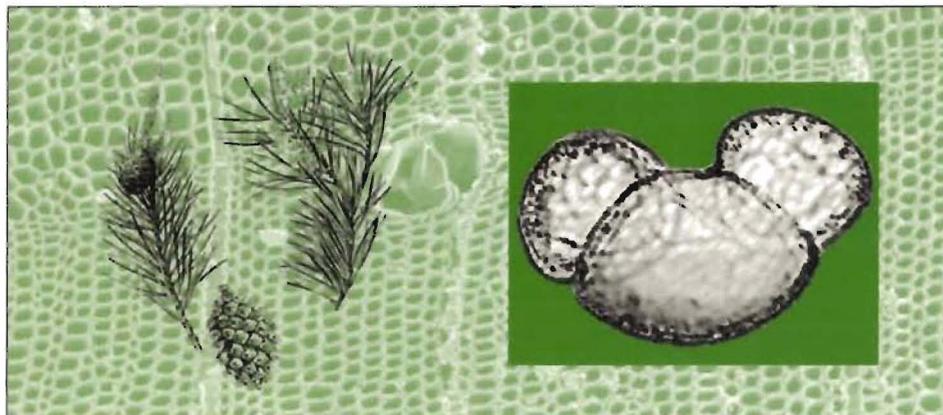


ANNE-MARIE SÉMAH
& JOSETTE RENAULT-MISKOVSKY

Contributions de Rachid Cheddadi, Alex Chepstow-Lusty,
Dominique Jolly, Vincent Lebreton, Marie-Pierre Ledru,
Jean Maley, Louis Scott, Elise Van Campo

L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION
DEPUIS DEUX MILLIONS D'ANNÉES



PRÉFACE
ANNICK LE THOMAS

Paléoenvironnements

ÉDITIONS ARTCOM'

éditions errance



GUIDES DE LA PRÉHISTOIRE MONDIALE

**L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION
DEPUIS DEUX MILLIONS D'ANNÉES**

ANNE-MARIE SÉMAH
& JOSETTE RENAULT-MISKOVSKY

*Contributions de Rachid Cheddadi, Alex Chepstow-Lusty,
Dominique Jolly, Vincent Lebreton, Marie-Pierre Ledru,
Jean Maley, Louis Scott, Elise Van Campo*

PRÉFACE ANNICK LE THOMAS

L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION DU PLIO-PLÉISTOCÈNE À L'HOLOCÈNE

Éditions Artcom'

Guides de la Préhistoire Mondiale

Dirigée par Frédéric Serre & Dominique Grimaud-Hervé

ISBN : 2 87772 278 3

© 2004 by Artcom'/Errance

En application des articles L122-10 et L122-12 du Code de la propriété intellectuelle, toute copie à usage collectif par photocopie ou autre forme de reproduction, intégralement ou partiellement, du présent ouvrage est interdite sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

*Si vous souhaitez recevoir gratuitement le bulletin des nouvelles parutions, envoyez vos nom et adresse aux **Éditions Artcom'**
53, rue Boissière — 75116 Paris*

**ANNE-MARIE SÉMAH
& JOSETTE RENAULT-MISKOVSKY**

(sous la direction)

*Contributions de Rachid Cheddadi, Alex Chepstow-Lusty,
Dominique Jolly, Vincent Lebreton, Marie-Pierre Ledru,
Jean Maley, Louis Scott, Elise Van Campo*

**L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION
DEPUIS DEUX MILLIONS D'ANNÉES**

**PRÉFACE
ANNICK LE THOMAS**

**GUIDES DE LA PRÉHISTOIRE MONDIALE
COLLECTION PALÉOENVIRONNEMENTS**

ÉDITIONS ARTCOM' / ERRANCE

GUIDES DE LA PRÉHISTOIRE MONDIALE
COLLECTION PALÉOENVIRONNEMENTS

SOUS LA DIRECTION DE

FRÉDÉRIC SERRE & DOMINIQUE GRIMAUD-HERVÉ

Rachid CHEDDADI, CR1 CNRS
Equipe Paléoenvironnements
Institut des Sciences de l'évolution de
Montpellier (ISEM/CNRS)
Université de Montpellier-2
34095 MONTPELLIER Cedex 5
Email: Rachid.cheddadi@isem.univ-montp2.fr

Alex CHEPSTOW-LUSTY
Equipe Paléoenvironnements
Institut des Sciences de l'évolution de
Montpellier (ISEM/CNRS)
Université de Montpellier-2
34095 MONTPELLIER Cedex 5

Dominique JOLLY, Professeur
Equipe Paléoenvironnements
Institut des Sciences de l'évolution de
Montpellier (ISEM/CNRS)
Université de Montpellier-2
34095 MONTPELLIER Cedex 5
Email: jolly@isem.univ-montp2.fr

Vincent LEBRETON, Docteur en Palynologie
Unité de Palynologie du Département de
Préhistoire du Muséum national d'histoire
naturelle
Institut de Paléontologie Humaine
1, rue René Panhard
75013 PARIS
Email: lebreton@mnhn.fr

Marie Pierre LEDRU, CR1 IRD
IRD Institut de Recherche pour le
Développement-UR 055 Paléotropical
Centre de Recherche d'Ile de France
32, av. Henri Varagnat
93143 BONDY Cedex
et
Equipe Paléoenvironnements
Institut des Sciences de l'évolution de
Montpellier (ISEM/CNRS)
Université de Montpellier-2
34095 MONTPELLIER Cedex 5
Email: ledru@isem.univ-montp2.fr

Jean MALEY, DR IRD
IRD Institut de Recherche pour le
Développement — UR 055 Paléotropical
Dépt. Paléoenvironnements & Palynologie
Institut des Sciences de l'évolution de
Montpellier (ISEM/CNRS)
Université de Montpellier-2
34095 MONTPELLIER Cedex 5
Email: jmaley@isem.univ-montp2.fr

Josette RENAULT-MISKOVSKY, DR1 CNRS
Unité de Palynologie du Département de
Préhistoire du Muséum national d'histoire
naturelle
Institut de Paléontologie Humaine
1, rue René Panhard
75013 PARIS
Email: jrm@mnhn.fr

Anne-Marie SÉMAH, CR1 IRD
IRD Institut de Recherche pour le
Développement — UR 055 Paléotropical
Centre de Recherche d'Ile de France
32, av. Henri Varagnat
93143 BONDY Cedex
Email: semah@bondy.ird.fr
et
Département de Préhistoire du Muséum
national d'histoire naturelle
FRE 2677 du CNRS
Institut de Paléontologie Humaine
1, rue René Panhard
75013 PARIS

Louis SCOTT, Professor
Department of Plants Sciences
University of Free State
PO Box 339
9300 BLOEMFONTEIN, South Africa
Email: scottL@plk.nw.uovs.ac.za

Elise VAN CAMPO, DR CNRS
Laboratoire Dynamique de la Biodiversité
UMR 5172 du CNRS-UPS
29, rue Jeanne Marvig BP 4349
31029 TOULOUSE Cedex 4
Email: Elise.Vancampo@cict.fr

PRÉFACE

La reconstitution de l'environnement passé a depuis longtemps fasciné tous les naturalistes. C'est un des grands domaines de l'évolution. Mais, comment retrouver ces paysages mythiques qui nous sont parfois présentés ?

Les restes fossiles sont les meilleurs témoins du passé et, dans le domaine végétal, rien ne remplace les spores et grains de pollen dont l'étude a pris un essor considérable depuis le milieu du vingtième siècle. Ces cellules microscopiques sont en effet des petits miracles de la nature : non seulement, elles propagent la vie sur terre mais, grâce à leur paroi presque inaltérable en l'absence d'oxydation, elles demeurent des témoins de son histoire pendant des millions d'années. En chaque lieu où elles se déposent, elles constituent une image de la végétation avoisinante, et leur accumulation dans les sédiments permet de retrouver l'évolution des groupes végétaux et de reconstituer les flores à travers les époques géologiques.

Et pourtant, cette petite poussière vivante qu'est le pollen reste bien souvent méconnue du public, sinon à travers les maladies allergiques qu'elle engendre.

L'ouvrage que nous offrent aujourd'hui Josette Renault-Mikovsky et Anne-Marie Sémah nous plonge directement dans cet univers microscopique, au centre des grands événements du passé.

Le lecteur est immédiatement appréhendé par les méthodes utilisées dans la reconstitution des paysages anciens, et ces deux palynologues confirmées savent nous guider avec intelligence et enthousiasme dans leur spécialité. On se voit transporté par les images dans un monde de formes, de structures et d'ornementations microscopiques, souvent insoupçonnées d'appartenir aux plantes que l'on côtoie dans nos jardins ou forêts tempérés, ou encore aux fleurs parfois étranges des régions tropicales.

Nous voici au cœur du sujet, déjà entraînés par l'imagination dans l'histoire de l'environnement humain et des changements climatiques qui nous sont dévoilés par plusieurs spécialistes de cette époque Plio/pléistocène-Holocène. On voyage alors de l'Europe jusqu'à Madagascar, en passant par l'Afrique du Nord, l'Afrique Centrale et l'Afrique du Sud, puis vers l'Amérique du Sud et, enfin l'Asie dans sa partie insulaire. Les milliers d'années passés défilent devant nous et l'on assiste aux changements de climats et de paysages qui se succèdent, surpris de découvrir l'environnement des hominidés qui nous ont précédés.

Mais ne nous trompons pas, ce n'est pas un livre d'histoires, mais un ensemble de documents scientifiques qui, grâce à l'outil palynologique, nous décrivent avec méthode et précision l'évolution de notre environnement dans certaines régions de notre planète.

Tous ceux qui sont un peu curieux y trouveront matière à découvrir et peut-être étonnement, les plus avertis, une source d'enseignement et de méthodologie et, pour tous, cet ouvrage restera une documentation scientifique sérieuse et bien actualisée pour la reconstitution du passé.

Un grand merci aux deux auteurs qui savent nous faire partager leur enthousiasme en associant leurs découvertes à celles de leurs collègues.

Annick Le Thomas

Directeur du Laboratoire de Biologie et Évolution des Plantes Vasculaires
École Pratique des Hautes Études

INTRODUCTION

La problématique que soulève la reconstitution des paysages du passé nécessite d'emblée la présentation des principales méthodes utilisées qui sont la palynologie, l'antracologie et la carpologie.

L'évocation de la palynologie est complétée par une clé de détermination des grains de pollen des taxons quaternaires nord-ouest européens et illustrée par des planches présentant des pollens et leur plante productrice appartenant à des pays tempérés, mais aussi aux régions tropicales et équatoriales.

Le premier objectif est de rappeler l'origine de la chronologie pollinique, en mentionnant les stations éponymes européennes qui ont permis de mettre en évidence les périodes climatiques, telles qu'elles ont été définies par les palynologues; le cadre chronologique qui s'ensuit sert de schéma directeur à l'histoire des végétations en différents points du globe, entre le Pliocène et la fin de l'Holocène selon les régions considérées.

La suite de l'ouvrage est abordée à partir d'exemples de reconstitutions végétales mais les études qui concernent l'évolution de la végétation étant plus souvent liées à des recherches en paléoclimatologie qu'en Préhistoire, elles ne sont donc pas toujours associées à des sites préhistoriques.

De plus, le Pléistocène supérieur et l'Holocène sont généralement privilégiés dans ce type d'étude (car mieux documentés).

Sur un fond de données générales, les auteurs se proposent ici d'apporter des éléments qui, même s'ils sont ponctuels, ouvrent néanmoins des fenêtres sur des temps et des lieux qui pourront être rattachés au passé de l'homme et à son environnement.

Pour l'Europe, Josette Renault-Miskovsky met l'accent sur le cadre paléoenvironnemental de la Préhistoire; les spectres polliniques régionaux, bien calés dans le temps par des éléments de datations relatives (restes fauniques et humains, objets culturels...) et parfois dotés de datations absolues, sont mis en parallèle avec les longues séquences de référence issues de la palynologie des séries sédimentaires aquatiques ou sub-aquatiques.

