are the maximum and minimum values of the  $c_j$ 's. The inherently skewed distribution of charcoal values, with a long upper tail, would result in a preponderance of negative anomalies without further transformation. We therefore transformed the rescaled values using the Box-Cox transformation:

$$c_i^* = \begin{cases} ((c'_i + \alpha)^\lambda - 1) / \lambda & \lambda \neq 0 \\ \log(c'_i + \alpha) & \lambda = 0 \end{cases}$$

where  $c_i^*$  is the transformed value,  $\lambda$  is the Box-Cox transformation parameter and  $\alpha$  is a small positive constant (here, 0.01) added to avoid problems when  $c'_i$  and  $\lambda$  are both zero. The transformation parameter  $\lambda$  is estimated by maximum likelihood using the procedure described by Venables and Ripley (2002). The transformed data were rescaled once more, as Z scores, so all sites have a common mean and variance (Fig. 3e)

**Fig. 2** Scatter diagram for all charcoal concentration (particles/cm<sup>3</sup>) values contained within the database. Three types of depositional environments are represented; *gray circle* represent lake sediment records, *open diamonds* are from bog sediment records, and *dark triangles* are from soil charcoal records. All data are plotted by original charcoal units, illustrating the heterogeneity of analytical methods and laboratory techniques used to show charcoal-abundance variations through time. The >10 orders of magnitude represented by charcoal concentration values illustrates the need for standardization of these data



$$z_i = (c_i^* - \bar{c}_{(4ka)}^*) / s_{c(4ka)}^*$$

where,  $\bar{c}_{(4ka)}^*$  is the mean minimax-rescaled and Box-Cox transformed charcoal value over the interval 4,000 to 100 cal yr BP, and  $s_{c(4ka)}^*$  is the standard deviation over the same interval.

There is considerable variation in the length of the charcoal records in the database, so a common base period (100–4,000 cal yr BP) was used to calculate the mean and standard deviation for each site. The choice of the last 4,000 years as a base period represents a compromise between a period long enough to not be dominated by sample-to-sample variability within an individual record and one short enough to not exclude a large number of database records from the subsequent analyses. Most of the records in the database (95%) are at least 4,000-years long. The base period does not include the last 100 years (i.e. the post-industrial period) because of the intensification of most modern human activities during this part of the fire record. Mean charcoal values, expressed as average Z scores for a 1,000-year window, were calculated for each site at 500-year intervals. Changes in charcoal values through time are expressed as Z score anomalies (i.e. the difference between the mean Z score for each 1,000-year

window and the mean Z score for the “modern”, where “modern” is defined as the interval 1,000 to 100 cal yr BP).

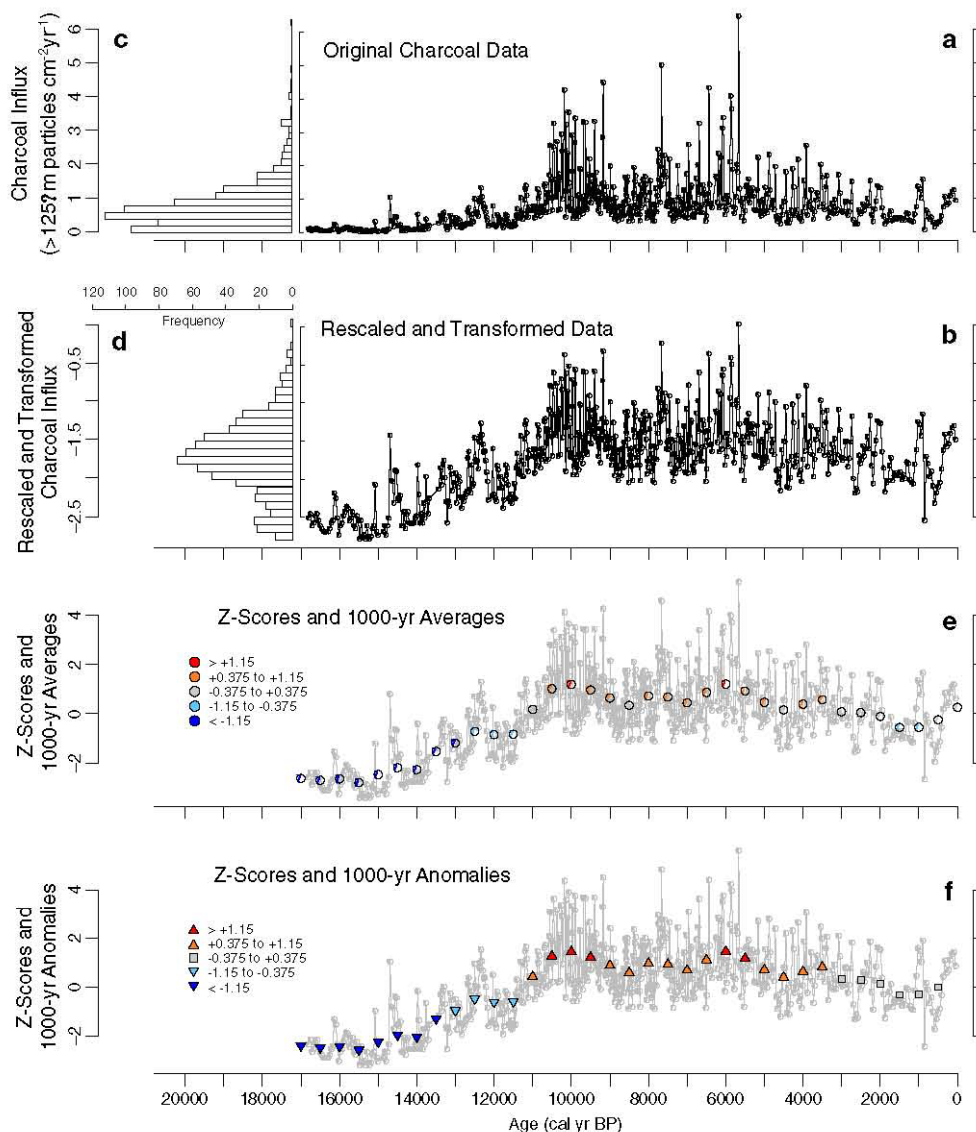
### 2.3 Creation of 3,000-year steps of time-slice maps (1,000-year window)

Time-slice anomaly maps of modern (1,000 to 100 cal yr BP) mean Z score minus palaeo mean Z score were created at 3,000-year intervals (Fig. 4a-g) from 21,000 cal yr BP to present. The anomalies were classified into five roughly equal-frequency groups ranging from those > +1.15 (strong positive anomalies, dark red) +1.15 to +0.365 (positive anomalies, red), +0.375 to −0.375 (weak positive or negative anomalies, gray), −0.375 to −1.15 (negative anomalies, blue) to those < −1.15 (strong negative anomalies, dark blue).

## 3 Results: changes in fire regime between LGM and Present

Charcoal records of changes in fire regime during part or all of the past 21,000 years are available from 405 sites

**Fig. 3** An example of charcoal standardization performed on all charcoal records contributing to the global paleofire database. The original charcoal abundance (from Millspaugh et al. 2000) values (a) for each record were rescaled to range from 0.0 to 1.0 over the whole of the record, the rescaled values were then transformed (b) using the Box-Cox power transformation to approach normality where possible (compare histograms in c and d), with the transformation parameter estimated using maximum likelihood. The transformed values were then standardized or converted to Z scores (e) using the mean and standard deviation for each record over the interval (base period) from 4,000 to 100 cal yr BP. Anomaly Z scores, or differences in charcoal values between the “modern”, defined as between 1,000 to 100 cal yr BP, and the base period (f) were then calculated for each record



(Fig. 1). There are relatively few charcoal records available for the LGM and the early phase of the deglaciation. Although there are >200 sites with records for the past 10,000 cal yr BP (i.e., most of the Holocene, that is about the last 11,500 cal yr), some regions (e.g., the boreal forest zone of Russia and most arid regions) are only represented by a few sites even in the Holocene epoch. As a result, the interpretation of regional patterns presented here should be considered preliminary, particularly those for the deglacial period (i.e., ca. 15,000–12,000 cal yr BP). Nevertheless, the maps show broad-scale changes in charcoal abundance through time that can be interpreted as reflecting changes in fire regime, and our analyses provide hypotheses that can be tested as more data becomes available. We discuss the spatial patterns of charcoal anomalies at each time step relative to present (here defined as the interval 1,000–100 cal yr BP; Fig. 4a) in terms of a spatial hierarchy from global through regional to local or landscape-scale patterns.

We have compared our “modern” basemap with observed global-scale patterns of fires (e.g., Carmona-Moreno et al. 2005). There is remarkable consistency in the regional patterning, after allowing for regions where human-set fires are known to be important—an impact which we have minimized in our baseline map by excluding the records of the past 100 years.

Interpretations of fire regimes at the LGM are constrained by the small number of sites ( $n = 33$ ), although South America, southeast Australia, Europe, and Indonesia are represented. Globally, 66% of these charcoal records show less-than-present fire. Sites from Europe, Africa, and the mid and high latitudes of South America record lower-than-present fire during the LGM, but greater-than-present fire is recorded in the southern latitudes of Australia and tropical latitudes of Southeast Asia (Fig. 4b). Within these broad regions, however, there is spatial heterogeneity in the change in fire regimes. For example, sites in southern



**Fig. 4 a** Global map of mean Z scores of charcoal values for 1,000 to 100 cal yr BP illustrates sites that have higher (red) or lower (blue) average charcoal values during the last millennia when compared to the last four millennia. The global anomaly maps (b b) at 3,000-year time slices, beginning at 21,000 through 3,000 cal yr BP, permit comparisons of change in charcoal accumulation relative to present (1,000 to 100 cal yr BP). The continental palaeogeographies are mapped for 21,000 and 6,000 cal yr BP. The anomaly maps reveal both the considerable spatial heterogeneity as well as regional coherencies of global charcoal

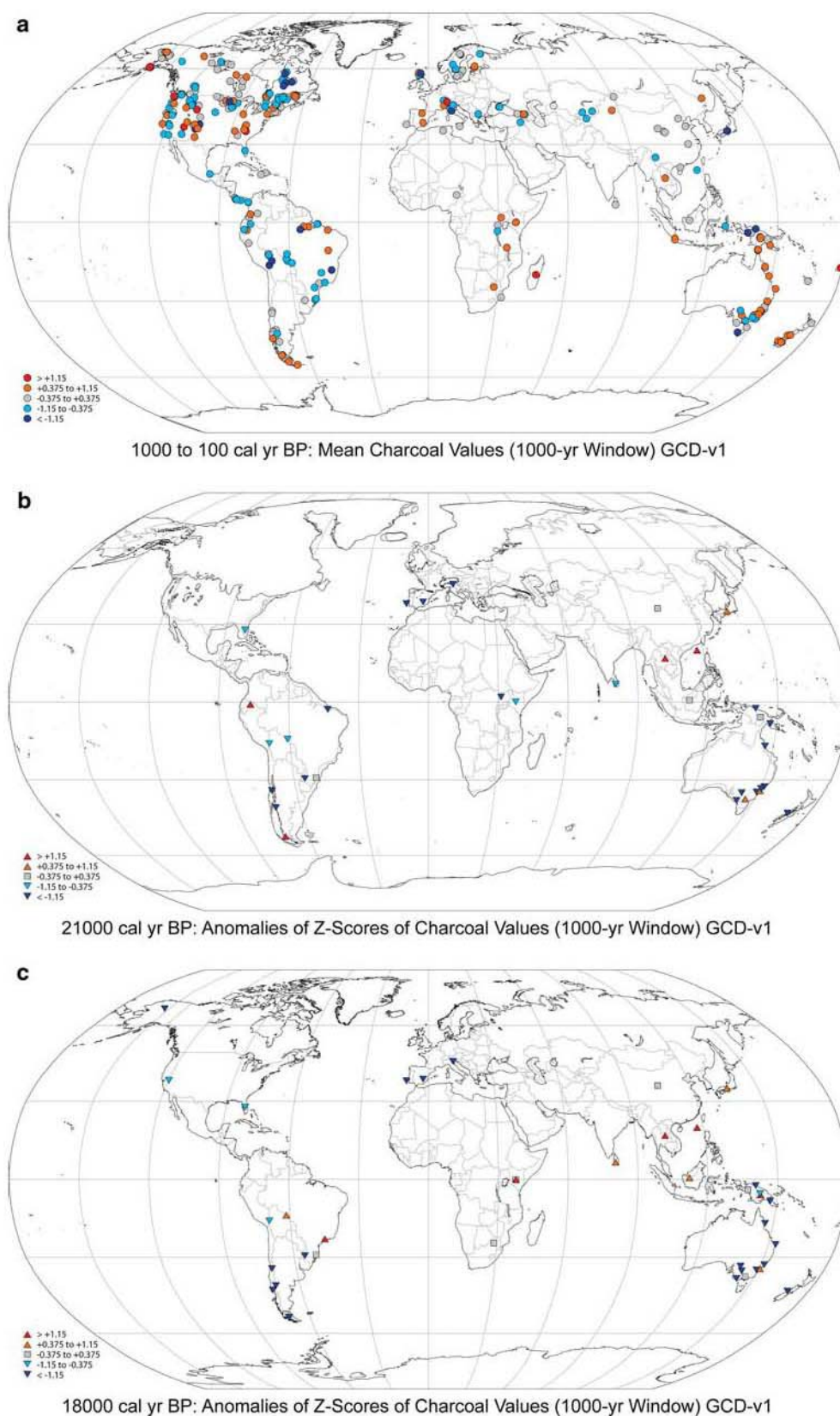


Fig. 4 continued

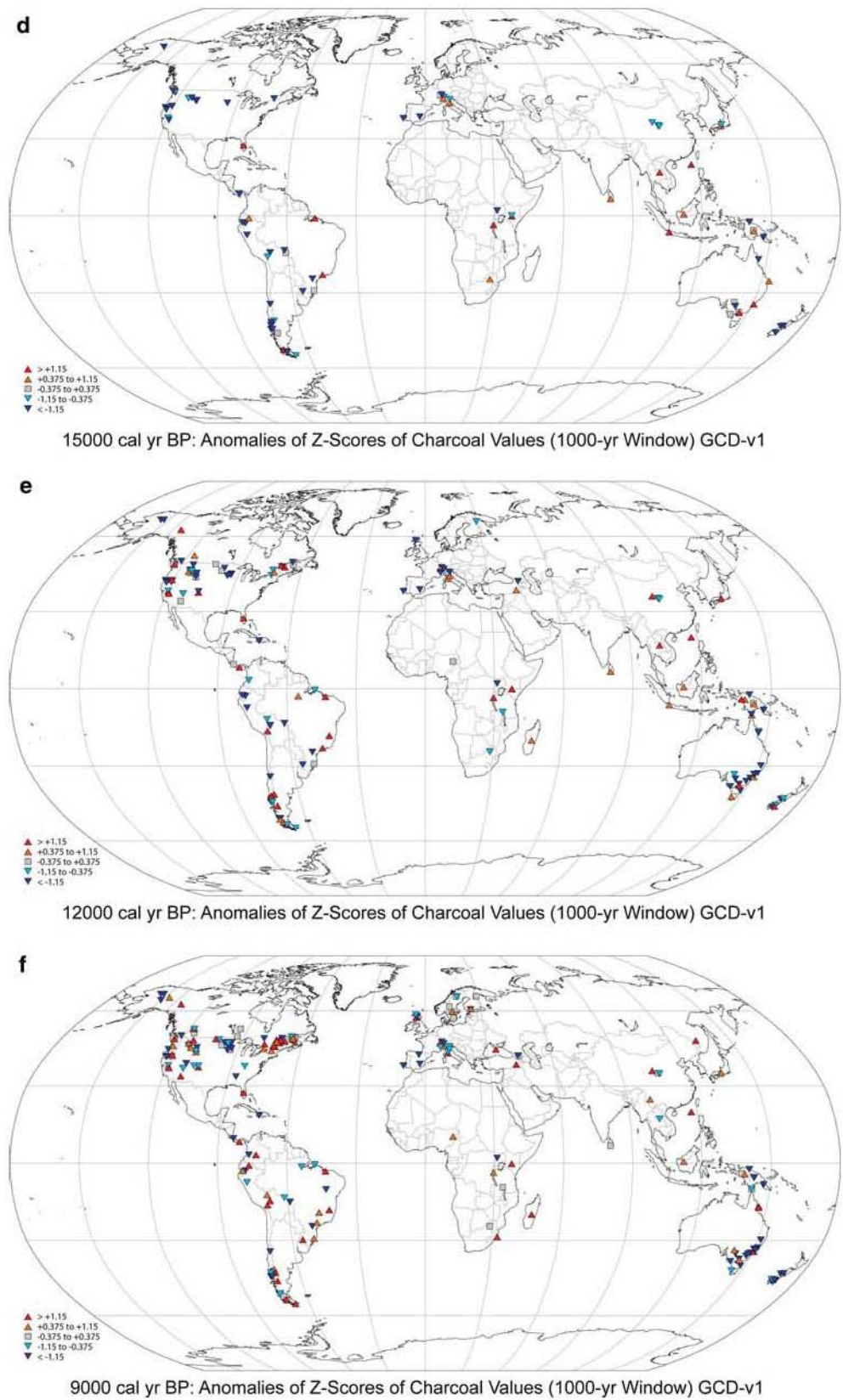
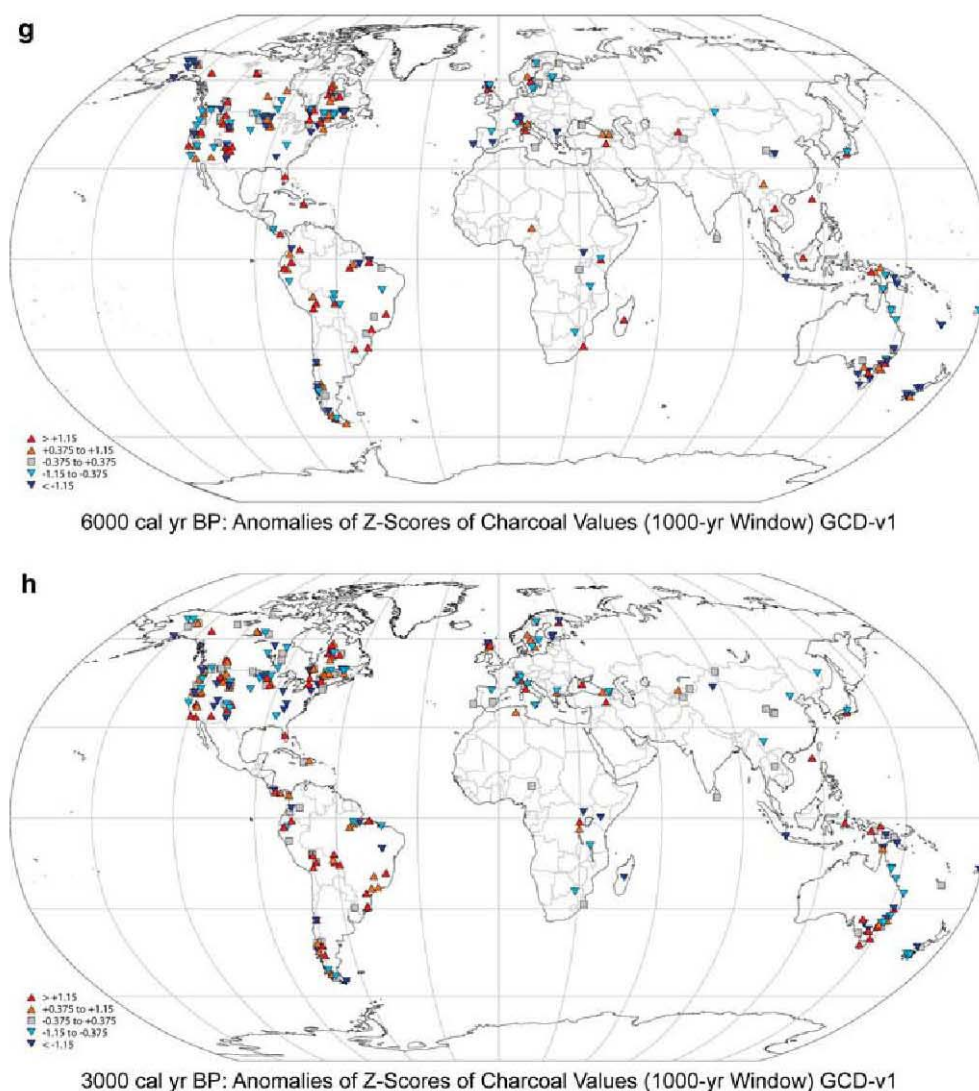


Fig. 4 continued



Australia record greater-than-present fire whereas adjacent sites to the north reveal less-than-present fire. Charcoal records ( $n = 4$ ) from Indonesia and Papua New Guinea, show both similar-to-modern and strong negative anomalies, or less-than-present fire.

There was little change in spatial patterns of fire between 21,000 and 18,000 cal yr BP, with 58% of the records showing less than present fire ( $n = 40$ , global average Z score anomaly =  $-1.3$ ) at 18,000 cal yr BP. Charcoal records from Australia and New Guinea indicate that fire was generally less than present (Fig. 4c). Records from southeast Asia and Indonesia show greater-than-present fire. In South America fire was less than present in the high and mid latitudes and greater than present at lower latitudes. The relatively few sites in North America, Europe and Africa suggest less-than present fire.