Ainsi est présentée, des régions septentrionales au domaine méditerranéen et d'Ouest en Est, une succession de paysages contemporains des différentes phases culturelles de la Préhistoire européenne, de l'apparition des premiers hominidés aux débuts de l'agriculture.

Rachid Cheddadi traite de la région **nord-ouest de l'Afrique** pour la période holocène, mais jusqu'à 40 000 ans pour la Tunisie.

Les paramètres climatiques, températures, précipitations et vents, conditionnent la végétation étroitement liée au climat.

En fonction des données recueillies par l'analyse pollinique sur l'évolution des écosystèmes du passé et également des observations sur le présent, des modélisations vont permettre d'anticiper sur les changements futurs de l'environnement. Apparaît notamment une avancée du désert africain vers le nord ainsi que la disparition de certaines espèces arborées actuellement endémiques au Maghreb.

Dominique Jolly aborde quant à lui l'évolution de la végétation d'**Afrique centre-orientale** qui est une zone privilégiée, par le nombre de ses sites et pour les reconstitutions paléoenvironnementales des quarante derniers millénaires. Des gradients climatiques forts permettent d'enregistrer très finement les mouvements verticaux des étages de végétation.

La période de 18 000 ans est une période clé pour les paléoclimatologues, le dernier maximum glaciaire ayant enregistré, par rapport à la période actuelle, des températures plus basses d'environ 3,5°C et des précipitations inférieures d'environ 30 %. Il faut souligner que le gradient thermique altitudinal a varié au cours du temps en fonction notamment des variations de CO₂ et de sa plus faible concentration durant les périodes glaciaires.

À l'Holocène moyen, le contraste saisonnier s'accroît; la longueur de la saison sèche faisant évoluer la forêt sempervirente en forêt semi-décidue puis décidue au Burundi.

Jean Maley traite des variations de la végétation observées dans le **domaine forestier africain** au cours du Quaternaire récent, indiquant que les forêts denses africaines ont subi de profondes modifications en réponse aux changements climatiques globaux. À partir de 20 000 ans BP, s'amorce le déclin d'une phase forestière de type montagnard, coïncidant avec le développement maximum des conditions glaciaires des moyennes et hautes latitudes. Des milieux forestiers résiduels persistent cependant et on note, à l'Holocène, un retour de la forêt et son extension maximale entre 9500 et 3000 ans BP.

Le cas particulier, en Afrique, du **Bassin du Tchad** couvre la période Pléistocène supérieur et Holocène. L'analyse de l'évolution du bassin, menée également par Jean Maley, se base sur des études stratigraphiques et géomorphologiques assurées par des datations et des analyses du contenu diatomique et pollinique des sédiments.

Plusieurs phases climatiques et environnementales sont mises en évidence et notamment celles du Paléotchad, cette « mer interne » qui a connu son extension maximale entre 7100 et 6700 ans BP.

Après la phase aride du Kanémien (20 000 à 13 000 ans BP) où la végétation sahélienne fait une timide apparition, on note une alternance de périodes arides et de périodes humides soulignées par les variations du niveau du lac. Les études stratigraphiques et sédimentologiques ont mis en évidence une séquence sédimentaire type évoluant du plus humide au plus sec avec, de la base au sommet: diatomites – dépôts lacustres argileux – série gréseuse – sables éoliens. Le lac Tchad se stabilise vers 2800 ans BP.

Les enregistrements marécageux, propres à l'analyse pollinique, sont rares en **Afrique du Sud**. **Louis Scott** prend en compte des enregistrements fluviatiles, des sédiments de bord de lac, des sédiments en grottes ainsi que le « Tswaing crater » formé par l'impact d'un météoroite.

Les analyses polliniques de la région du Cap montrent que les biomes modernes ont leur origine dès le Tertiaire.

De grandes fluctuations de température et d'humidité entraînent des changements de végétation entre 200 000 et 160 000 ans BP (savane, prairie, forêt). Puis: savane chaude à 80 000 ans BP et, entre 80 000 et 39 000 ans BP, trois phases chaudes avec extension de la savane.

Au début du dernier interglaciaire, vers 125 000 ans BP, les conditions sont comparables à celles de l'Holocène.

Après 39 000 ans BP., des périodes fraîches sont mises en évidence (pic de pollen d'altitude).

Au début de l'Holocène, les conditions sèches se prolongent plus longtemps dans les savanes du nord que dans le sud. Les températures sont maximales vers 7000 ans BP, plus fraîches vers 5000 ans BP.

Le domaine abordé par **Elise Van Campo**, s'il concerne un milieu géographiquement restreint, est cependant remarquable par la diversité de ses écosystèmes. Depuis le Pléistocène final et durant l'Holocène, la végétation de l'île de **Madagascar** a évolué sous l'action de facteurs climatiques puis anthropiques. L'île a également connu l'extinction de nombreuses espèces animales et végétales. Les périodes glaciaires correspondent à un abaissement de la limite de la forêt ainsi qu'à des assèchements de la végétation, assèchements qui interviennent également vers 3500 ans BP. Les feux naturels ou anthropiques ont largement contribué à perturber l'équilibre végétal de l'île.

L'étude de l'évolution des flores du Plio-Pléistocène à l'Holocène en **Amérique du sud** est traitée par **Marie-Pierre Ledru**. Au Pliocène, les deux

types de forêt rencontrés sont la forêt andine et la forêt dense tropicale alors que l'on constate le raccord de l'isthme de Panama et que se manifestent les premières détériorations climatiques. L'extension des savanes et du Paramo sont caractéristiques du Pliocène sud-américain.

Au Pléistocène, l'influence des oscillations glaciaires/interglaciaires sur la végétation est mise en évidence par l'étude du sondage Funza I.

L'Holocène est caractérisé par les débuts de l'intervention de l'homme sur son environnement.

En Amérique centrale, la forêt tropicale diminue à partir de 9000 ans BP au profit d'une forêt semi-décidue ou de la savane. On note les premiers indices de la culture du maïs vers 4000–3500 ans BP.

Au Mexique, l'intervention de l'homme apparaît dès 6000 ans BP.

Depuis 3000 ans, des incendies répétés souvent activés par l'homme, modifient la végétation avec le développement de plantes adaptées comme les Mimosaceae.

Dans le nord des Andes comme au Chili, l'impact humain n'est enregistré que très récemment.

L'Asie est un domaine très vaste lui conférant une grande diversité sur le plan géographique, géologique et climatique. Il faut de plus considérer sa partie continentale et sa partie insulaire comme deux entités particulières. En effet, les populations animales, humaines et végétales, pour certaines d'entre elles, n'ont pu atteindre les îles, par le passé, que lorsqu'elles étaient reliées au continent asiatique par des ponts terrestres, au moment des périodes glaciaires. Ces migrations se sont prolongées, vers l'Est et l'Australie, il y a environ 50 000 ans, puis, vers 10 000 ans, s'est amorcé le peuplement du Pacifique.

Anne-Marie Sémah met ici l'accent sur l'Indonésie et plus particulièrement Java où de nombreuses études paléoenvironnementales ont été menées sur l'ensemble du Quaternaire. Des données plus ponctuelles sont apportées sur le reste de l'Asie, notamment la Chine, l'Inde, la Thaïlande pour la partie continentale, l'Indonésie, la Nouvelle-Guinée pour la partie insulaire. Un prolongement vers le Monde Pacifique vient en conclusion, soulignant la singularité de la dispersion des plantes en milieu océanique.

Josette Renault-Miskovsky et Anne-Marie Sémah

PREMIÈRE PARTIE

GÉNÉRALITÉS

LA RECONSTITUTION DU MILIEU VÉGÉTAL

Josette Renault-Miskovsky et Anne-Marie Sémah

Depuis les temps les plus reculés et bien évidemment depuis l'apparition des premiers hominidés sur le globe, les variations successives des climats ont entraîné des modifications des paysages végétaux à toutes les latitudes et à toutes les altitudes.

La reconstitution des différents décors végétaux du passé utilise plusieurs outils : la palynologie, l'anthracologie et la carpologie.

La Palynologie, du grec *Palunein*, saupoudrer, est l'étude des spores et des grains de pollen qui permet de connaître les végétaux fossiles et de reconstituer leur histoire. Ce terme fut proposé en 1944 par des chercheurs anglais, N.A. Hyde et O.A. Williams (cf. A. Pons, 1970).

Les hommes se sont familiarisés très tôt avec le pollen comme le montrent par exemple des gravures sur les murs de pierre du palais assyrien d'Assurbanipal (VIIe siècle av. J.-C.) et, par l'observation, ont pressenti sa fonction et utilisé ses pouvoirs (cf. A. Pons, 1970).

C'est bien sûr grâce à l'invention du microscope, dans la seconde moitié du XVIIe siècle, que la structure et la nature du pollen ont été mieux connues. L'Italien M. Malpighi (1675) et l'Anglais Grew en ont donné les premières descriptions et parfois de façon assez imagée. Progressivement et principalement au cours du XIXe siècle, les connaissances se précisent ; on ne doute plus de la sexualité des plantes, du transport du pollen et de la germination ainsi que du mécanisme de la fécondation.

On assiste à une mise en place de la classification des grains de pollen et des spores et un parallélisme est établi entre l'évolution des plantes et la morphologie du pollen, notamment avec J. Fritzsche (1832 ; 1837) au cours de la première moitié du XIXe siècle.

Bientôt la membrane cellulaire du pollen est décrite dans le détail grâce à un ensemble de critères morphologiques.

En 1935, R.P. Wodehouse propose une clé de détermination pour les plantes européennes. Enfin, les dessins synthétiques de G. Erdtman (1943) précisent clairement la morphologie du pollen.

Les plantes produisent chaque année des milliers de spores et de grains de pollen, dont la plupart sont perdus pour la reproduction et sont transportés à la surface du sol par différents vecteurs : le vent, l'eau, les insectes, les mammifères et même l'homme. En prélevant des sédiments dans un site, le paléobotaniste récolte donc en même temps la pluie pollinique qui y est intégrée.

Les principaux matériaux propices à l'analyse pollinique sont les dépôts assurant une bonne conservation des grains de pollen : tourbières, sédiments lacustres et marins... Les sédiments archéologiques sont aussi particulièrement utiles aux études paléoclimatiques. Les restes humains, les objets manufacturés et le degré d'évolution des faunes qu'ils contiennent, permettent de bien les situer dans le temps.

Les prélèvements en milieu aquatique ou subaquatique (tourbes, vases lacustres ou sables coquilliers) font l'objet d'un échantillonnage en séries continues par sondages et carottages.

Mais les stratigraphies préhistoriques, le plus souvent établies en milieu sec, donnent lieu à des prélèvements dans des sédiments meubles (argiles, sables, cailloutis...) ou même consolidés en brèches, le long des coupes verticales aménagées au cours des fouilles (Fig. 1).

Dans le cas de sédiments indurés (planchers stalagmitiques), l'échantillonnage se fait par sciage sur place, de blocs et de colonnes qui sont ensuite recoupés plus finement au laboratoire (Fig. 2). Ces techniques classiques ont été récemment complétées par celles des carottages profonds qui traversent la totalité des dépôts non encore fouillés (Fig. 3).

Certains échantillonnages sont également parfois nécessaires dans des milieux spéciaux tels que : sépultures, vases à offrandes, enduit ou contenu de momies... pour essayer de mettre en relation un éventuel dépôt végétal avec une pratique culturelle, voire rituelle.

Quelle que soit la récolte, elle doit se faire avec le plus grand soin afin d'éviter toute pollution.

La préparation des échantillons dépend de la composition minéralogique du sédiment, mais le principe de base de la méthode la plus couramment employée et appelée méthode chimique classique, consiste à éliminer par tamisage puis par dissolution dans des acides et des bases, les matières minérales et organiques enserrant les spores et les grains de pollen. Les sédiments archéologiques étant souvent assez peu fossilifères, il convient de leur appliquer un procédé spécial de concentration basé sur la sépara-



Fig. 1 : Prélèvements palynologiques le long d'une coupe verticale dans un site préhistorique : la Caune de l'Arago à Tautavel, Pyrénées - Orientales (Cliché Laboratoire de Préhistoire, M.N.H.N).