At 15,000 cal yr BP global fire was lower-than-present with 63% of charcoal records ( $n = 80$ , global average Z score anomaly =  $-0.78$ ) showing less-than-present fire

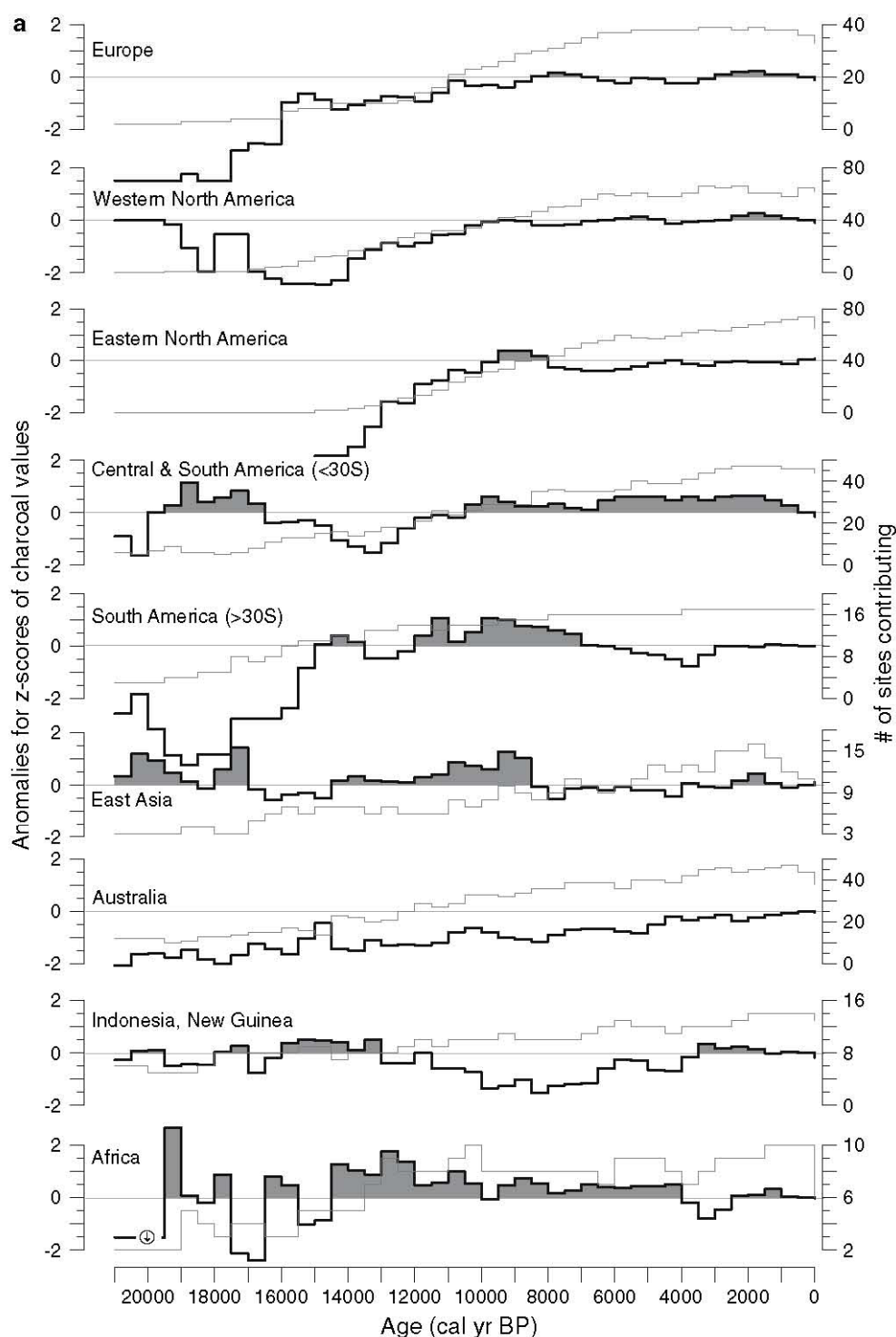
(Fig. 4d). The northern mid-latitudes ( $30\text{--}60^\circ\text{ N}$ ) of North America ( $n = 15$ ) show a consistent pattern of less-than-present fire while sites in Europe and Asia show spatial heterogeneity. Sites in Central and South America ( $n = 25$ ) indicate lower-than present fire with the exception of those near the equator and in eastern Brazil, which show greater-than-present fire. In Africa, Australia, Indonesia, and Southeast Asia most records ( $n = 31$ ) indicate similar-to or greater-than-present fire. In contrast, sites from New Zealand and two sites from New Guinea show less-than-present fire.

There is a significant increase in the number of charcoal records between 15,000 and 12,000 cal yr BP ( $n = 143$  sites). A global pattern of less-than-present fire continues at 12,000 cal yr BP for 55% of the records. There are changes in the fire regime between these time intervals in several regions, including e.g., a reduction in fire in southeastern Australia (to levels less than present) and an increase in fire in extra-tropical latitudes of South America (to levels

**Fig. 5** Global and regional summaries of average anomaly Z scores of charcoal values.

**a** The number of sites (*gray line*) contributing to each regional summary (see Fig. 1) are compared to the regional average anomaly Z scores (*black line*), revealing the potential influence of increasing sites for each regionally averaged time series. Periods within the time slices of positive charcoal anomalies relative to present are shaded *gray*. Large charcoal anomalies that extend beyond the +2 or -2 are indicated by *circled arrows*.

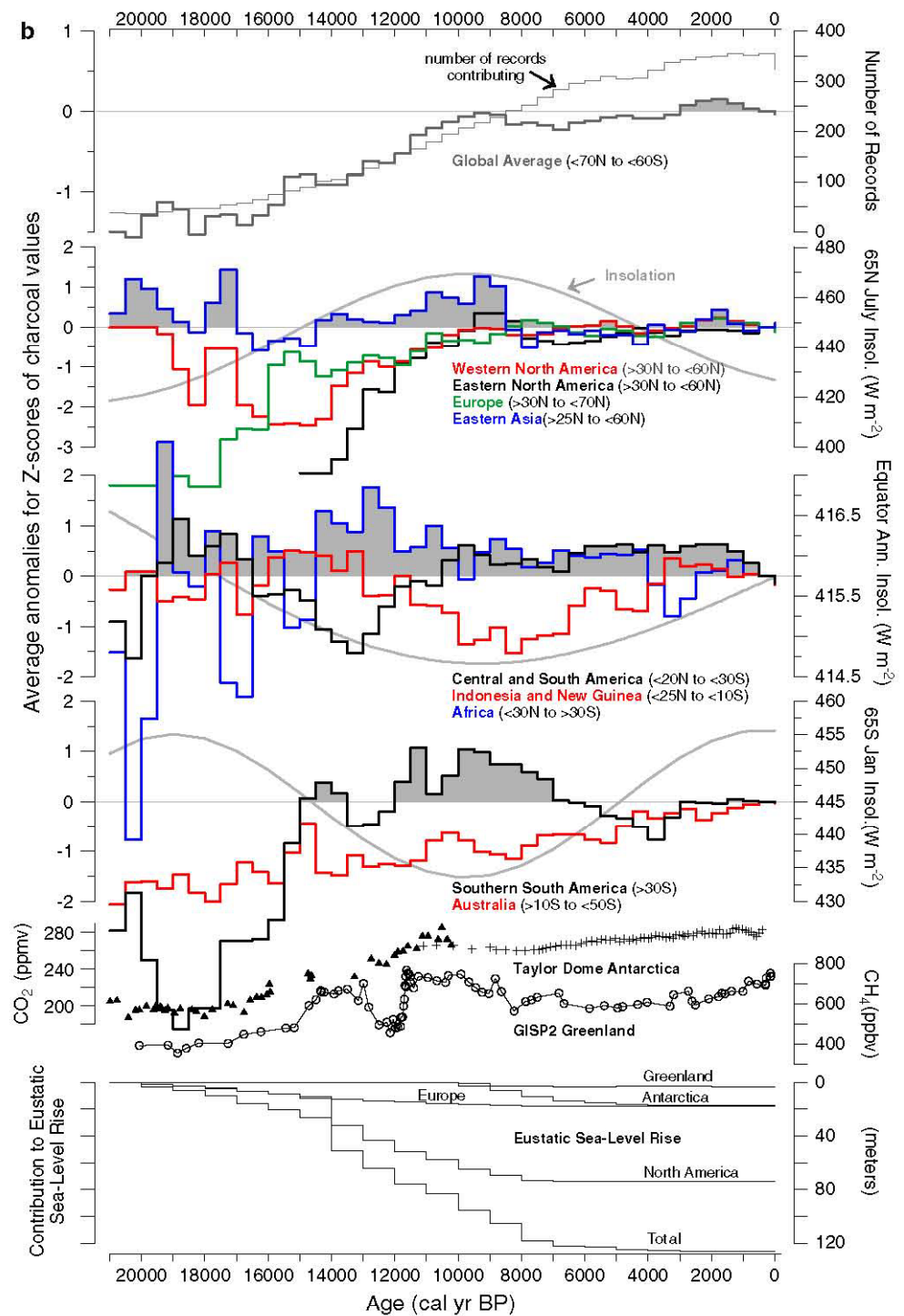
**b** The global average anomalies for Z scores of charcoal values for all records are shown at *top*. Regional summaries are grouped by similar latitudes and compared with summer insolation (*gray line*) at 65°N and S for the high latitude sites and average annual insolation for the circum-equatorial sites (Berger and Loutre 1991). Atmospheric carbon dioxide concentrations are shown from Taylor Dome, Antarctica ice core records (Indermühle et al. 1999, 2000; Monnin et al. 2001) and a methane record from GISP2 (Brooks et al. 1996). Contributions to eustatic sea-level rise (Peltier 2004, Ice-5G) are also shown for comparisons with global charcoal values



greater than present). In general, the mapped patterns show more spatial heterogeneity than during earlier periods (Fig. 4e), but the globally averaged Z score anomaly remains lower than present ( $-0.52$ ). In the low latitudes of South America, areas of eastern Brazil continue to indicate greater-than-present fire whereas charcoal records west of the Amazon basin suggest less-than-present fire (with the exception of the Lake Titicaca record; Paduano et al.

2003). Several sites, not yet included in the global charcoal database, suggest charcoal has been largely absent from within the Amazon basin since the LGM (Colinvaux et al. 1996; Bush et al. 2004a, b; Urrego et al. 2005). Positive charcoal anomalies from southeast Asia and Indonesia (and eastern Brazil) suggest fire was greater than present at 12,000 cal yr BP. Tropical charcoal records from both sides of the Pacific, however, including records from eastern

Fig. 5 continued



New Guinea, northeastern Australia and from western Colombia, Ecuador and Peru, show less-than-present fire. In southeastern Australia, a shift to less-than-present fire occurred at most mainland sites, although Tasmanian records indicate greater-than-present fire and sites in New Zealand continue to show less-than-present fire. Fire in the mid-latitudes of Europe and North America, although increased relative to 15,000 cal yr BP, remained less than

present ( $n = 55$ ,  $-0.9$  average Z score anomaly). At regional scales, fire increased from glacial times at sites in northeastern and in western North America.

The interval between 12,000 and 9,000 cal yr BP is marked by a significant change in fire regimes. Broadly considered, the northern extra-tropics and western tropics show increased fire and the southern extra-tropics and eastern tropics show a reduction in fire between these two

intervals. By 9,000 cal yr BP, however, the charcoal records ( $n = 209$ ,  $-0.05$  average  $Z$  score anomaly) indicate spatial heterogeneity in fire regimes with 44% of all records showing less-than-present fire. Regional summaries (Fig. 5a) show greater-than-present fire throughout South America, eastern North America, eastern Asia, and Africa. Mapped patterns show spatial heterogeneity in fire regimes in western North America and Europe at the sub-continental scale, but at regional scales, the records are spatially coherent (Fig. 4f). For example, predominantly greater-than-present fire occurred in northeastern North America, while less-than or similar-to present fire occurred at sites in southwestern Europe and in central North America. Similarly, greater-than-present fire occurred in southern Brazil and less-than-present (or complete absence) fire occurred at sites within the Amazon basin. Coherent patterns of less-than-present fire also can be seen at larger, sub-continental, scales in Australia and New Zealand at 9,000 cal yr BP. Sites in the northern mid-latitudes of Europe show heterogeneity in fire regimes at 9,000 cal yr BP.