Fig. 2 : Prélèvement d'une colonne de calcite dans le plancher stalagmitique de fermeture de la grotte du Vallonnet à Roquebrune-Cap-Martin, Alpes-Maritimes (Cliché J. Renault-Miskovsky).

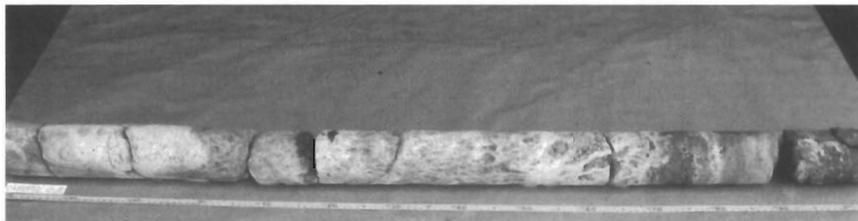
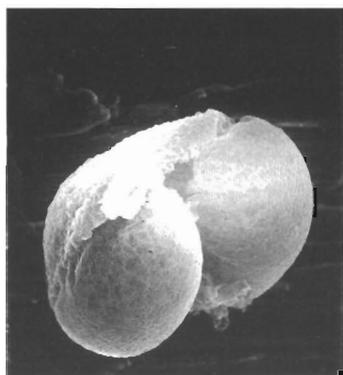


Fig. 3 : Une carotte (carotte n° 3, 67 cm à 206 cm, de la Caune de l'Arago à Tautavel, Pyrénées-Orientales) destinée à un échantillonnage (Cliché Laboratoire de Préhistoire du MNHN).

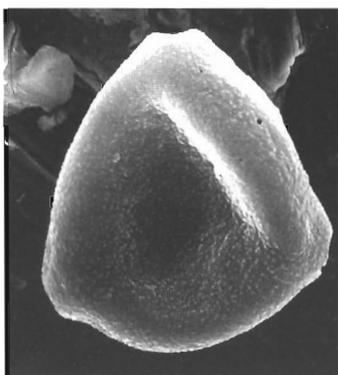
tion des grains du reste de la gangue, par le principe de leur flottation en liqueur dense, chlorure de zinc ou liqueur de Thoulet (Girard et Renault-Miskovsky, 1969).

Ce sont les extraordinaires propriétés de la membrane entourant les grains, ou exine, qui lui permettent de résister à toutes les agressions chimiques inhérentes aux méthodes de préparation, mais aussi de se conserver presque indéfiniment au cours des temps géologiques à l'abri des oxydations et c'est la structure du grain, sa taille, sa forme, la disposition, le type et le nombre des ouvertures germinales, ou apertures (Fig. 4), ainsi que la description de la sculpture de l'exine (Fig. 5) qui conduisent à l'identification au microscope d'une famille végétale, d'un genre ou même d'une espèce. En effet, à chaque espèce végétale correspond un type de grain qui est déterminé par comparaison avec un grain actuel, les spores et les grains de pollen n'ayant pratiquement pas évolué depuis l'établissement des flores aujourd'hui installées à la surface du globe. Le grain de pollen est une cellule microscopique qui se mesure en microns. La taille moyenne des grains se situe entre 20 et 30 μ (exemple, le grain de pollen du Chêne pédonculé mesure 25 μ). Parmi les plus petits grains, citons une Boraginacée, le Myosotis qui mesure 7 μ et parmi les plus gros grains, les Conifères à 2 ballonnets et certaines Cucurbitacées qui atteignent 200 à 300 μ . Les différentes formes polliniques ont été regroupées dans des clés de détermination (Fig. 4bis et 6) — (Wodehouse, 1935; Erdtman, 1943; Pokrovskaja, 1958; Faegri and Iversen, 1964; Moore and Webb, 1978).

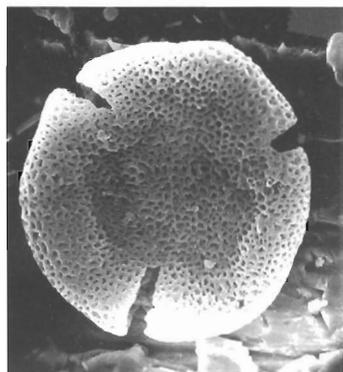
Dans les régions tropicales, la très grande richesse de la flore rend assez complexes les déterminations. Au sein de familles très différentes où l'on a affaire à des herbes comme à des arbres, les grains de pollen peuvent avoir de très grandes ressemblances, notamment parmi le groupe des tricolporés.



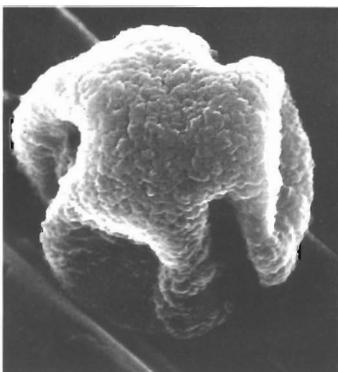
a



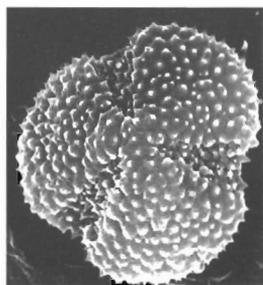
b



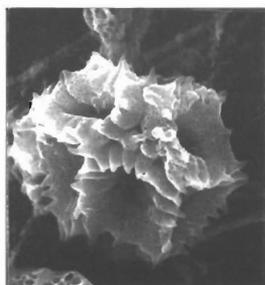
c



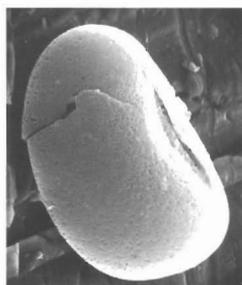
d



e



f



g

Fig. 4: Grains de pollen et spore photographiés au microscope électronique à balayage.
a: Pollen de pin ; b: Pollen de noisetier ; c: Pollen de tilleul ; d: Pollen de chêne vert ; e:
Pollen de chicorée ; f: Pollen de chicorée ; g: spore de fougère
(Clichés « Spores et Pollen », Renault-Miskovsky).

Fig 4bis: Clé de détermination très simplifiée* des grains de pollen des taxons quaternaires nord-ouest européens

(d'après K. Faegri et J. Iversen)

- Pollen à ballonnets

exemple: pin (*Pinus*) (Fig. 4a), familles des Abietacées ou Pinacées

- Pollen à plusieurs plis

exemple: ephedra (*Ephedra*), famille des Gnétacées

- Pollen inaperturé (sans ouverture)

exemple: genévrier (*Juniperus*), famille des Cupressacées

- Pollen monocolpé (à 1 sillon ou colpus)

exemple: lis (*Lilium*), famille des Liliacées

- Pollen dicolpé (à 2 sillons)

exemple: tamier (*Tamus*), famille des Dioscoréacées

- Pollen tricolpé (à 3 sillons)

exemples: coquelicot (*Papaver*) (Fig. 4e), famille des Papavéracées

chêne (*Quercus*) (Fig. 4d), famille des Fagacées

- Pollen stephanocolpé (de 6 à 10 sillons équatoriaux)

exemple: lavande (*Lavandula*), famille des Labiées

- Pollen péricolpé (à plusieurs sillons, répartis autour du grain)

exemple: renoncule (*Ranunculus*), famille des Renonculacées

- Pollen monoporé (à 1 pore)

exemple: brome (*Bromus*), famille des Graminées ou Poacées

- Pollen diporé (à 2 pores)

exemple: colchique (*Colchicum*), famille des Colchicacées

- Pollen triporé (à 3 pores)

exemple: coudrier ou noisetier (*Corylus*) (Fig. 4b), famille des Betulacées

- Pollen stéphanoporé (à quatre ou plusieurs pores équatoriaux)

exemple: orme (*Ulmus*), famille des Ulmées

- Pollen périporé (à plusieurs pores répartis autour du grain)

exemple: œillet (*Dianthus*), famille des Caryophyllacées

- Pollen tricolporé (à 3 sillons percés de pores)

exemple: tilleul (*Tilia*) (Fig. 4c); famille des Tiliacées

- Pollen stéphanocolporé (à plusieurs sillons percés de pores équatoriaux)

exemple: consoude (*Symphytum*), famille des Boraginacées

- Pollen péricolporé (à plusieurs sillons percés de pores répartis autour du grain)

exemple: chicorée (*Cichorium*) (Fig. 4f), famille des Composées ou Astéracées

- Tétrade (grains de pollen groupés par quatre)

exemple: bruyère (*Erica*), famille des Ericacées

- Polyade (tétraèdres groupées par quatre)

exemple: mimosa (*Acacia*) (introduit), famille des Mimosacées

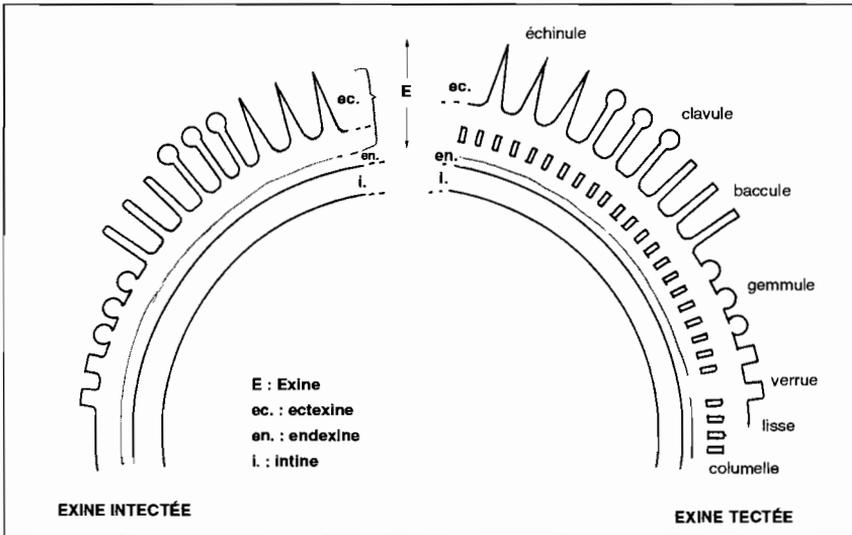


Fig. 5: Stratification du sporoderme et différents types d'ornementation de l'exine (d'après Renault-Miskovsky et Petzold, 1992).

Après leur détermination au microscope photonique, les grains fossiles sont comptés. Des calculs statistiques permettent de ramener les proportions des différentes catégories par rapport au nombre total des grains rassemblés pour un certain poids d'échantillon (de 5 à 50 grammes). C'est l'analyse pollinique par niveau.

Chaque spectre est relié à son voisin, et il est ainsi établi un diagramme pollinique qui rassemble toutes les courbes d'évolution des différentes espèces à travers la séquence, y compris une courbe globale qui permet d'évaluer à chaque niveau la proportion du couvert arboré (AP : Arboreal Pollen), par rapport à la strate herbacée (NAP : Non Arboreal Pollen). (Fig. 7).

Partant du principe que la courbe générale des pourcentages de pollen d'arbres par rapport aux pourcentages de pollen d'herbacées témoigne, en particulier dans les régions européennes de basse et de moyenne altitude, de l'importance du boisement par rapport aux espaces découverts, le diagramme pollinique rend compte d'une succession de paysages soumis à l'évolution des climats. (Fig. 7).

Ainsi la palynologie a largement participé à l'élaboration du cadre chronostratigraphique et climatologique de l'ère quaternaire contemporain.

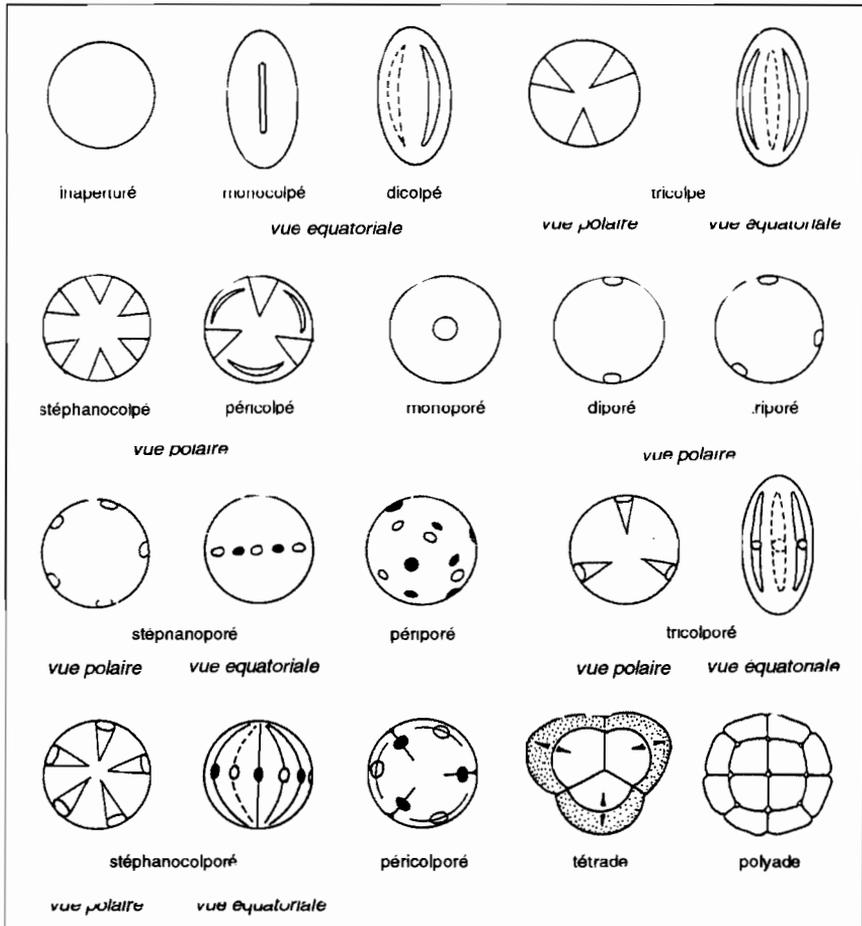


Fig. 6 : Clé de détermination simplifiée.

ne, en Europe, de l'arrivée et de l'évolution de l'Homme; elle contribue donc aussi à la connaissance du paléoenvironnement de l'homme fossile (Renault-Miskovsky, 1991 ; 1992 ; Renault-Miskovsky, 1996 ; Renault-Miskovsky et Petzold, 1992).

De la même façon en Afrique, en Asie et en Amérique, des études sont menées pour reconstruire l'environnement végétal des hommes et son évolution:

- en Afrique (Bonnefille, 1972 ; Bonnefille et Riollot, 1980 ; Lézine et

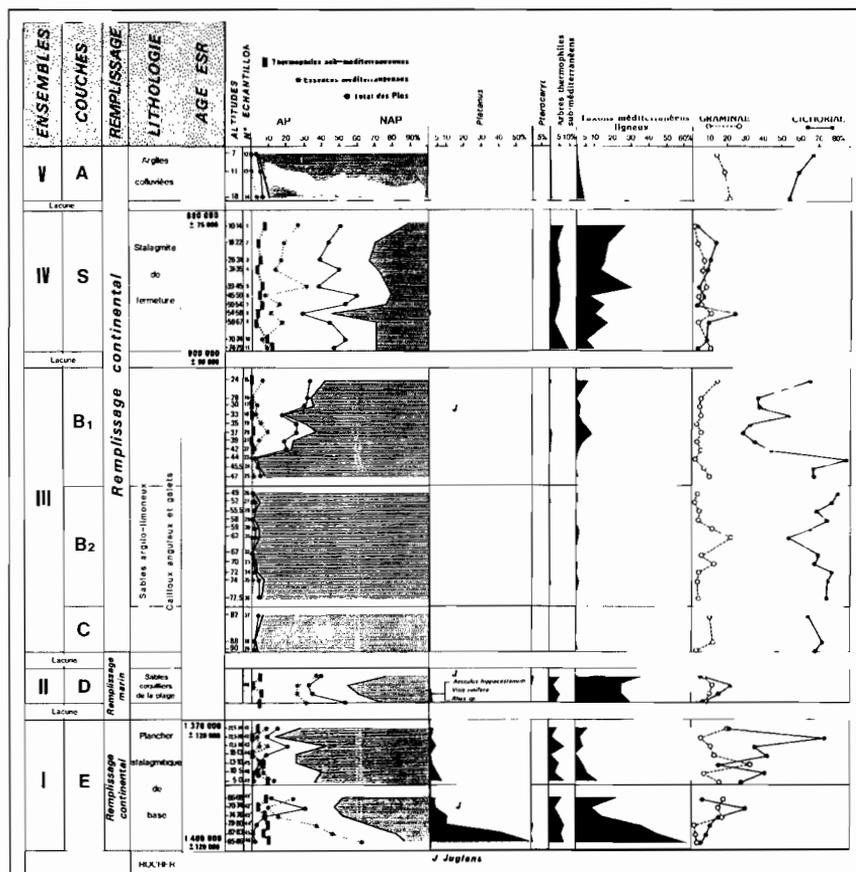


Fig. 7 : Diagramme pollinique du remplissage de la grotte du Vallonet (d'après Renault-Miskovsky et Girard, 1988).

Bonnefille, 1982 ; Lézine *et al.*, 1998 ; Maley, 1981, Maley et Brenac, 1998 ; Vincens *et al.*, 1998),

- en Asie (Thanikaimoni, 1983 ; Flenley, 1985 ; Haberle, 1998 ; Hope, 1983 ; Maloney, 1992 ; Maloney et Tarasov, 1997 ; Muller, 1963 ; Sémah, 1982, 1986 ; 1993 ; Sémah *et al.*, 1990 ; van der Kaars., 1998),

- en Amérique (Colinvaux, 1997 ; Ledru *et al.*, 1997 ; Ledru *et al.*, 1998).

De plus, l'importance relative entre la savane et la forêt (Hooghiemstra, 1997) peut être un indicateur important pour expliquer l'implantation et le déplacement des populations.

Il est essentiel enfin d'établir un lien entre la pluie pollinique actuelle recueillie sur un site et la végétation réellement installée. Le mode de pollinisation et la richesse pollinique variant d'une plante à l'autre, certains taxons peuvent être sous ou sur-représentés dans les sédiments.

En se basant sur des données actuelles et des mesures exprimant les caractères écologiques de la végétation pour établir des modèles théoriques, il est permis, grâce à des fonctions de transfert, de reconstituer les situations du passé.

L'Anthracologie est l'étude des débris de bois carbonisés ou charbons de bois. Elle en est encore à ses débuts. En France, en 1903, P. Fliche identifie à la demande de l'Abbé Breuil (Breuil, 1903) les charbons de bois du gisement du Mas d'Azil (Ariège) et en 1908 ceux du gisement de Teyjat - Dordogne, (Capitan *et al.*, 1908). J. Momot (1955) et L. Balout (1952) insistent sur l'importance de cette discipline pour appréhender l'environnement de l'homme. Petit à petit la méthode se perfectionne et ses défenseurs, entre autres A. Pons (1964) et J.L. Vernet (1967), encouragent à avancer dans cette voie en développant des procédés techniques d'étude plus rapides (cf. Thiébaud, 1983).

Sur un site archéologique, elle commence par une récolte des échantillons en fonction de la stratigraphie et de la position des foyers, à l'aide d'une spatule ou d'une pince pour les échantillons macroscopiques, à l'occasion d'un tamisage à l'eau ou par flottage pour les éléments microscopiques.

La pédoanthracologie concerne les très petits fragments de charbons de bois répartis dans tous les types de sols.

Les fragments de bois recueillis sont, quand leur taille le permet, sectionnés selon trois plans par rapport au sens des fibres du bois, (un plan transversal, perpendiculaire au sens des fibres, un plan radial et un plan tangentiel perpendiculaires à la section transversale). Les cassures sont ensuite observées au microscope optique à réflexion, ou au microscope électronique à balayage (Fig. 8 et 9)

L'identification des taxons, le plus souvent à l'espèce, est effectuée par comparaison avec une collection de bois carbonisés actuels de référence. Le traitement statistique des genres et espèces inventoriés au sein d'un échantillonnage conduit le plus souvent à l'établissement d'un diagramme ; ce dernier permet de suivre l'évolution de la végétation arborée en fonction d'une période de temps donnée, ceci dès le début de la domestication du

Fig. 8 : Plan transversal de genévrier (*Juniperus communis*) x90, MEB; gisement de Coufin 2, Isère, Couche F8, néolithique final (d'après Thiébault, 1988).

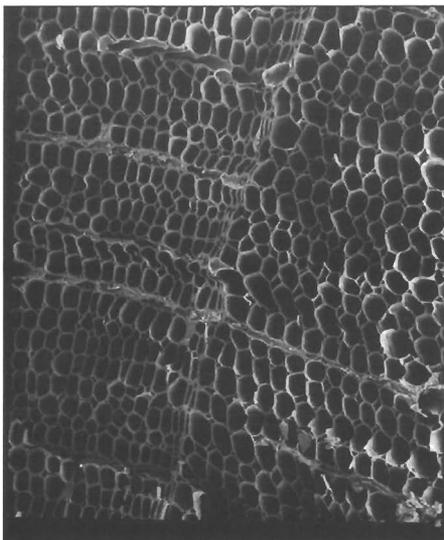
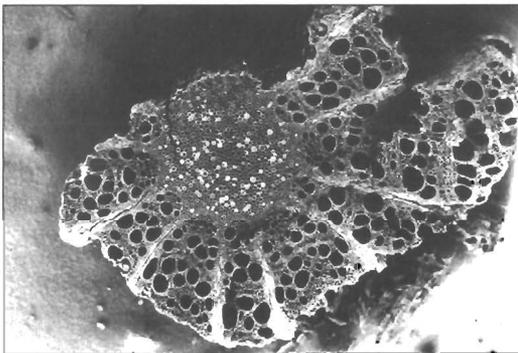


Fig. 9 : Plan transversal de clématite (*Clematis vitalba*) x13, MEB; gisement de Coufin 2, Isère, Couche F6a, Bronze ancien (d'après Thiébault, 1988).

feu, il y a environ 400 000 ans (Vernet, 1982; Thiébault, 1997; Fig. 10). Les données paléobotaniques et paléoclimatiques de l'anthracologie complètent donc harmonieusement les informations palynologiques (Thiébault, 1983; Vernet et Thiébault, 1987; Thiébault, 1988); elles offrent par ailleurs un réel intérêt paléontologique quand elles peuvent révéler une partie de l'utilisation du paysage par l'homme (Thiébault et Renault-Miskovsky, 1997) (Fig. 11).

La Carpologie du grec *Karpos* rassemble les études des fruits et des graines et bien souvent d'autres macrorestes liés à la fructification des plantes, des épis par exemple, découverts principalement dans les sédiments archéologiques.

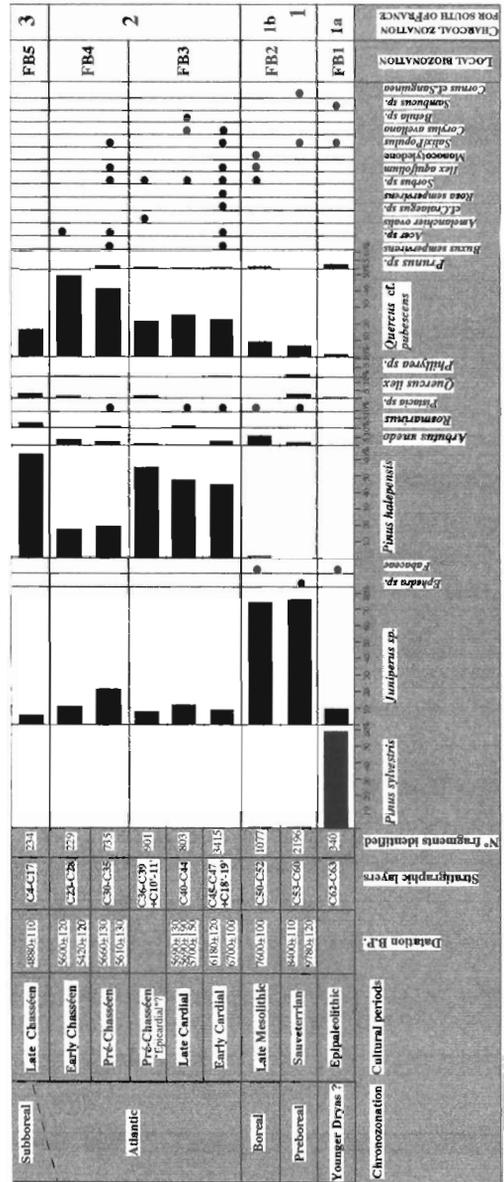
Ces études voient le jour dès 1865 en Suisse et en 1872 dans l'est de la France, enfin plus tardivement, dans le sud de la France vers 1906.