At 6,000 cal yr BP, the charcoal records ( $n = 282$ ) show continued spatial heterogeneity in fire regimes, with 43% of all records showing less-than-present fire, but regionally coherent patterns emerge (Fig. 4g). In the Northern Hemisphere, regional summaries show greater-than-present fire in Central and South America, less-than-present fire in eastern North America, and heterogeneous conditions similar to modern across Europe (Fig. 5b). At regional-to-landscape spatial scales, however, positive and negative anomalies in fire regimes relative to present appear more spatially coherent. For example, regional patterns of fire across low latitudes ( $<30^\circ$  S) of South and Central America indicate greater-than-present fire ( $n = 35$ ,  $0.59$  average  $Z$  score anomaly) in the neotropics. In the mid and high latitudes of South America ( $>30^\circ$  S), fire was less than present along the Pacific coast but greater than present east of the Andes. Throughout the eastern tropics, including the low latitudes of Indonesia and eastern New Guinea, the fire regime was similar to or less than present at 6,000 cal yr BP. In southeastern Australia and New Zealand, fire was mostly less than present ( $n = 25$ ,  $-0.77$  average  $Z$  score anomaly), similar to conditions at 9,000 cal yr BP.

By 3,000 cal yr BP, global fire regimes were heterogeneous with 37% of all records showing less-than-present fire. In general, fire was greater than present in the neotropics, central and eastern Europe and less than present in northeastern Australia. The mid-latitudes of the Northern Hemisphere suggest a highly heterogeneous fire regime for 3,000 cal yr BP but lower latitudes of Central and South America ( $\sim 10$ – $50^\circ$  S) generally show greater-than-present fire. A more heterogeneous pattern of fire emerges for 3,000 cal yr BP in the mid and high latitudes of Patagonia. Less-than-present fire characterizes the

Eastern Hemisphere, including eastern New Guinea, New Zealand and eastern Australia. Sites in Indonesia and western Asia show increasing heterogeneity by 3,000 cal yr BP. Sites throughout the mid- and high-latitudes of North and South America generally indicate heterogeneous fire regimes, although fewer sites show significant anomalies compared to modern. Examination of the individual charcoal time series (Fig. 3) suggests that the patterns of change in fire regimes are not related to the analytical methods but rather reflect the slowly varying changes in the underlying climatic controls on vegetation and fire (see below).

#### 4 Discussion: the climatic control of observed changes in fire regimes

Changes in regional climate have direct effects on fire regimes, through controlling the incidence of ignitions and the likelihood that fires will spread, and indirect effects through changing vegetation type and productivity, and hence available fuel load (Pyne et al. 1996). The major factors governing regional climate changes since the LGM are changes in the seasonal and latitudinal distribution of insolation, the disappearance of the Northern-Hemisphere ice sheets (and concomitant changes in land–sea geography), changes in the southern-hemisphere ice caps, changes in sea-surface temperature patterns and variability, and changes in atmospheric composition. All of these factors directly and/or indirectly influence regional-scale atmospheric circulation patterns. The LGM, ca. 21,000 cal yr BP, represents the global (though not regional) maximum of the extent of the ice sheets (Peltier 2004) and a time when sea level was ca. 120 m lower than at present and tropical land areas were more extensive than today. Greenhouse gas concentrations (compared to pre-industrial) were low (Raynaud et al. 2003) and atmospheric aerosol loadings were high (Kohfeld and Harrison 2001). Ocean temperatures were, in general, lower than today with the largest changes occurring in high northern latitudes (Schäfer-Neth and Paul 2003). The transition from glacial to interglacial conditions was marked by asynchronous warming in the two hemispheres (Schaefer et al. 2006; Smith et al. 2005), with the Southern Hemisphere leading the Northern Hemisphere by up to two millennia (Labeyrie et al. 2003). Insolation changes became the major driver by the early Holocene, with regional climates responding to the increased seasonal contrast in insolation in the Northern Hemisphere and the correspondingly decreased seasonal contrast in insolation in the Southern Hemisphere (Berger 1978; Liu et al. 2004). These insolation anomalies changed towards reduced seasonal contrasts in the Northern Hemisphere and stronger seasonal contrasts in the Southern

Hemisphere in the last 6,000 years. These broad-scale changes in climate forcing can be used to explain much of the observed change in regional fire regimes at orbital timescales (the 21,000-year precession cycle). Superimposed on these orbital-time scale changes were millennial- and shorter time-scale climate changes that typically were associated with smaller (spatial) scale anomaly patterns.

Time-slice maps at 500-year intervals (not shown) that supplement those in Fig. 4 and the individual charcoal Z score anomaly time series (not shown) were used to divide the records into continental and regional groups of records with similar histories (Fig. 5a). Comparison of these grouped time series with time series of large-scale climate controls (Fig. 5b) suggest that the global charcoal record since 21,000 cal yr ago can be divided into four relatively distinct intervals: (1) a glacial interval (typified by patterns at 21,000–16,000 cal yr BP) when global temperatures were low, it was generally drier than present, and terrestrial biomass was relatively low; (2) a late-glacial interval (15,000–12,000 years ago) when global (and particularly Northern Hemisphere) temperature increased, pronounced millennial climate variations were registered, and vegetation exhibited dramatic changes on a global scale (Williams et al. 2004); (3) an early- Holocene interval (from 11,000–7,000 years ago), when monsoonal regions in both hemispheres were wetter than at present and regions under the influence of the subtropical high pressure system were drier, and (4) a mid-to-late Holocene interval when global climate approached that of the present, and ENSO and human influences on fire regimes became important.

#### 4.1 Interpretation of fire regimes during the glacial interval (21,000–16,000 cal yr BP)

Although there are relatively few charcoal records for the LGM and subsequent millennia, they show a consistent pattern of low fire (Fig. 4b). Indeed the glacial interval is the period of lowest fire in the last 21,000 years. This is consistent with the fact that the global climate was generally (but not exclusively) colder and drier than present (Bracmort et al. 2007), leading to an overall reduction in terrestrial biomass (Francois et al. 2000) and thus a decrease in fuel availability.

At a regional scale, less-than-present fire in Patagonia at 21,000 cal yr BP is consistent with reconstructions of regional climates cooler than present (Markgraf 1993; Markgraf et al. 1992). Pollen and lake-level data from the Amazon basin suggests cooler climates during the LGM with average temperatures roughly 4.5–5°C less than present (see Liu and Colinvaux 1985; Bush et al. 1990; Bush and Silman 2004). Increased ice volume, lowered sea levels, cooler sea-surface temperatures, and decreased atmospheric

carbon dioxide, combined with weakened subtropical-high pressure and intensified westerlies, would have contributed to widespread aridity in middle latitudes. In contrast, evidence from the high latitudes of Patagonia (Moreno et al. 1999) suggests the intensification of westerlies resulted in greater-than-present humidity during the LGM. Therefore, cold and wet conditions may have reduced fire in the middle and high latitudes of South America.

The charcoal-abundance records from southeastern Australia generally show less-than-present fire anomalies at 21,000 cal yr BP (Fig. 4b), with sites further south showing greater-than-present fire. At the landscape scale, greater-than-present fire could reflect human activity in those regions (Kershaw and Nanson 1993). However, a north-south gradient in fire could also reflect changing latitudinal gradients in the seasonal cycle of insolation. Average January (austral summer) insolation values at 65° S were similar to present ( $455 \text{ W m}^{-2}$ ) during the LGM (Fig. 5b), which promoted greater seasonality in the Southern Hemisphere than during early-Holocene times. High summer insolation may have contributed to relatively dry and warm conditions across the middle latitudes of the Southern Hemisphere. Alternatively, high summer insolation at 65° S (Fig. 5b) may have resulted in aridity limiting fuel load and thus contributed to reduced fire.

The globally cooler- and drier-than-present climates at 21,000 cal yr BP limited fires across the middle and high latitudes of both hemispheres until after 16,000 cal yr BP. The main changes in fire regime after the LGM occurred in the low latitudes of South America and in southeastern Australia. In South America, fire increased at sites in southern and eastern Brazil while remaining low in western and southern South America. In southeastern Australia, lake level and pollen data suggest enhanced fluvial activity after the LGM (Nanson et al. 2003) and this may help to explain the further decrease in fire observed there.

#### 4.2 Interpretation of fire patterns during the deglacial period (ca. 15,000–12,000 cal yr BP)

By 15,000 cal yr BP an east–west gradient of charcoal anomalies developed across South America, and there was an increase in fire throughout Australia and Indonesia (although not Papua New Guinea). In South America, evidence from Lake Titicaca (16–20° S; Paduano et al. 2003) suggests a rapid climate shift in tropical climates after 17,700 cal yr BP, as fire first appeared but fuels remained limited around the Titicaca basin. The precise timing of tropical climate change and subsequent deglaciation of the central Andes is unclear (Seltzer 2001), and, so the regional controls of fire from 21,000 to 11,500 cal yr BP in tropical South America are difficult to identify

(Smith et al. 2005). Regional controls of fire regimes at 15,000 cal yr BP in South America may be related to their proximity to the oceans and the role of the Andes in reducing moisture advection from the tropical Atlantic (Cook and Vizy 2006). In the mid- and high latitudes, late-glacial patterns in fire have been attributed to shifts in the position of the westerlies and millennial-scale climate variability (Whitlock et al. 2007; Huber et al. 2003; Moreno 2000). Cool and dry climates in the mid-latitudes likely reduced biomass production resulting in less-than-present fire. Lower-than-present sea surface temperatures in the southern Pacific (Lamy et al. 2004) as well as lowered sea level and expanded continental shelves throughout Australasia may have increased continentality and contributed to increased aridity and decreased annual average temperatures.

Regional scale controls of fire regimes in southeast Asia, Indonesia, and Australia at 15,000 cal yr BP may be related to lower sea levels (Peltier 1994, 2004) (Fig. 5b). Exposed continental shelves were colonized by tropical lowland forest and palynological evidence (Kershaw et al. 2001) suggests greater aridity than during the LGM in the western part of Indonesia than near New Guinea (Hope et al. 2004). Glaciers were likely still present on the highest mountains of New Guinea (Peterson et al. 2002), but increased moisture availability or decreased human activity may explain reduced fire at this time. Haberle and Ledru (2001) suggest that lower land temperatures and the increasing influence of the summer monsoon (Huang et al. 1997) may have contributed to reduced fire. Greater-than-present biomass burning 15,000 cal yr BP in southeastern Australia contrasts with the lower-than-present burning in most of South America despite being at similar latitudes. Treeless vegetation was promoted by drier and windier conditions across southeastern Australia following the LGM (Hope et al. 2004). Increased fire in Australia 15,000 cal yr BP relative to earlier may have been related to both climate controls and human activity (Black and Mooney 2006; Haberle and David 2004). Fire slightly increased in Europe between ca. 14,500 and 12,000 cal yr BP, but remained less than present. Cooler climates and the presence of continental ice sheets in the high latitudes of the Northern Hemisphere may have limited fire in northern Europe, but the increasing terrestrial biomass and the possible role of anthropogenic fire for forest clearing may have contributed to increased fire at sites in southern Europe.