Fig. 10 : Diagramme anthracologique de la Baume de Fontbrégoua (d'après Thiébaud, 1997).

D'une façon générale, c'est une science assez récente dont le développement réel se situe vers les années 1970. Quelques noms de spécialistes à retenir sont ceux d'E. Boureau, J. Erroux, Ph. Marinval, J.L. Vernet, W. van Zeist... (cf. Marinval, 1988).

Quand ces restes végétaux sont fossilisés, ils apparaissent fréquemment carbonisés à la suite d'incendies ou de grillage; mais ils peuvent être aussi minéralisés par un processus physico-chimique lié au sédiment ou, dans le cas de sites immergés, imbibés de substances minérales dissoutes qui remplacent par précipitation chimique leur matière organique.

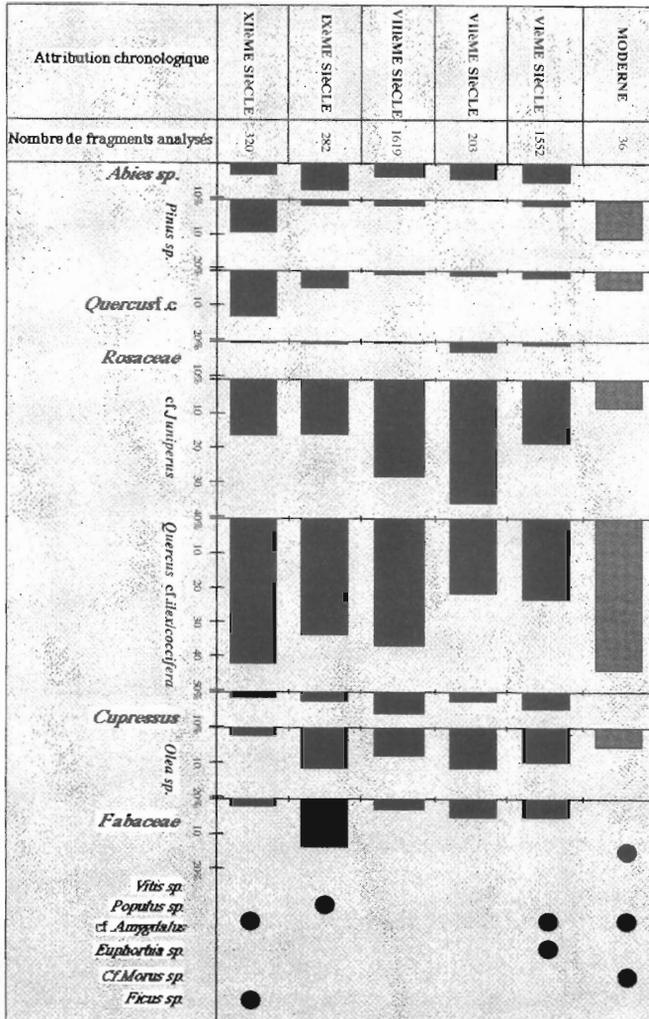
Dans tous les cas, les paléosemences sont récoltées à la fouille par flottation ou tamisage des sédiments sous l'eau, selon leur taille, leur mode de fossilisation et la nature des dépôts qui les ont conservés. Elles sont ensuite déterminées à partir d'une collection de réf-



rence de semences actuelles et d'atlas photographiques, puis regroupées par espèces. Les données obtenues peuvent être interprétées en termes, d'une part, de paléobotanique en contribuant à la reconstitution de l'histoire d'un végétal, d'autre part, de paethnobotanique en permettant d'approcher les activités humaines en liaison avec l'exploitation des plantes, cultivées ou non.

Les découvertes carpologiques se multiplient à mesure que l'on se rapproche du Néolithique qui a vu s'épanouir les différentes étapes de l'économie agricole.

Fig. 11 :
Diagramme
anthracologique
de Delphes
(d'après Thiébaud
et Renault-
Miskovsky, 1997).



Il faut cependant souligner l'importance des récoltes effectuées dans des sédiments paléolithiques, épipaléolithiques et mésolithiques, notamment à propos d'études réalisées dans des gisements français (Boone et Renault-Miskovsky, 1976). Nous citerons :

- des noyaux de fruits (prunes, prunelles, cerises...) des noix, des noisettes et des glands, dans la couche à galets colorés du Mas d'Azil.
- des graines de micocoulier dans la grotte de l'Escale à Saint-Estève-Janson, dans la grotte du Mas des Caves à Lunel-Viel et dans la Caune de l'Arago à Tautavel.
- des pépins de raisin sur le site de Terra-Amata à Nice.
- des fruits de légumineuses (pois, lentilles...) et des pépins de raisin dans les Baumes de Fontbregoua à Salernes et de l'Abeurador à Felines-Minervois.
- un fruit entier et des pépins de poire à Téviéc en Bretagne.
- enfin, des noisettes carbonisées fréquentes dans de nombreux sites en Alsace, dans l'Ain, dans l'Aveyron, en Dordogne...

Cet inventaire pourtant incomplet témoigne bien du rôle de la cueillette dans la vie quotidienne de l'homme préhistorique dès le Paléolithique. Le menu végétal potentiel de ce dernier a même été partiellement reconstitué, avant et après le feu, à partir des données de la Palynologie archéologique du Paléolithique inférieur et moyen du Sud-Est de la France (Couplan, 1996). Nombreuses aussi sont les descriptions d'outils en pierre, taillés en vue de la récolte des végétaux : lamelles à fines denticulations et couteaux-faucilles.

Une certaine « proto-agriculture » semble s'être manifestée dans la France méridionale, entre 8000 ans et 6500 ans avant notre ère, quelques exemplaires de graines de légumineuses de Fontbregoua et de l'Abeurador rappelant des formes cultivées.

Elle serait contemporaine des premières phases de l'agriculture au Proche-Orient, dans le « croissant fertile » (Syrie et Palestine), là où se situent les origines de l'agriculture européenne.

La première véritable agriculture apparaît dans le Sud de la France au Néolithique ancien ou Cardial vers 5800 av. J.-C. et dans le Nord, autour de 5000 av. J.-C., avec la civilisation néolithique danubienne. (Fig.12, 13a et 13b).

L'étude exhaustive des résultats présentés ci-dessus met en évidence l'évolution du comportement alimentaire, des populations qui se sont succédé, du Néolithique ancien au Bas Moyen-Age (Ruas et Marinval, 1991) :

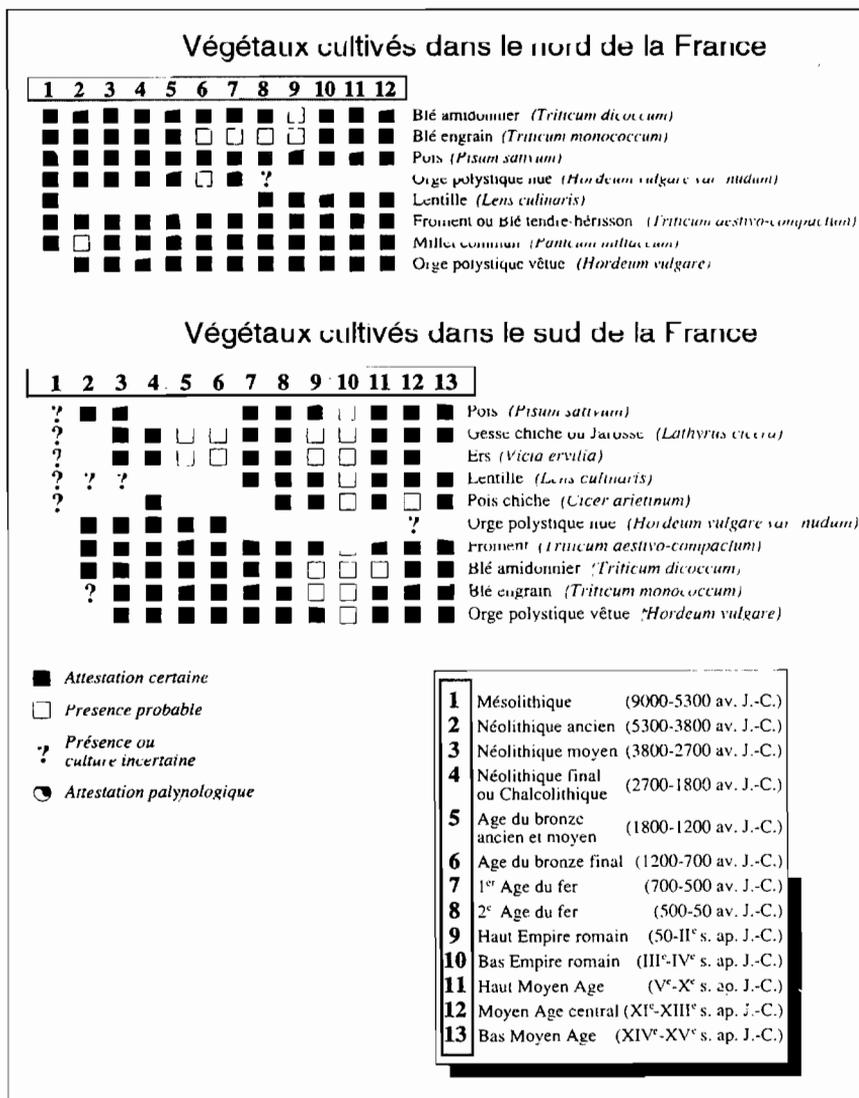


Fig. 12: Les végétaux cultivés en France du Néolithique ancien au Bas Moyen-Âge (d'après Ruas et Marinval, 1991).

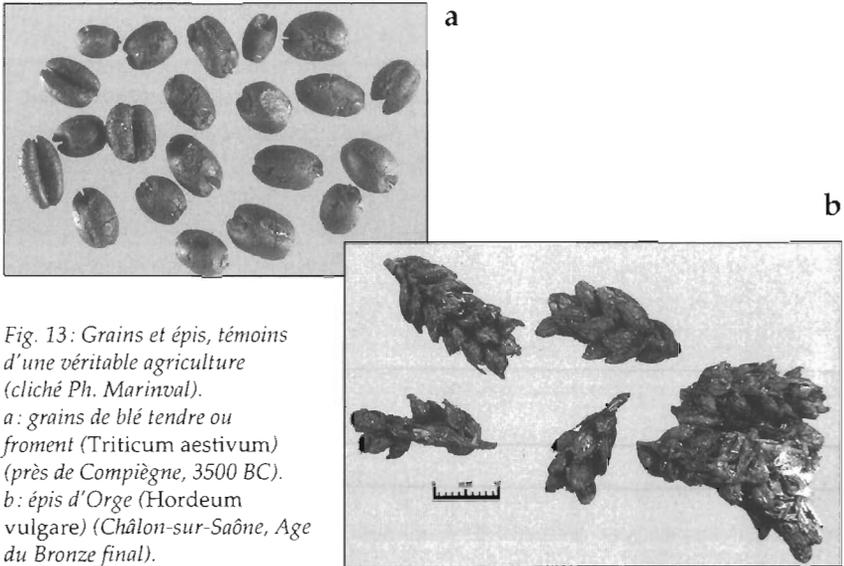


Fig. 13: Grains et épis, témoins d'une véritable agriculture (cliché Ph. Marinval).
 a : grains de blé tendre ou froment (*Triticum aestivum*) (près de Compiègne, 3500 BC).
 b : épis d'Orge (*Hordeum vulgare*) (Châlon-sur-Saône, Age du Bronze final).