#### 4.3 Interpretation of fire patterns during the early Holocene interval (ca. 11,000–7,000 cal yr BP)

Dominant influences on global fire regimes leading into the early-Holocene interval include the rapidly changing

boundary conditions (e.g., Kutzbach et al. 1998) of decreasing ice-sheet size, rising sea-surface temperature and sea level (Peltier 2004), and vegetation changes (Williams et al. 2004; Huntley and Birks 1983), including reforestation of regions formerly covered by glacial ice. Greater-than-present summer insolation resulted in warmer and drier summers in regions of the Northern Hemisphere influenced by stronger-than-present subtropical high pressure. Regional summaries of fire regimes suggest increased spatial heterogeneity during this interval with marked shifts in all regions toward either stronger positive or negative anomalies in fire (Fig. 5a, b). Records from North America, Europe and South America show shifts toward increased fire while records from Australia show lower-than-present fire with shifts toward decreasing fire culminating around 8,000 cal yr BP. In southern South America and western North America, these patterns have been attributed to the regional changes caused by increased annual and summer insolation and to ice-sheet dynamics (in the North Hemisphere; Carcaillet and Richard 2000) and increased annual and winter insolation (in the Southern Hemisphere) in the early Holocene (Whitlock et al. 2007; Whitlock and Bartlein 2004). These large-scale changes in the climate systems would have affected regional circulation patterns, including the strength and position of the westerlies, the strength of the monsoons and subtropical highs, and ultimately the duration of the fire season.

In southern Europe, evidence from Lago Piccolo di Avigliana and Lago di Origlio suggests increased fire starting from ~10,500 cal yr BP (Finsinger et al. 2006). A nonlinear response of vegetation to higher drought stress and fire resulted in the expansion of *Corylus* (hazel), which re-sprouts after fire events (Delarze et al. 1992; Tinner et al. 1999) and is more drought-tolerant than other deciduous trees (Huntley 1993; Finsinger et al. 2006).

Increasing fire in the Northern Hemisphere and South America can also be compared with records of atmospheric carbon dioxide from Antarctica (Indermühle et al. 1999) (Fig. 5b). Increased CO<sub>2</sub> after 12,000 cal yr BP may be related to increasing fire in the tropics and high latitudes of South America as well as temperate and boreal forests of the Northern Hemisphere. Recent evidence suggests global fires may also contribute to atmospheric methane (van Aardenne et al. 2001; Andreae and Merlet 2001; van der Werf et al. 2004). Methane records from the GISP2 ice core reveal increased variability around 12,000 cal yr BP (Fig. 5b), and have been partly explained by high latitude summer insolation forcing (Brook et al. 1996) and developing boreal peatlands (MacDonald et al. 2006) but there may also be linkages to increased fire. In addition to these climate explanations, human populations were increasing in the Americas and may have locally contributed to the changing incidence of fire (Cooke 1998).



Globally, fire decreased after 9,000 cal yr BP, with significant decreases in eastern Asia, Indonesia, eastern North America, and Africa by  $\sim 8,000$  cal yr BP. A record of decreasing atmospheric carbon dioxide from Taylor Dome, Antarctica (Monnin et al. 2001; Indermühle et al. 1999) during the early Holocene may be linked to the reduction in fire throughout the Americas, Africa, Indonesia and Australia. Low incidence of fire during the early Holocene in Indonesia and Papua New Guinea (Haberle and Ledru 2001) and eastern Australia (Black and Mooney 2006) has previously been attributed to a relatively stable climate at that time. Whereas the first agricultural activities, beginning around 10,000 cal yr BP, in the Near East (Gupta 2004) and slightly later in China (Zong et al. 2007) may have influenced records of fire within those regions.

#### 4.4 Interpretation of fire patterns from 6,000 cal yr BP to present

The middle to late Holocene was a period of changing large-scale controls of fire as summer insolation decreased in the Northern Hemisphere (but increased in the Southern Hemisphere) most glacial ice had disappeared, and sea levels were approaching near-modern position (Fig. 5b), but seasonal insolation anomalies were still large enough to evoke large regional climate anomalies relative to present. Over the interval the climate system was responding to the transition to modern boundary conditions with a consequent shift in the predominant controls of fire regimes. In addition, increasing human populations may have had a localized role in modifying the fire regimes in certain locations.

Combined climatic and human controls may have shifted vegetation types (and thus fuel type) and disturbance regimes by 6,000 cal yr BP. For example, in Australia, a period of maximum precipitation between 7,000 and 5,000 cal yr BP (Harrison and Dodson 1993) may have been responsible for reduced fire at 6,000 cal yr BP. Throughout Indonesia and New Guinea, fire remained less than present, but with increasing spatial heterogeneity. Haberle and Ledru (2001) suggested areas of increased fire were related either to increased variability in El Niño/Southern Oscillation (ENSO) and the related Walker circulation or to the increased role of agricultural activities after 6,000 cal yr BP. Black and Mooney (2006) related similar increases to modern ENSO phenomena. Elsewhere, Timmer et al. (1999) report increased fire in the European Alps for the period 7,000–5,000 cal yr BP that resulted from combined effects of intensified land-use activities and centennial-scale shifts to warmer and drier climatic conditions.

By 3,000 cal yr BP, dominant controls of fire regimes were similar to modern. Despite similar-to-present climate,

however, fire was greater than present in the mid-latitudes of Eurasia and summer-wet regions of the western United States (Whitlock and Bartlein 2004; Marlon et al. 2006). Progressively decreasing summer insolation in the Northern Hemisphere through the late Holocene led to reduced fire at 3,000 cal yr BP compared to 6,000 cal yr BP in many regions, but in other northern hemisphere regions weakening of early-mid Holocene monsoons led to greater-than-present fire (Whitlock and Bartlein 2004). Greater heterogeneity in fire patterns in the mid-to-high latitudes of South America at 3,000 cal yr BP has been attributed to the onset or strengthening of ENSO and increased human populations (Whitlock et al. 2007). Heavily populated regions of eastern New Guinea, eastern Australia and New Zealand show less-than-present fire, possibly a result of ENSO's greater influence in recent millennia. In contrast, greater-than-present fire across western Eurasia, where Bronze and Iron Age populations used fire as a tool for deforestation, may explain greater-than-present fire during the late Holocene. Many sites in central Asia and central North America show near-modern fire regimes around 3,000 cal yr BP.

## 5 Conclusions

Time-slice anomaly maps of fire from the LGM to present illustrate the changing importance of fire as a global phenomenon. These records can be interpreted in terms of changes in biomass burning and imply that climatically-determined changes in fire regimes could have had significant impacts on the global carbon budget through time. The two most important signals shown by the charcoal records, when considered globally, are (1) the monotonic increase in biomass burning between the LGM and present, and (2) the shift from low to high spatial heterogeneity in fire activity ca. 12,000 cal yr BP.

The relatively few charcoal records for the LGM show a consistent pattern of low fire (Fig. 4), characterizing the glacial interval from 21,000 to 16,000 cal yr BP. It is possible that the coherency of the records is more apparent than real, and that more spatial heterogeneity will be revealed as more and more highly-resolved charcoal records become available. Nevertheless, the fact that most of the available records show low fire is not surprising given that the climate was globally colder and drier than at present (Braconnot et al. 2007). The cold, dry climate, in combination with lower-than-present CO<sub>2</sub> levels, would result in an overall reduction in terrestrial biomass (Francois et al. 2000) and thus a decrease in fuel availability. Furthermore, when the troposphere is colder and drier than present there would be less convection, a reduction in lightning activity and thus fewer ignitions.

With the waning of the Northern Hemisphere ice sheets, the increase in CO<sub>2</sub> concentrations, and the expansion of the terrestrial vegetation, our charcoal-based reconstructions show that the incidence of fire generally increased towards the present (Figs. 4a–h, 5a–b).

The charcoal records show an apparent increase in the spatial heterogeneity of the charcoal deposition from the LGM towards the present. Again, this could be an artifact of an increase in the number of records over time. However, examination of the patterns in regions with comparable densities of sites at 15,000 and 12,000 cal yr BP (i.e., northwestern North America, southern South America) suggests that the spatial patterns of charcoal anomalies were indeed more homogeneous in late-glacial times than later. The increased spatial heterogeneity may also reflect the transition away from the glacial state: during the glacial, the overall reduction in biomass was a severe constraint on fire regimes but during the later part of the deglaciation, as temperatures rose, regional responses to climate and climate-induced changes in vegetation cover overwhelmed the global signal and spatial heterogeneity increased. Despite the considerable spatial heterogeneity in fire regimes during the period since ca. 12,000 cal yr BP (at the continental and global scales), there is nevertheless regional coherency at sub-continental and regional scales that appear to be explained by direct climate controls and the indirect effects of climate changes on vegetation cover and fuel loading. The dominant controls on fire regimes are temporally variable and have been changing on millennial timescales since the LGM. For example, we have argued that widespread cool, dry climatic conditions coupled with reduced biomass were important controls regulating fire in the LGM. In contrast, with respect to the Northern Hemisphere, increased seasonality and biomass regulated early Holocene fire regimes whereas decreased seasonality, coupled with increased human activity, were important regulators of fire in the late Holocene.

Our interpretations of the spatial and temporal patterns of change in fire regimes can be regarded as hypotheses. Though plausible, they require rigorous testing at global and regional scales. More data is required to do this in an objective and statistically robust way. This implies a need for continued synthesis of existing data—there are still many records that have not been included in this compilation—but it also requires the collection and analysis of new charcoal records in regions where the nature of the change in climate (and/or vegetation) might have led to different fire behavior. We anticipate that the maps (Fig. 4) and regional time series (Fig. 5) presented here will motivate new data collection initiatives.

We have focused predominately on the role of climate rather than human intervention in modulating past fire activity, although studies of individual regions suggest that

humans may have played a role, especially during the latter part of the Holocene (e.g., Zong et al. 2007; Clark et al. 1989). There is a general positive relationship between human population and fire incidence during the mid-to-late Holocene (Mouillot and Field 2005; and references therein). For example, frequent fires in parts of Scotland during the middle Holocene have been attributed to human activity (Innes and Blackford 2003) as well as to the expansion of fire-prone blanket mire vegetation (Froyd 2006). In southern Scandinavia, microscopic charcoal accumulation rates (Berglund et al. 1991) and macroscopic charcoal under and within clearing cairns (Lagerås 2000) were related to forest clearings by humans from 6,000 cal yr BP, but especially from 3,000 cal yr BP. In the European Alps, fires were intentionally set to disrupt forests and gain open areas for arable and pastoral farming (Tinner et al. 2005). After disruption of forests by fire, controlled burning was used to maintain open areas for agricultural purposes. Similarly, in Central America, late Holocene fire activity has been closely tied to human activity (Horn 2007). An analysis of the role of human activities, in causing and in suppressing fire during recent millennia, requires a better understanding of changes in fire regime and cultural development than is currently available for most regions of the world.

The palaeofire reconstructions presented here offer a unique opportunity to validate models of the coupled behavior of vegetation and fire (Marlon et al., in preparation). Successful simulation of past changes in fire regimes is an integral part of assessing whether we can predict future changes in biomass burning in a realistic way. This, in turn, has implications for maintaining biodiversity, addressing issues of climate change, and assisting governmental agencies in developing appropriate fire management policies. Model-validation exercises necessarily depend on the quality and quantity of palaeodata available (Kohfeld and Harrison 2000). While extensive, the current version of the charcoal database has marked spatial heterogeneity in sample site distribution. Some regions such as North America contain a relatively high number of sites whereas many Old World regions are generally less well represented. Additional sampling in regions inadequately represented is necessary to ensure that the spatio-temporal coverage of the current charcoal database is sufficient for meaningful data-model comparison.