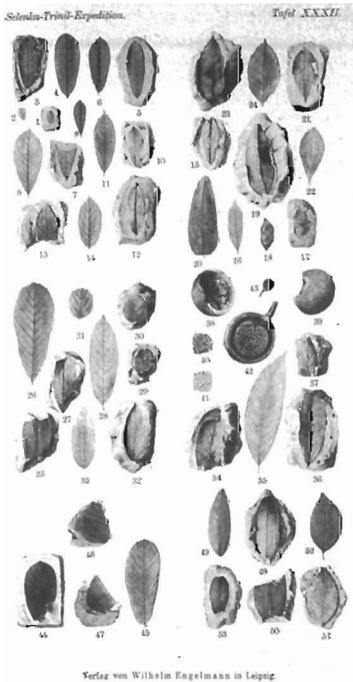


Fig. 14: Empreintes de feuilles et graines du site de Trinil, Java central (d'après Selenka et Blanckenhorn, 1911).

Fig. 15: Empreintes de feuilles du site de Ngebung, Java central (cliché A.-M. Sémah).



- certaines cultures sont permanentes du Néolithique ancien au Bas Moyen-Age. Ce sont le blé amidonnier (*Triticum dicoccum*), le blé en grain (*Triticum monococcum*), le froment (*Triticum aestivocompactum*), l'orge vêtue (*Hordeum vulgare*), le pois (*Pisum sativum*) et la lentille (*Lens culinaris*).
- la culture des céréales se diversifie à partir du 1er âge du fer.
- la polyculture se développe avec les colonisations grecque et romaine : les arbres fruitiers à partir du Haut Empire romain qui sont accompagnés de certains légumes (carotte, fenouil) à partir du Bas Moyen-Âge.
- les végétaux exotiques sont rapportés du Nouveau Monde et introduits par les grands voyageurs à partir du XVIe siècle.

Outre les graines, les macrorestes végétaux se fossilisent tels que les branches, mais aussi les feuilles, ces dernières assez souvent sous forme d'empreintes.

Très tôt (1907-1908) en Indonésie, une expédition pluridisciplinaire a étudié le site préhistorique de Trinil à Java central et inventorié une grande quantité d'empreintes de feuilles et de graines : *Ficus*, *Castanopsis*, *Altingia*, *Feronia*..., (Selenka et Blanckenhorn, 1911, Fig. 14). A Java central également, sur le site de Ngebung daté de 800 000 ans, des empreintes de feuilles ont été dégagées (Fig. 15).

La Figuration Pariétale. Peu de figurations pariétales végétales ont été relevées jusqu'à ce jour et quand elles sont publiées, le végétal n'est pas réellement identifiable ; c'est le cas par exemple du « rameau de feuilles » qui décore une des faces du Bâton de Veyrier (Breuil, 1913, Fig. 16). Ce type de document serait pourtant d'une extrême utilité.

Aux figurations pariétales, il faut associer les représentations symboliques de plantes sculptées sur de nombreux temples avec, par exemple, les *Lotus*, *Ficus* et palmiers d'Angkor au Cambodge ainsi que celles de Prambanan et Borobudur à Java.

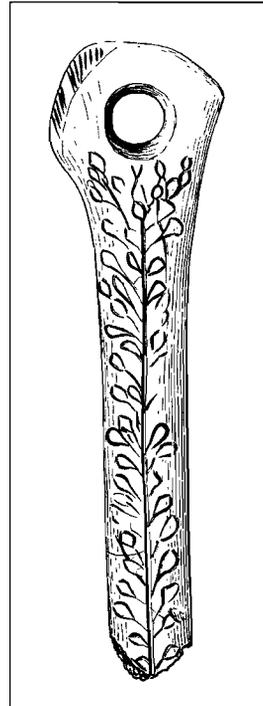


Fig. 16 : « Rameau de feuilles » sur une face du Bâton de Veyrier (d'après Breuil, 1913).

DEUXIÈME PARTIE

L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION

EN EUROPE

**LA CHRONOLOGIE POLLINIQUE DE LA FIN DU PLIOCÈNE, DU
PLÉISTOCÈNE ET DE L'HOLOCÈNE EN EUROPE.
STATIONS ÉPONYMES ET HISTORIQUES; NOUVELLES DONNÉES.**

Vincent Lebreton, Josette Renault-Miskovsky et Anne-Marie Sémah

Notre objectif est de rappeler l'origine de la chronologie pollinique, c'est-à-dire de mentionner les stations éponymes découvertes entre les années 1950 et 1965 qui ont permis de mettre en évidence les périodes interglaciaires et interstadias telles qu'elles sont définies par les palynologues :

- Les « glaciaires » correspondent à des périodes suffisamment longues et froides pour que disparaisse la totalité d'une végétation forestière, remplacée par une strate d'herbacées steppiques.
- Les « interglaciaires » sont des périodes climatiques chaudes et humides qui concourent à la restauration complète de la végétation arboréenne.
- Les « Stades » représentent les périodes froides des phases glaciaires interrompues par des « Interstades », qui sont des oscillations climatiques mineures entraînant la reprise partielle et botaniquement incomplète de la forêt sur la steppe.

La végétation et la climatologie des périodes glaciaires du Pléistocène moyen et supérieur ne font généralement pas appel à la palynologie de stations éponymes particulières, mais sont le plus souvent associées aux résultats concernant les interglaciaires ; aussi les traiterons-nous en fonction de leur situation avant ou après un interglaciaire.

À la lumière des nouvelles découvertes, nous tenterons, quand cela est possible, de replacer les séquences initiales dans la chronologie actuellement établie à partir des stades isotopiques de l'oxygène, souvent corrélés par ailleurs avec certaines datations absolues.

La limite Pliocène-Pléistocène

Le Quaternaire est la dernière des trois périodes de l'ère Cénozoïque, après le Paléogène et le Néogène. C'est une brève période géologique d'environ deux millions d'années où s'enregistrent des alternances

climatiques de type glaciaire-interglaciaire. Le Quaternaire englobe les étages Pléistocène et Holocène, succédant à l'étage Pliocène de la fin du Néogène.

La définition du stratotype de la limite Pliocène-Pléistocène, sur la section de Vrica (Calabre, Italie), a été acceptée lors du Congrès International de Géologie de Moscou en 1984 (Aguirre et Pasini, 1985). Cette limite Pliocène-Pléistocène est datée de 1,796 million d'années (i.e., base du stade isotopique 63), très proche du sommet de l'épisode paléomagnétique d'Olduvai (Cande et Kent, 1995).

Cependant des études polliniques menées dans le N-W de l'Europe montrent que des détériorations climatiques, induisant des changements profonds dans la composition de la faune et de la flore, s'enregistrent à partir de 2,6 millions d'années, c'est-à-dire avant la fin du Pliocène. Aussi beaucoup de palynologues et de stratigraphes font fréquemment coïncider le début du Quaternaire, et donc le passage Pliocène-Pléistocène, avec la limite paléomagnétique Gauss-Matuyama, synchrone du stade isotopique 104, il y a 2,6 millions d'années environ (Kolfschoten et Gibbard, 1998). Néanmoins, cette proposition de définition n'a toujours pas été votée à la majorité requise par les deux commissions du Néogène et du Quaternaire.

Les multiples sondages réalisés à proximité des villes de Reuver, Belfeld, Tegelen et Venlo, dans la province de Lindbourg aux Pays-Bas, montrent une succession de formations lithostratigraphiques graveleuses, sableuses et argileuses : formation de Kieseloölite, formation de Tegelen et formation de Kedichem. L'étude pollinique de ces dépôts de la région de Reuver-Tegelen a permis de décrire l'évolution du paysage et du climat pendant le Pliocène et le Pléistocène inférieur.

La fin du Pliocène

Les étages Reuvérien, Praetiglien et Tiglien terminent le Pliocène, jusqu'à la limite Pliocène-Pléistocène. Les étages Reuvérien, Praetiglien et Tiglien, définis par I.M. Van der Vlerk et F. Florschütz (1953), ont été précisés du point de vue de l'évolution de la végétation et du climat par W.H. Zagwijn (1957 ; 1960 ; 1963a ; 1963b ; 1992).

Les premières analyses polliniques considéraient ces étages comme des ensembles monolithiques d'un point de vue climatique, avec successivement une longue période chaude et humide (Reuvérien), suivie d'une première phase glaciaire intense (Praetiglien) et d'un nouveau réchauffement (Tiglien). Ce n'est que récemment que des analyses isotopiques sur des carottes de glace ont montré que la fin du Pliocène connaissait des

brèves alternances glaciaire-interglaciaire, forcé par le paramètre orbital de l'obliquité, avec des périodes de 40 000 ans (Raymo *et al.*, 1989).

Les analyses des niveaux des argiles inférieure et supérieure de Reuver de la formation de Kieseloölite, montrent que la flore du Reuvérien regroupe des associations thermophiles diversifiées. *Taxodium*, *Sciadopitys*, *Sequoia*, *Symplocos*, Sapotaceae, *Nyssa*, *Castanea*, *Liquidambar*, *Aesculus*, *Vitis*, *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, des espèces mésophiles caducifoliées (*Alnus*, *Salix*, *Betula*, *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*) et des conifères comme *Abies*, *Picea* et *Pinus*, sont mentionnés (Zagwijn, 1960 ; 1992). Cette phase forestière se met en place sous un climat chaud et humide, mais les premiers signes de détérioration climatique s'enregistrent déjà. Le Reuvérien s'achève au début du stade isotopique 104, il y a 2,6 millions d'années (Clet-Pellerin *et al.*, 1999).

L'étage Praetiglien suivant est daté entre 2,6 et 2,3 millions d'années (Clet-Pellerin *et al.*, 1999). Cet étage, analysé à travers le niveau de graviers de Belfeld de la formation de Tegelen, fut tout d'abord considéré comme une entité monolithique de type glaciaire (Zagwijn, 1960). Les récentes études ont montré qu'en fait cet étage enregistrait une succession de phases climatiques glaciaires-interglaciaires clairement identifiées se retrouvant dans l'évolution des formations végétales (Combourieu-Nebout, 1993). D'une manière générale, les arbres thermophiles ont presque complètement disparu et les herbacées dominent le paysage ouvert (Poaceae, Cyperaceae, Ericaceae). Ces détériorations climatiques voient l'extinction d'espèces sensibles au refroidissement et à la sécheresse (*Taxodium*, *Sciadopitys*, *Sequoia*) et la disparition ou la régression d'arbres tels que *Liquidambar*, *Nyssa*, *Juglans* et *Castanea*.

Les cycles glaciaires-interglaciaires du complexe Tiglien couvrent la période comprise entre 2,3 et 1,78 millions d'années (Clet-Pellerin *et al.*, 1999). Sur la base des analyses des argiles de Belfeld, des graviers et des argiles de Tegelen de la formation de Tegelen, le Tiglien fut subdivisé en cinq stades: Tiglien A, B, C1-4b, C4c et C5-6 (Zagwijn, 1963a). Le Tiglien montre globalement le retour de conditions climatiques plus clémentes permettant le développement de taxons arborés. Des éléments comme *Carya*, *Pterocarya* et *Vitis* progressent après avoir résisté aux « froids » du Praetiglien.

Le Pléistocène inférieur

Les subdivisions reconnues dans le Pléistocène inférieur furent définies à partir des observations stratigraphiques des dépôts post-Tertiaires

hollandais (Van der Vlerk et Florschütz, 1953; Van der Vlerk, 1957; Van der Heide et Zagwijn, 1967).

Le début du Pléistocène inférieur est aussi marqué par une alternance de périodes glaciaires-interglaciaires. À partir de l'analyse pollinique de la formation de Kedichem, les étages « climatostratigraphiques » du Pléistocène inférieur furent rattachés à une succession de phases froides et chaudes.

Chronologiquement, les étages du début du Pléistocène inférieur sont l'Eburonien (« phase froide »), le Waalien (« phase chaude ») et le Ménapien (« phase froide ») (Zagwijn, 1957). La « phase chaude » du Bavélien, qui termine le Pléistocène inférieur, fut définie ultérieurement et dissociée du début du Cromérien (Pléistocène moyen), en analysant les dépôts de la formation de Sterksel (Zagwijn et de Jong, 1984), toujours dans le sud de la Hollande. Le Bavélien révèle les phases climatiques suivantes : interglaciaire de Bavel, glaciaire de Linge, interglaciaire de Leerdam et glaciaire de Dorst.

Là encore, ces attributions à des phases chaudes ou froides restent des appréciations très générales, car si globalement des épisodes montrent un cachet interglaciaire, de brèves périodes attribuables à des interstadias ou à des phases glaciaires sont décelées au sein de ces périodes. En fait, les analyses récentes sur des carottes de glace de l'hémisphère nord mettent en évidence une succession de cycles glaciaires-interglaciaires, de périodes variables, pendant tout le Quaternaire (Ruddiman *et al.*, 1989).

Jusqu'à 1 million d'années environ, ces cycles ont une période de 41 000 ans, forcé par le paramètre orbital de l'obliquité, comme pour la fin du Pliocène. Des études polliniques récentes ont aussi montré qu'au sein de ces cycles de 41 000 ans, les périodes glaciaires avaient une durée d'environ 25 000 ans (Combourieu-Nebout et Vergnaud Grazzini, 1991).

Vers 0,9 million d'années, la nouvelle prédominance du paramètre orbital de l'excentricité provoque un changement de périodicité des cycles glaciaire-interglaciaire qui passent de 41 000 à 100 000 ans. Des études polliniques, dans des bassins lacustres de l'Italie centrale, ont récemment montré que lors de cette période de transition, le climat était extrêmement aride, même lors des périodes interglaciaires (Bertini, 2000). Ce n'est qu'à partir de 0,7-0,6 million d'années que la reprise de l'humidité a été suffisante lors des périodes interglaciaires pour permettre le développement des associations forestières.

Les interglaciaires du Pléistocène moyen

Cromérien

Le terme de Cromérien est mis en parallèle avec l'interglaciaire « Günz-Mindel » de l'ancienne nomenclature relative aux glaciations alpines.

Il a été défini à Cromer sur la côte de l'East Anglia (Royaume-Uni) à partir de l'analyse pollinique de dépôts tourbeux, peu épais (entre 30-40 cm et 2 mètres), intercalés entre un dépôt coquillier de base (le Weybourne Crag) et des argiles saumâtres d'eau douce surmontées par la moraine actuellement entaillée en falaise. La palynologie a révélé dans la tourbe, le développement temporaire de la chênaie mixte (avec de très rares pollens tertiaires et la présence continue de l'épicéa), témoin d'une oscillation climatique tempérée de caractère interglaciaire (Duigan, 1963).

Le terme de Cromérien a ensuite été adopté par les géologues allemands et hollandais pour désigner les séquences interglaciaires contemporaines, notamment la formation hollandaise de Sterksel (Van der Heide et Zagwijn, 1967);

Holsteinien — Hoxonien

Le terme de Holsteinien désigne l'étage géologique du Pléistocène moyen qui correspond à l'interglaciaire « Mindel-Riss » de la chronologie alpine. Il a d'abord été défini dans un niveau du gisement de Fahrenkrug dans le Holstein (Allemagne du Nord), attribué par la suite à l'interglaciaire Eémien suivant (Averdieck, 1962), mais réellement identifié à Rosmalen dans le Nord de la Campine aux Pays-Bas; le diagramme révèle la place importante du sapin et de l'épicéa dans le paysage surtout durant la 2ème moitié de cette phase climatique tempérée interglaciaire (Van der Vlerk et Florschütz, 1953; Ridder et Zagwijn, 1962).

À Hoxne, Suffolk (Royaume-Uni), la séquence pléistocène composée de dépôts lacustres provenant de la fonte d'un culot de glace, recouverts de cryoturbations et de matériel morainique, a été mise en relation avec l'industrie acheuléenne de la terrasse de 30 m de la Tamise à Swanscombe. L'analyse pollinique a mis en évidence la succession de 3 couvertures végétales: d'abord ouvert à *Hippophae rhamnoides*, le paysage se couvre de la chênaie mixte à laquelle se joignent ensuite, le charme, l'épicéa et le sapin (West, 1956); d'où le terme d'Hoxonien pour désigner ce même épisode interglaciaire.

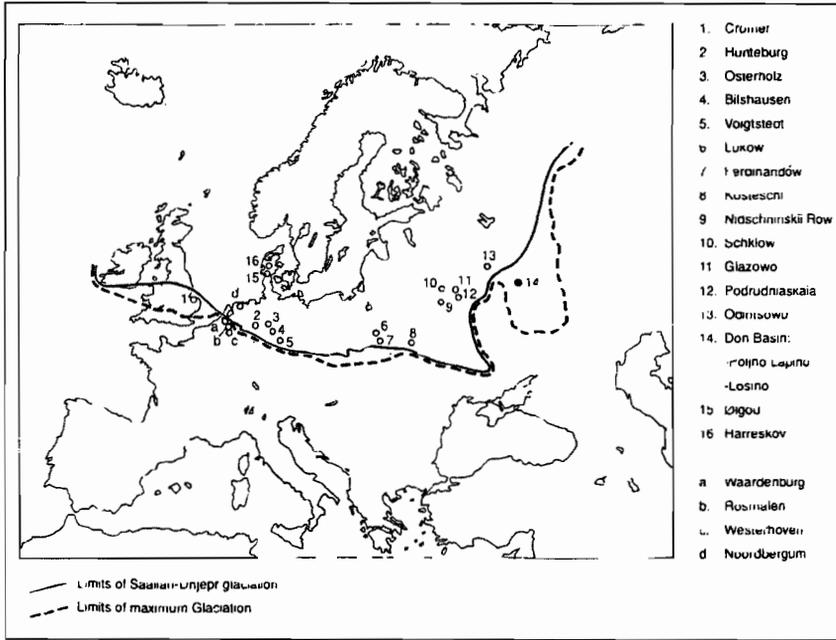


Fig. 2: Carte de localisation des principaux sites ayant permis une investigation pollinique pour le « complexe cromérien » en Europe septentrionale (Zagwijn, 1996).

The Netherlands	East Anglia	Germany	Denmark	Poland	Byelorussia (Belarus or Polesie)	Don Basin	Isotope stage
Saalian Hoogeveen		Saale (Dornitz) Weckers/Dornitz		Central Polish Glac			7
Holsteinian	Hoernum	Funten	Vejby/Tornskov	Mesovian	Lichwin		8
Elsterian		Elster					9
Cromanian	IV Noordbergum	Cromanian: Ostend (Arnicole)	Bismarck; Kälich				11
	C						
	III Rosmalen			Upper Optimum	Upper Optimum	Musckajki/ Polesie/Polje Interplacé!	13
	B						
	II Westervoort	Cromanian: West Funten (Mimomyz)	Humburg	Elgod/Harreskov	Schklow: interglacial (Weichselian flow and other sites)	Interplacé! (Mimomyz)	15
A				Lower Optimum	Lower Optimum		
I Waardenburg		Osterholz		South Polish Glac			21
Bevelian	Laarlam						23
	Bevel	Schwarzhelm					25
Mengajar							

Fig. 3: Proposition de corrélations entre les différentes phases climatiques du Pléistocène inférieur et moyen de l'Europe septentrionale, à partir des résultats obtenus sur les sites consignés sur la carte de la figure 2 (Zagwijn, 1996).

L'interglaciaire et les interstades du Pléistocène supérieur

Eémien

La dénomination Eémien de la première période climatique du Pléistocène supérieur, émane de l'analyse pollinique des sédiments d'Averbergen déposés dans l'embouchure de la rivière Eem au sud de Hambourg, au nord de l'Allemagne (Selle, 1957); la coupe présente de bas en haut:

- des argiles à blocs de la moraine
- des dépôts lacustres plus ou moins tourbeux
- des alluvions fluvio-glaciaires

et la palynologie révèle:

- À la base une végétation de front morainique c'est-à-dire une flore arctique à *Dryas octopetala* associée progressivement au bouleau nain, puis au pin.
- puis l'arrivée des genres thermophiles (chênes, ormes, tilleuls) qui accompagnent le bouleau et le pin
- puis l'association feuillus, épicéas et quelques pins
- ensuite une phase à charmes
- ensuite le développement de l'épicéa avec le sapin et l'aulne
- enfin une nouvelle extension de la forêt de pins et de bouleaux suivie de la réinstallation de la flore arctique.

La période interglaciaire individualisée a longtemps représenté l'Eémien *sensu lato* ou stade isotopique 5, synonyme de l'interglaciaire alpin (Riss-Würm); mais en 1978, la parution du diagramme vosgien de la Grande Pile (Woillard, 1978, 1979) démontre que l'Eémien n'est que la première phase d'un complexe de réchauffement interglaciaire s'étant manifesté en trois épisodes successifs: Eémien, Saint-Germain 1, Saint-Germain 2. L'Eémien *sensu stricto* devient alors le stade isotopique 5e par rapport aux datations ¹⁴C obtenues à la Grande Pile et à la mise en parallèle du diagramme avec l'échelle des stades isotopiques (Woillard et Mook, 1982) (Fig. 4).

Le terme de Eémien (s.l.) est utilisé en Allemagne du Nord et aux Pays-Bas. Il correspond à l'interglaciaire Ipswich-Cambridge parfois admis pour l'East Anglia.

Les interstades du Würmien (ou Wechselien) ancien: Amersfoort, Brörup et Odderade

Le début de la dernière glaciation ou Würm ancien = Würmien ancien en terme de glaciation alpine ou Wechselien pour l'Europe septen-

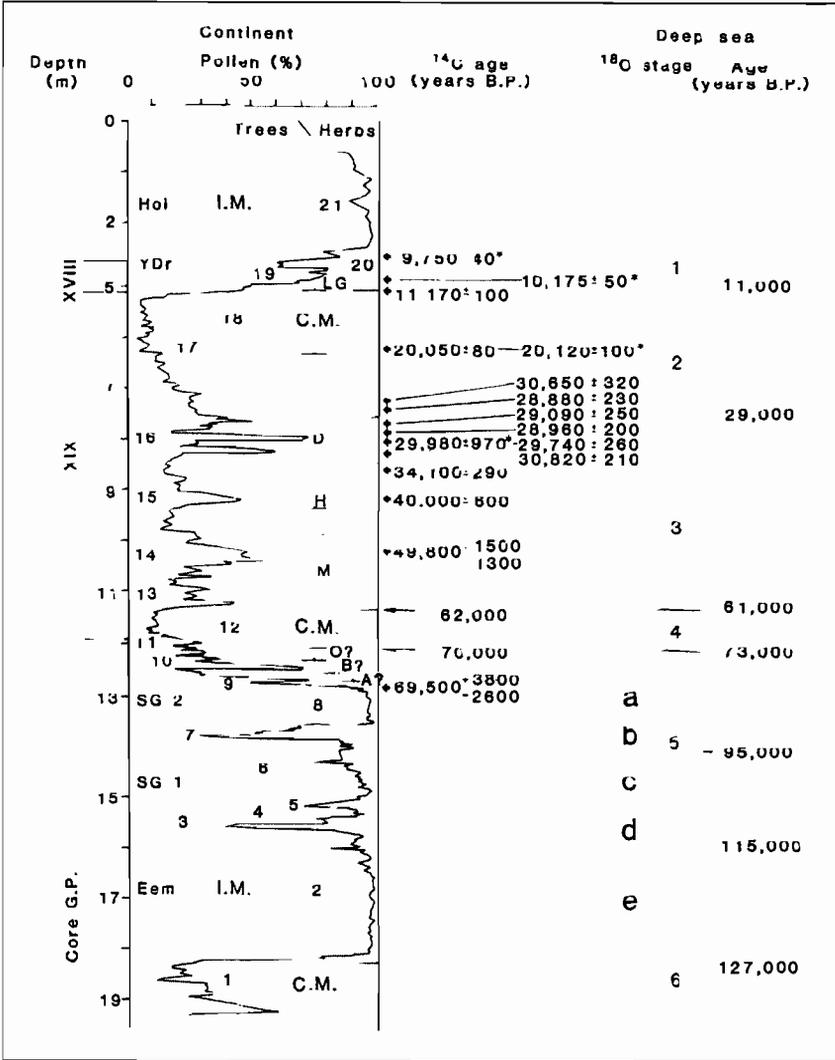


Fig. 4: Datations ¹⁴C de la tourbière de la Grande Pile et corrélations avec l'échelle des stades isotopiques de l'oxygène (Woillard et Mook, 1982).

trionale (du nom de la rivière Wechsel) a connu un climat froid entrecoupé de trois améliorations climatiques majeures ou interstades : Amersfoort, Brörup et Odderade.