**Acknowledgments** The data analyses on which this paper is based were made at a workshop of the Palaeofire Working Group of the International Geosphere Biosphere Program (IGBP) Fast Track Initiative on Fire. We thank the IGBP and Quantifying and Understanding the Earth System (QUEST) for providing funding for this workshop. The construction of the charcoal database has been supported by the National Science Foundation (NSF), QUEST funding to the QUEST-Deglaciation Project and by Natural Environmental Research Council (NERC) funding under the Joint RAPID

program to the ORMEN project. Most of the data (published and unpublished) included in the compilation has been provided by the co-authors or extracted from publications by those co-authors who are regional coordinators of the Palaeofire Working Group. We also thank the International Multiproxy Paleofire Database (IMPD) for data contributions. The version of the charcoal database (GCD, V1) used for this paper is available from British Atmospheric Data Center (BADC) (<http://badc.nerc.ac.uk/home/index.html>) and from the Global Palaeofire Working Group (GPWG) website ([http://www.bridge.bris.ac.uk/projects/QUEST\\_IGBP\\_Global\\_Palaeofire\\_WG](http://www.bridge.bris.ac.uk/projects/QUEST_IGBP_Global_Palaeofire_WG)). Animations showing the change in charcoal abundance at 500-year time steps from the LGM to present are also available on the GPWG website.

## 6 List of contributors

Power, M.J.<sup>1,\*</sup>, Marlon, J.<sup>2</sup>, Ortiz, N.<sup>3</sup>, Bartlein, P.J.<sup>2</sup>, Harrison, S.P.<sup>3</sup>, Mayle, F.E.<sup>1</sup>, Ballouche, A.<sup>4</sup>, Bradshaw, R.H.W.<sup>5</sup>, Carcaillet, C.<sup>6</sup>, Cordova, C.<sup>7</sup>, Mooney, S.<sup>8</sup>, Moreno, P.I.<sup>9</sup>, Prentice, I.C.<sup>10</sup>, Thonicke, K.<sup>3</sup>, Timmer, W.<sup>11</sup>, Whitlock, C.<sup>12</sup>, Zhang, Y.<sup>13</sup>, Zhao, Y.<sup>3</sup>, Ali, A.A.<sup>14</sup>, Anderson, R.S.<sup>15</sup>, Beer, R.<sup>11</sup>, Behling, H.<sup>16</sup>, Briles, C.<sup>12</sup>, Brown, K.J.<sup>17</sup>, Brunelle A.<sup>18</sup>, Bush, M.<sup>19</sup>, Camill, P.<sup>20</sup>, Chu, G.Q.<sup>21</sup>, Clark, J.<sup>22</sup>, Colombaroli, D.<sup>11</sup>, Connor, S.<sup>23</sup>, Daniiau, A.-L.<sup>24</sup>, Daniels, M.<sup>25</sup>, Dodson, J.<sup>26</sup>, Doughty, E.<sup>27</sup>, Edwards, M.E.<sup>28</sup>, Finsinger, W.<sup>11,29</sup>, Foster, D.<sup>27</sup>, Frechette J.<sup>30</sup>, Gaillard, M.-J.<sup>31</sup>, Gavin, D.G.<sup>2</sup>, Gobet, E.<sup>11</sup>, Haberle, S.<sup>32</sup>, Hallett, D.J.<sup>33</sup>, Higuera, P.<sup>12</sup>, Hope, G.<sup>32</sup>, Horn, S.<sup>34</sup>, Inoue, J.<sup>35</sup>, Kaltenrieder, P.<sup>11</sup>, Kennedy, L.<sup>36</sup>, Kong, Z.C.<sup>37</sup>, Larsen, C.<sup>38</sup>, Long, C.J.<sup>39</sup>, Lynch, J.<sup>40</sup>, Lynch, E.A.<sup>41</sup>, McGlone, M.<sup>42</sup>, Meeks, S.<sup>43</sup>, Mensing, S.<sup>44</sup>, Meyer, G.<sup>30</sup>, Minckley, T.<sup>45</sup>, Mohr, J.<sup>46</sup>, Nelson, D.M.<sup>47</sup>, New, J.<sup>30</sup>, Newnham, R.<sup>48</sup>, Noti, R.<sup>49</sup>, Oswald, W.<sup>50</sup>, Pierce, J.<sup>51</sup>, Richard, P.J.H.<sup>52</sup>, Rowe, C.<sup>3</sup>, Sanchez Goñi, M.F.<sup>53</sup>, Shuman, B.N.<sup>54</sup>, Takahara, H.<sup>55</sup>, Toney, J.<sup>56</sup>, Turney, C.<sup>57</sup>, Urrego-Sanchez, D.H.<sup>19</sup>, Umbanhowar, C.<sup>58</sup>, Vandergoes, M.<sup>59</sup>, Vanniere, B.<sup>60</sup>, Vescovi, E.<sup>11</sup>, Walsh, M.<sup>2</sup>, Wang, X.<sup>61</sup>, Williams, N.<sup>62</sup>, Wilmshurst, J.<sup>42</sup>, Zhang, J.H.<sup>63</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography, School of Geosciences, University of Edinburgh, Edinburgh, UK

<sup>2</sup>Department of Geography, University of Oregon, Eugene, OR, USA

<sup>3</sup>BRIDGE, School of Geographical Sciences, University of Bristol, Bristol, UK

<sup>4</sup>Laboratoire Paysages et Biodiversité, Université d'Angers, Angers Cedex 1, France

<sup>5</sup>Department of Geography, University of Liverpool, Liverpool, UK

<sup>6</sup>Centre for Bio-Archaeology & Ecology (UMR5059 CNRS/UM2/EPHE), Montpellier, France

<sup>7</sup>Department of Geography, Oklahoma State University, Stillwater, OK, USA

<sup>8</sup>School of BEES, University of New South Wales, Sydney, NSW, Australia

<sup>9</sup>Facultad de Ciencias, Departamento de Biología, Institute of Ecology and Biodiversity, Ñuñoa, Santiago, Chile

<sup>10</sup>QUEST, Department of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol, UK

<sup>11</sup>Institute of Plant Sciences, University of Bern, Altenbergrain 21, CH-3013 Bern, Switzerland

<sup>12</sup>Department of Earth Sciences, Montana State University, Bozeman, MT, USA

<sup>13</sup>Key Laboratory of Vegetation and Environmental Change, Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

<sup>14</sup>Chaire industrielle CRSNG-UQAT-UQAM en aménagement forestier durable, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Noranda, QC, Canada

<sup>15</sup>Center for Environmental Science and Education, Northern Arizona University, Flagstaff, AZ, USA

<sup>16</sup>Department of Palynology and Climate Dynamics, Georg-August University, Göttingen, Germany

<sup>17</sup>Department of Quaternary Geology, Geological Survey Denmark and Greenland, Copenhagen, Denmark

<sup>18</sup>Department of Geography, University of Utah, Salt Lake City, UT, USA

<sup>19</sup>Department of Biological Sciences, Florida Institute of Technology, Melbourne, FL, USA

<sup>20</sup>Department of Biology, Carlton College, Northfield, MN, USA

<sup>21</sup>Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

<sup>22</sup>Department of Biology, Duke University, Durham, NC, USA

<sup>23</sup>Social and Environmental Enquiry, University of Melbourne, Melbourne, VIC, Australia

<sup>24</sup>Institut de Préhistoire et Géologie du Quaternaire, Université Bordeaux 1, Talence Cedex, France

<sup>25</sup>Ecological Restoration Institute, Northern Arizona University, Flagstaff, AR, USA

<sup>26</sup>Institute for the Environment, Brunel University, Uxbridge, UK

<sup>27</sup>Harvard University, Harvard Forest, Petersham, MA, USA

<sup>28</sup>School of Geography, University of Southampton, Southampton, UK

<sup>29</sup>Palaeoecology, Laboratory of Palaeobotany and Palynology, Institute of Environmental Biology, Utrecht University, Utrecht, The Netherlands

<sup>30</sup>Department of Earth and Planetary Sciences, University of New Mexico, Albuquerque, NM, USA

<sup>31</sup>School of Pure and Applied Sciences, University of Kalmar, Kalmar, Sweden

<sup>32</sup>Australian National University, Research School of Pacific and Asian Studies, Canberra, ACT, Australia

<sup>33</sup>Department of Geography and School of Environmental Studies, Queens University, Kingston, ON, Canada

<sup>34</sup>Department of Geography, University of Tennessee, Knoxville, TN, USA

<sup>35</sup>Department of Biology and Geoscience, Graduate School of Science, Osaka City University, Osaka, Japan

<sup>36</sup>Department of Geography, Virginia Polytechnic and State University, Blacksburg, WV, USA

<sup>37</sup>Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

<sup>38</sup>Department of Geography, University of Buffalo, Buffalo, NY, USA

<sup>39</sup>Department of Geography and Urban Planning, University of Wisconsin, Oshkosh, WI, USA

<sup>40</sup>Biology Department, North Central College, Naperville, IL, USA

<sup>41</sup>Biology Department, Luther College, Decorah, IA, USA

<sup>42</sup>Manaaki Whenua - Landcare Research, Lincoln, New Zealand

<sup>43</sup>Department of Anthropology, University of Tennessee, Knoxville, TN, USA

<sup>44</sup>Department of Geography, University of Reno, Nevada, NV, USA

<sup>45</sup>Department of Botany, University of Wyoming, Laramie, WY, USA

<sup>46</sup>College of Forestry, Oregon State University, Corvallis, OR, USA

<sup>47</sup>Institute for Genomic Biology, University of Illinois, Urbana, IL, USA

<sup>48</sup>School of Geography, University of Plymouth, Plymouth, Devon, UK

<sup>49</sup>Institut de Botanique, Université de Neuchâtel, Bern, Switzerland

<sup>50</sup>Department of Communication Sciences and Disorders, Emerson College, Boston, MA, USA

<sup>51</sup>Department of Geosciences, Boise State University, Boise, ID, USA

<sup>52</sup>Département de Géographie, Université de Montréal, Montréal, QC, Canada

<sup>53</sup>EPHE, UMR-CNRS 5805, EPOC, Université Bordeaux 1, 33405 Talence, France

<sup>54</sup>Geology and Geophysics, University of Wyoming, Laramie, WY, USA

<sup>55</sup>Graduate School of Agriculture, Kyoto Prefectural University, Kyoto, Japan

<sup>56</sup>Department of Geological Sciences, Brown University, Providence, RI, USA

<sup>57</sup>GeoQuEST Research Centre, School of Earth and Environmental Sciences, University of Wollongong, Wollongong, NSW, Australia

<sup>58</sup>Biology and Environmental Studies, St. Olaf College, Northfield, MN, USA

<sup>59</sup>GNS Science, Avalon, New Zealand

<sup>60</sup>LCE CNRS-University of Franche-Comté, Besançon, France

<sup>61</sup>Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

<sup>62</sup>Department of Environment and Conservation, University of New South Wales, Sydney, NSW, Australia

<sup>63</sup>Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing, China

## 7 Email list

Mitch.Power@ed.ac.uk

jenmarlon@gmail.com

Natalie.Ortiz@Bristol.ac.uk

bartlein@uoregon.edu

Sandy.Harrison@Bristol.ac.uk

Francis.Mayle@ed.ac.uk

aziz.ballouche@unicaen.fr

Richard.Bradshaw@liv.ac.uk

carcaillet@univ-montp2.fr

cordova@okstate.edu

s.mooney@unsw.edu.au

pimoreno@uchile.cl

colin.prentice@bristol.ac.uk

kirsten.thonicke@bristol.ac.uk

willy.tinner@ips.unibe.ch

whitlock@montana.edu

zhangygl@ibcas.ac.cn

Yan.Zhao@bristol.ac.uk

Adam.Ali@uqat.ca

Scott.Anderson@nau.edu

Ruth.Beer@ips.unibe.ch

hermann.behling@uni-bremen.de

cbriles@uoregon.edu

kbr@geus.dk

andrea.brunelle@geog.utah.edu

mbush@fit.edu

pcamill@carleton.edu

chuguoqiang@mail.igcas.ac.cn

jimclark@duke.edu

daniele.colombaroli@ips.unibe.ch

connorse@unimelb.edu.au

al.daniau@ipqq.u-bordeaux1.fr

mark.daniels@nau.edu

john.dodson@ansto.gov.au

doughty@fas.harvard.edu

M.E.Edwards@soton.ac.uk

W.Finsinger@bio.uu.nl

drfoster@fas.harvard.edu

jdfrech@unm.edu

MARIE-JOSE.GAILLARD-LEMDAHL@hik.se

dgavin@uoregon.edu  
 erika.gobet@ips.unibe.ch  
 simon.haberle@anu.edu.au  
 hallettd@post.queensu.ca  
 philip.higuera@montana.edu  
 geoffrey.hope@anu.edu.au  
 shorn@utk.edu  
 jumi@sci.osaka-cu.ac.jp  
 Petra.Kaltenrieder@ips.unibe.ch  
 kennedy1@vt.edu  
 kongzc@ibcas.ac.cn  
 longco@uwosh.edu  
 Jalynch@noctrl.edu  
 lynchbet@luther.edu  
 mcglonem@landcare.cri.nz  
 smeeks1@utk.edu  
 smensing@unr.edu  
 gmeyer@unm.edu  
 Minckley@uwyo.edu  
 jerry.mohr@oregonstate.edu  
 dmnelson@life.uiuc.edu  
 jnew@unm.edu  
 R.Newnham@plymouth.ac.uk  
 roland.noti@gmx.net  
 w\_wyatt\_oswald@emerson.edu  
 JenPierce@boisestate.edu  
 Pierre.Richard@UMontreal.ca  
 Cassandra.Rowe@bristol.ac.uk  
 mf.sanchezgoni@epoc.u-bordeaux1.fr  
 bshuman@umn.edu  
 takahara@kpu.ac.jp  
 Jaime\_Toney@brown.edu  
 turney@uow.edu.au  
 durrego@fit.edu  
 ceumb@stolaf.edu  
 m.vandergoes@gns.cri.nz  
 Boris.vanniere@univ-fcomte.fr  
 elisa.vescovi@ips.unibe.ch  
 mwalsh2@uoregon.edu  
 xukingw@163.com  
 nicola.williams@environment.nsw.gov.au  
 WilmshurstJ@landcareresearch.co.nz  
 zhangjh@cams.cma.gov.cn

## References

- Andrae MO, Merlet P (2001) Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Glob Biogeochem Cycles* 15:955–966  
 Berger AL (1978) Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J Atmos Sci* 35:2362–2367  
 Berger AL, Loutre MF (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev* 10:297–317  
 Berglund BE, Malmer N, Persson T (1991) Landscape-ecological aspects of long-term changes in the Ystad area. In: Berglund, BE (ed) *The cultural landscape during 6000 years in southern Sweden—the Ystad Project*. *Ecol Bull* 41:405–424  
 Bigelow NH, Brubaker LB, Edwards ME, Harrison SP, Prentice IC, Anderson PM, Andreev AA, Bartlein PJ, Christensen TR, Cramer W, Kaplan JO, Lozhkin AV, Matveyeva NV, Murray DF, McGuire AD, Razzhivin VY, Ritchie JC, Smith B, Walker DA, Gayewski K, Wolf V, Holmqvist BH, Igarashi Y, Kremetski K, Paus A, Pisarcic MFJ, Volkova VS (2003) Climatic change and Arctic ecosystems I. Vegetation changes north of 55°N between the last glacial maximum, mid-Holocene, and present. *J Geophys Res-Atmos* 108, No. D19, 8170. doi: 10.1029/2002JD002558  
 Black MP, Mooney SD (2006) Holocene fire history from the Greater Blue Mountains World Heritage Area, New South Wales, Australia: the climate, humans and fire nexus. *Reg Environ Change* 6:41–51  
 Bond WJ, Keeley JE (2005) Fire as a global ‘herbivore’: the ecology and evolution of flammable ecosystems. *Trends Ecol Evol* 20(7):387–394  
 Braconnot P, Otto-Bleisner B, Harrison SP, Joussaume S, Peterschmitt J-Y, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Driesschaert E, Fichet Th, Hewitt CD, Kagayama M, Kitoh A, Loutre M-F, Marti O, Merkel U, Ramstein G, Valdes P, Weber L, Yu Y, Zhao Y (2007). Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and Last Glacial maximum, part 1: experiments and large-scale features. *Clim Past* 3:261–277  
 Brook EJ, Sowers T, Orchard J (1996) Rapid variations in atmospheric methane concentration during the past 110,000 years. *Science* 273:1087–1091  
 Burbidge RE, Mayle FE, Killeen TJ (2004) Fifty-thousand-year vegetation and climate history of Noel Kempff Mercado National Park, Bolivian Amazon. *Quat Res* 61:215–230  
 Bush MB, Colinvaux PA, Wiemann MC, Piperno DR, Liu K-B (1990) Late Pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonia. *Quat Res* 34:330–345  
 Bush MB, De Oliveira PE, Colinvaux PA, Miller MC, Moreno E (2004a) Amazonian paleoecological histories: one hill, three watersheds. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 214:359–393  
 Bush MB, Silman MR, Urrego DH (2004b) 48,000 years of climate and forest change from a biodiversity hotspot. *Science* 303: 827–829  
 Carcaillet C, Almquist H, Asnong H, Bradshaw RHW, Carrion JS, Gaillard M-J, Gajewski K, Haas JN, Haberle SG, Hadorn P, Muller SD, Richard PJH, Richoz I, Rosch M, Sanchez Goni MF, von Stedingk H, Stevenson AC, Talon B, Tardy C, Tinner W, Tryterud E, Wick L, Willis KJ (2002) Holocene biomass burning and global dynamics of the carbon cycle. *Chemosphere* 49:845–863  
 Carcaillet C, Bouvier M, Fréchette B, Larouche AC, Richard PJH (2001) Comparison of pollen-slide and sieving methods in lacustrine charcoal analyses for local and regional fire history. *Holocene* 11:467–476  
 Carcaillet C, Richard PJH (2000) Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada. *Clim Dyn* 16:549–559  
 Carmona-Moreno C, Belward A, Malingreau J-P, Hartley A, Garcia-Alegre M, Antonovskiy M, Buchshtaber V, Pivovarov V (2005) Characterizing interannual variations in global fire calendar using data from Earth observing satellites. *Glob Change Biol* 11:1537–1555  
 Clark JS, Merkt J, Muller H (1989) Post-glacial fire, vegetation, and human history on the northern alpine forelands, southwestern Germany. *J Ecol* 77:897–925

- Clark JS, Lynch J, Stocks BJ, Goldammer JG (1998) Relationship between charcoal particles in air and sediments in west-central Siberia. *Holocene* 8(1):19–29
- Cofer WR III, Koutzenogii KP, Kokorin A, Ezcurra A (1997) Biomass burning emissions and the atmosphere. In: Clark JS, Cachier H, Goldammer JG, Stocks B (eds) *Sediment records of biomass burning and global change*. NATO ASI series 1: global environmental change, vol 51. Springer, Berlin, pp.189–206
- Colinvaux PA, De Oliveira PE, Moreno JE, Miller MC, Bush MB (1996) A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times. *Science* 274:85–88
- Cooke R (1998) Human settlement of Central America and northernmost South America (14,000–8000 BP). *Quat Int* 49/50:177–190
- Cook KH, Vizy EK (2006) South American climate during the Last Glacial Maximum: delayed onset of the South American monsoon. *J Geophys Res* 3:1–21
- Delarze R, Calderari D, Hainard P (1992) Effects of fire on forest dynamics in southern Switzerland. *J Veg Sci* 3:55–60
- Fairbanks RG, Mortlock RA, Chiu T-C, Cao L, Kaplan A, Guilderson TP, Fairbanks TW, Bloom AL (2005) Marine radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years B.P. based on paired  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dates on pristine corals. *Quat Sci Rev* 24:1781–1796
- Finsinger W, Tinner W, van der Knaap WO, Ammann B (2006) The expansion of hazel (*Corylus avellana* L.) in the southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe? *Quat Sci Rev* 25:612–631
- Francois L, Kaplan J, Otto D, Roelandt C, Harrison SP, Prentice IC, Warnant P, Ramstein G (2000) Comparison of vegetation distributions and terrestrial carbon budgets reconstructed for the last glacial maximum with several biosphere models. In: *Proceedings of the third PMIP workshop*
- Froyd CA (2006) Holocene fire in the Scottish Highlands: evidence from macroscopic charcoal records. *Holocene* 16(2):235–249
- Gardner JJ, Whitlock C (2001) Charcoal accumulation following a recent fire in the Cascade Range, northwestern USA, and its relevance for fire-history studies. *Holocene* 11:541–549
- Gill AM (1977) Management of fire-prone vegetation for plant species conservation in Australia. *Search* 8(1–2):20–26
- Gill AM, Bradstock RA (1995) Extinctions of biota by fires. In: Bradstock RA, Auld TD, Keith DA, Kingsford R, Lunney D, Sivertsen D (eds) *Conserving biodiversity: threats and solutions*. Surrey Beatty & Sons, Sydney, pp 309–322
- Gupta AK (2004) Origin of agriculture and domestication of plants and animals linked to early Holocene climate amelioration. *Curr Sci* 87(1):54–59
- Haberle SG, David B (2004) Climates of change: human dimensions of Holocene environmental change in low latitudes PEPIL transect. *Quat Int* 118–119:165–179
- Haberle SG, Ledru M-P (2001) Correlations among charcoal records of fires from the past 16,000 years in Indonesia, Papua New Guinea, and Central and South America. *Quat Res* 55:97–104
- Harrison SP, Dodson J (1993) Climates of Australia and New Guinea since 18,000 yr BP. In: Wright HE Jr, Kutzbach JE, Webb T III, Ruddiman WF, Street-Perrott FA, Bartlein PJ (eds) *Global climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis, pp 265–293
- Higuera PE, Peters ME, Brubaker LB, Gavin DG (2007) Understanding the origin and analysis of sediment-charcoal records with a simulation model. *Quat Sci Rev* 26:1790–1809
- Hope G, Kershaw AP, van der Kaars S, Xiangjun S, Liew P-M, Heusser LE, Takahara H, McGlone M, Miyoshi N, Moss PT (2004) History of vegetation and habitat change in the Austral-Asian region. *Quat Int* 118–119:103–126
- Horn S (2007) Late Quaternary lake and swamp sediments: recorders of climate and environment. In: Bundschuh J, Alvarado GE (eds) *Central America: geology, resources, hazards*, vol 1. Taylor & Francis, London, pp 423–441
- Huang CY, Liew PM, Zhao M, Chang TC, Kuo CM, Chen MT, Wang CH, Zheng LF (1997) Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth Planet Sci Lett* 146:59–72
- Huber U, Markgraf V, Schäbitz F (2003) Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. *Quat Sci Rev* 23:1079–1097
- Huntley B, Birks HJB (1983) *An Atlas of past and present pollen maps for Europe: 0–13000 years ago*. Cambridge University Press, London
- Huntley B (1993) Rapid early-Holocene migration and high abundance of hazel (*Corylus avellana* L.): alternative hypotheses. In: Chambers FM (eds) *Climate change and human impact on the landscape*. Chapman & Hall, London, pp 205–215
- Innes JB, Blackford JJ (2003) The ecology of late Mesolithic woodland disturbances: model testing with fungal spore assemblage data. *J Archaeol Sci* 30:185–194
- Indemühle A, Stocker TF, Joos F, Fischer H, Smith HJ, Wahlen M, Deck B, Mastroianni D, Tschumi J, Blunier T, Meyer R, Stauffer B (1999) Holocene carbon-cycle dynamics based on  $\text{CO}_2$  trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature* 398:121–126
- Kershaw AP, Penny D, van der Kaars S, Anshari G, Thamotherampili A (2001) Vegetation and climate in lowland southeast Asia at the Last Glacial Maximum. In: Metcalfe I, Smith JMB, Morwood M, Davidson I (eds) *Faunal and floral migrations and evolution in SE Asia–Australasia*. Balkema, Lisse, pp 227–236
- Kershaw AP, Nanson GC (1993) The last full glacial cycle in the Australian region. *Glob Planet Change* 7:1–9
- Kohfeld KE, Harrison SP (2000) How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets. *Quat Sci Rev* 19:321–346
- Kohfeld KE, Harrison SP (2001) DIRTMAP: the geological record of dust. *Earth Sci Rev* 54:81–114
- Kutzbach JE, Gallimore R, Harrison SP, Behling P, Selin R, Laarif F (1998) Climate and biome simulations for the past 21,000 years. *Quat Sci Rev* 17(6–7):473–506
- Labeyrie L, Cole J, Alverson K, Stocker T (2003) The history of climate dynamics in the Late Quaternary. In: Alverson KD, Bradley RS, Pedersen TF (eds) *Paleoclimate, global change and the future*. Springer, Berlin, pp 33–61
- Lagerås P (2000) Järnålderns odlingsystem och landskapets långsiktiga förändring. In: Lagerås, P (ed) *Arkeologi och paleoekologi i sydvästra Småland*. Riksantikvarieämbetet. Arkeologiska undersökningar Skrifter 34:167–230
- Lamy F, Kaiser J, Ninnemann U, Hebbeln D, Arz HW, Stoner J (2004) Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science* 304:1959–1962
- Liu K-B, Colinvaux PA (1985) Forest changes in the Amazon basin during the last glacial maximum. *Nature* 318:556–557
- Liu Z, Harrison SP, Kutzbach JE, Otto-Bleisner B (2004) Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. *Clim Dyn* 22:157–182
- Long CJ, Whitlock C, Bartlein P, Millsaugh SH (1998) A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high-resolution charcoal study. *Can J For Res* 28:774–787
- MacDonald GM, Beilman DW, Kremenetski V, Sheng Y, Smith LC, Velichko AA (2006) Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric  $\text{CH}_4$  and  $\text{CO}_2$  variations. *Science* 314:385–388
- Markgraf V (1993) Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol* 102:53–68

- Markgraf V, Dodson JR, Kershaw PA, McGlone M, Nicholls N (1992) Evolution of late Pleistocene and Holocene climates in the circum South Pacific land areas. *Clim Dyn* 6:193–211
- Marlon J, Bartlein P, Whitlock C (2006) Fire-fuel-climate linkages in the northwestern USA during the Holocene. *Holocene* 16(8):1059–1071
- Meyer GA, Wells SG, Jull AJT (1995) Fire and alluvial chronology in Yellowstone National Park: climatic and intrinsic controls on Holocene geomorphic processes. *Geol Soc Am Bull* 107:1211–1230
- Millsaugh S, Whitlock C, Bartlein P (2000) Variations in fire frequency and climate over the past 17000 yr in central Yellowstone National Park. *Geology* 28(3):211–214
- Monnin E, Indermühle A, Dällenbach A, Flückiger J, Stauffer B, Stocker TF, Raynaud D, Barnola J-M (2001) Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations over the last glacial termination. *Science* 291:112–114
- Moreno PI (2000) Climate, fire, and vegetation between about 13,000 and 9200 14C yr BP in the Chilean Lake District. *Quat Res* 54:81–89
- Moreno PI, Lowell TV, Jacobson GL, Denton GH (1999) Abrupt vegetation and climate changes during the last glacial maximum and last termination in the Chilean Lake District: a case study from Canal de La Puntilla (41°S). *Geografiska Annaler* 81A:285–311
- Mouillot F, Field CB (2005) Fire history and the global carbon budget: a 1° × 1° fire history reconstruction for the 20th century. *Glob Change Biol* 11:398–420
- Nanson GC, Cohen TJ, Doyle CJ, Price DM (2003) Alluvial evidence of major late-Quaternary climate and flow-regime changes on the coastal rivers of New South Wales, Australia. In: Gregory KJ, Benito G (eds) *Palaeohydrology: understanding global change*. Wiley, Chichester
- Paduano GM, Bush MB, Baker PA, Fritz SC, Seltzer GO (2003) A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 194:259–279
- Peltier WR (1994) Ice age paleotopography. *Science* 265:195–201
- Peltier WR (2004) Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annu Rev Earth Planet Sci* 32:111–149
- Peterson JA, Hope GS, Prentice M, Hantoro W (2002) Mountain environments in New Guinea and the late Glacial Maximum warm seas/cold mountains enigma in the West Pacific warm pool region. In: Kershaw AP, Tapper NJ, David B, Bishop PM, Penny D (eds) *Bridging Wallace's line. Advances in geocology*, vol 34. Catena, Reiskirchen, pp 173–187
- Pierce JL, Meyer GA, Jull AJT (2004) Fire-induced erosion and millennial-scale climate change in northern ponderosa pine forests. *Nature* 432:87–90
- Power MJ, Whitlock C, Bartlein PJ, Stevens LR (2006) Fire and vegetation history during the last 3800 years in northwestern Montana. *Geomorphology* 75:420–436
- Prentice IC, Jolly D, BIOME 6000 Participants (2000) Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *J Biogeogr* 27:507–519
- Prentice IC, Bondeau A, Cramer W, Harrison SP, Hickler T, Lucht W, Smith B, Sykes MT (2007) Dynamic global vegetation modeling: quantifying terrestrial ecosystem responses to large-scale environmental change. In: Canadell JG et al (eds) *Terrestrial ecosystems in a changing world*. Springer, Berlin, pp 175–192
- Pyne SJ, Andrews PL, Laven RD (1996) *Introduction to wildland fire*. Wiley, New York, 769 p
- Raynaud D, Blunier T, Ono Y, Delmas RJ (2003) The Late Quaternary history of atmospheric trace gases and aerosols: interaction between climate and biogeochemical cycles. In: Alverson KD, Bradley RS, Pedersen TF (eds) *Paleoclimate, global change and the future*. Springer, Berlin, pp 13–31
- Ripley B, Maechler M (2006) R: a language and environment for statistical computing. <http://www.R-project.org>
- Schaefer JM, Denton GH, Barrell DJA, Ivy-Ochs S, Kubik PW, Andersen BG, Phillips FM, Lowell TV, Schlichter C (2006) Near-synchronous interhemispheric termination of the Last Glacial Maximum in Mid-Latitudes. *Science* 312:1510–1513
- Schäfer-Neth C, Paul A (2003) The Atlantic Ocean at the last glacial maximum: 1. objective mapping of the GLAMAP sea-surface conditions. In: Wefer G, Mulitza S, Ratmeyer V (eds) *The South Atlantic in the Late Quaternary: material budget and current systems*. Springer, Berlin, pp 531–548
- Seltzer GO (2001) Later Quaternary glaciation in the tropics: future research directions. *Quat Sci Rev* 20:1063–1066
- Smith JA, Seltzer GO, Farber DL, Rodbell DT, Finkel RC (2005) Early local Last Glacial Maximum in the tropical Andes. *Science* 308:678–681
- Thevenon F, Bard E, Williamson D, Beaufort L (2004) A biomass burning record from the West Equatorial Pacific over the last 360 ky: methodological, climatic and anthropic implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 213:83–99
- Thevenon F, Williamson D, Vincens A, Taieb M, Merdaci O, Decobert M, Buchet G (2003) A late-Holocene charcoal record from Lake Masoko, SW Tanzania: climatic and anthropologic implications. *Holocene* 13(5):785–792
- Tinner W, Conedera M, Ammann B, Gäggeler HW, Gedye S, Jones R, Säggesser B (1998) Pollen and charcoal in lake sediments compared with historically documented forest fires in southern Switzerland since AD 1920. *Holocene* 8:31–42
- Tinner W, Conedera M, Ammann B, Lotter AF (2005) Fire ecology north and south of the Alps since the last ice age. *Holocene* 15:1214–1226
- Tinner W, Hofstetter S, Zeuglin F, Conedera M, Wohlgemuth T, Zimmermann L, Zweifel R (2006) Long-distance transport of macroscopic charcoal by an intensive crown fire in the Swiss Alps—implications for fire history reconstruction. *Holocene* 16:287–292
- Tinner W, Hubschmid P, Wehrli M, Ammann B, Conedera M (1999) Long-term forest fire ecology and dynamics in southern Switzerland. *J Ecol* 87:273–289
- Urrego DH, Silman MR, Bush MB (2005) The last glacial maximum: stability and change in an Andean cloud forest. *J Quat Sci* 20:693–701
- Van Aardenne JA, Dentener FJ, Oliver JGJ, Klein Goldewijk CGM, Lelieveld J (2001) A 1 × 1 resolution data set of historical anthropogenic trace gas emissions for the period 1890–1990. *Glob Biogeochem Cycles* 15(4):909–928
- Van der Werf GR, Randerson JT, Collatz GJ, Giglio L, Kasibhatla S, Arellano AF Jr, Olsen SC, Kasischke ES (2004) Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Niño/La Niña Period. *Science* 303:73–76
- Venables WN, Ripley BD (2002) *Modern applied statistics with S*. Springer, New York, 495 p
- Williams JW, Shuman BN, Webb T III, Bartlein PJ, Leduc PL (2004) Late-Quaternary vegetation dynamics in North America: scaling from taxa to biomes. *Ecol Monogr* 74(2):309–334
- Whitlock C, Bartlein PJ (2004) Holocene fire activity as a record of past environmental change. In: Gillespie AR et al (eds) *The Quaternary period in the United States*. Elsevier, Amsterdam, pp 479–490
- Whitlock C, Millsaugh SH (1996) Testing the assumptions of fire-history studies: an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA. *Holocene* 6:7–15
- Whitlock C, Moreno PI, Bartlein P (2007) Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quat Res* 68:28–36
- Zong Y, Chen Z, Innes JB, Chen C, Wang Z, Wang H (2007) Fire and flood management of coastal swamp enabled first rice paddy cultivation in east China. *Nature* 449:459–462