- Amersfoort

C'est la stratigraphie du tunnel d'Amersfoort, entre Wageningen et Amsterdam dans la vallée de la rivière Eem en Hollande, qui a donné matière à des analyses sédimentologiques et palynologiques dans une série continentale (constituée de sables, argiles, limons et tourbes) reposant sur les dépôts marins et saumâtres de l'Éémien. Les niveaux humiques et les sols correspondent à des épisodes tempérés également mis en évidence par les résultats de l'analyse pollinique (Zagwijn, 1961). Dans un premier temps, le recul des Ericacées et de l'épicéa est accompagné par l'extension du saule et des prêles; ensuite la forêt de bouleaux se développe mais elle est supplantée par la progression de la pinède et par le retour temporaire d'essences plus thermophiles (aulne, noisetier, chêne et orme). Le retour du froid et de l'humidité est marqué par la reprise des prêles.

Au Danemark, l'interstade est plus principalement marqué par une diminution de l'humidité que par une augmentation de la température; les sols sont ainsi stabilisés et colonisés par le bouleau nain et le genévrier (Andersen, 1961).

En Allemagne du Nord, l'amélioration climatique se manifeste quand les Ericacées et l'épicéa s'effacent devant la réinstallation de groupements forestiers à bouleaux qui dominent les pins (Averdieck, 1967).

- Brörup

Ce sont les spectres polliniques de dépôts lacustres situés dans la localité de Brörup au Danemark, sur la côte ouest du Jutland, qui ont permis de définir ce second interstade du Würmien ancien (Andersen, 1957). Les landes à bouleaux nains et genévriers sont progressivement remplacées par des groupements forestiers fermés, d'abord de bouleaux pubescents, puis de pins et enfin d'essences plus thermophiles (noisetier, frêne, chêne et orme); à l'optimum climatique correspond une extension de l'épicéa (*abies* suivi d'*omorikoïdes*). La fin de l'oscillation est marquée par l'association pin-épicéa-bouleau dominant un sous-bois d'Ericacées, principalement à callunes. À noter que le couvert forestier est certainement resté ouvert, comme en témoigne la persistance des héliophytes.

Les végétations du Nord de l'Allemagne et de la Hollande sont très proches de celles du Danemark durant cet interstade de Brörup, bien que

semblant un peu plus thermophiles pour la Hollande (Zagwijn, 1961 ; Andersen, 1961).

- Odderade

C'est à Odderade en Allemagne, dans le Schleswig-Holstein, au nord de l'embouchure de l'Elbe, que la palynologie des tourbes intercalées dans des sables a permis de révéler un interstade postérieur à celui de Brörup (Averdieck, 1967); le diagramme est le seul à montrer la présence simultanée des trois oscillations; Amersfoort, Brörup et Odderade. Les végétations de Brörup et Odderade sont très proches.

En Allemagne du Nord, l'interstade d'Odderade se distingue de Brörup par le faible développement de l'épicéa *abies*, la rareté de *omorioides* et le rôle effacé de l'aulne.

Le Würmien ancien, contemporain de la civilisation néandertalienne et de ses industries moustériennes est resté longtemps mal calé dans le temps, entre la fin du dernier interglaciaire éémien et le début du Würmien récent avec l'avènement du Paléolithique supérieur. C'est la progressive corrélation des trois interstades du Würmien ancien avec le diagramme de la Grande Pile (Fig. 4) (Woillard, 1978 ; 1979; Woillard et Mook, 1982; Zagwijn, 1989) et la mise en parallèle des améliorations climatiques révélées par la palynologie avec celles enregistrées le long de la courbe climatique obtenue par le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les tests de foraminifères des carottes marines profondes, qui ont permis de proposer des datations absolues; en effet les carottes marines conservent des intercalations de cendres

Propositions de datations (BP)

	Labeyrie, 1984	Douglas <i>et al.</i> , 1987	Bassinot <i>et al.</i> , 1994
Amersfoort base de St Germain 1 ; base stade 5.c ou 5.3	108 000	de 107 à 103 000	de 106 à 97 000
Brörup somet de St Germain 1 somet de stade 5c ou 5.3	# 100 000	99 à 96 000	de 97 000 à 86 000
Odderade Saint Germain 2; stade 5.a ou 5.1	85 à 75 000	90 à 79 000	79 000

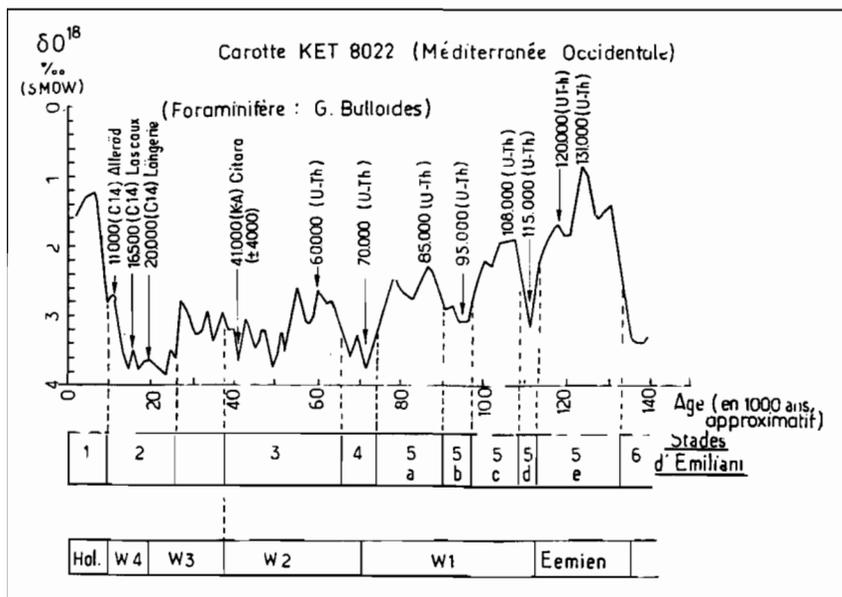


Fig. 5 : Mise en parallèle des variations climatiques enregistrées le long de la courbe $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les tests de foraminifères de la carotte KET 8022 (Méditerranée occidentale), avec des datations absolues et les épisodes würmiens (Labeyrie, 1984).

volcaniques datées par la méthode Uranium-Thorium. Ainsi les corrélations avec les stades isotopiques et les datations absolues suivantes peuvent être proposées (Fig. 5, Labeyrie, 1984; Douglas *et al.*, 1987; Bassinot *et al.*, 1994).

À la limite Würmien ancien – Würmien récent

• Hengelo

Le bassin de Hengelo aux Pays-Bas résulte de l'action glaciaire de l'inlandsis de la Saale.

Les sédiments accumulés dans le bassin ont donné matière à plusieurs analyses polliniques (Zagwijn, 1961 ; 1974a et b; Zagwijn und Paepe, 1968).

- Un léger réchauffement dans le sondage 1 au niveau daté au ^{14}C : $> 51\ 600 \text{ GrN-4289}$ et $45\ 600 \pm 1900 \text{ GrN-3177}$ est nommé Moershoof (du nom de la localité située à l'extrême Sud-Ouest de la Hollande) et se place-

rait entre Brörup (interstadaire Würmien) et Hengelo, mais serait distinct de Odderade (autre interstadaire Würmien).

Cette même oscillation est retrouvée dans le sondage 2a pour une date de $50\ 000 \pm 4000 / 2400$ (Gr N-4252).

- Au niveau de la tourbière townhall, une oscillation datée au ^{14}C $38\ 700 \pm 400$ Gr N-2504 dans la fourchette $39\ 000 - 37\ 000$ B.P. pour W.H. Zagwijn (1989), c'est-à-dire $37\ 000 - 35\ 000$ BC, a aussi été appelée interstade d'Hengelo (Van der Hammen *et al.*, 1967).

• Les Cottés

Dans une couche archéologique de la grotte des Cottés (Vienne, France), séparant des niveaux moustérien et périgordien ancien, deux spectres polliniques indiquent une forte extension des arbres, en particulier du chêne, interrompant de vastes espaces steppiques parsemés de pins; l'amélioration climatique qui se manifeste ainsi, à la transition Paléolithique moyen — Paléolithique supérieur, est appelée « interstade des Cottés » (Bastin *et al.*, 1976). D'après les datations au ^{14}C obtenues dans la couche moustérienne sous-jacente: $35\ 650$ BC. GrN-4421 et dans la couche périgordienne sus-jacente: $31\ 350$ BC GrN-4333, l'oscillation climatique peut se situer entre $35\ 000$ et $31\ 000$ BC. dans une fourchette de temps postérieure à Hengelo.

Les interstades du Würmien (ou Wechselien) récent

Si l'on admet que les interstades de Hengelo et Les Cottés se situent à la charnière Würmien ancien — Würmien récent, les interstades suivants interrompent le froid sec qui a régné en Europe occidentale durant presque tout le Paléolithique supérieur. Ils ont, pour la plupart, été mis en évidence à travers les spectres de la palynologie archéologique. Les sites éponymes sont, sauf exception, des gisements préhistoriques français.

Nous les énumérons dans l'ordre chronologique:

- Arcy (grotte du Renne à Arcy-sur-Cure, Yonne, $28\ 000 \neq 29\ 000$ BC; Leroi-Gourhan, 1964; David *et al.*, 2001).

- Kesselt (sol, Belgique, $\neq 26\ 000$ BC; Gullentops, 1954).

- Tursac (Abri du Facteur, Dordogne, $\neq 21\ 500$ BC; Leroi-Gourhan, 1968).

- Laugerie (site de Laugerie-Haute, Dordogne $\neq 17\ 700 - 16\ 500$ BC; Paquereau, 1978; Leroi-Gourhan, 1980).

- Lascaux (grotte de Lascaux, Dordogne, $\neq 15\ 000 - 14\ 000$ BC; Leroi-

Gourhan, 1960 ; 1965 ; Leroi-Gourhan et Girard, *in* Leroi-Gourhan et Allain, 1979 ; Leroi-Gourhan, 1980).

Mise en évidence des interstades

Arcy: spectre pollinique

- Grotte du Renne, couche VII, niveau aurignacien daté de 28 420 BC (ou en mesures par AMS: 30 800±250 B.P., Gr N-1717-31 800±250 BP, Ly-2162, David *et al.*, 2001), poussée du boisement au milieu de la steppe, avec pins, bouleaux, saules, genévriers et quelques taxons thermophiles.

Kesselt: formation d'un sol (daté ≈ 26 000 BC).

- spectre pollinique dans le diagramme d'Arcy au-dessus de l'interstade d'Arcy, montée du taux de boisement.

Tursac: spectre pollinique

- fluctuation tempérée dans le niveau périgordien V à burins de Noailles et Vénus, marquée par le développement du couvert forestier à bouleaux, genévriers, aulnes, saules et un fort indice d'humidité à la base.

Laugerie: spectre pollinique

- dans le Solutréen supérieur, le taux de boisement s'élève à 41 % avec des pins, de nombreux noisetiers et aulnes et plusieurs taxons très thermophiles (chênes, ormes, tilleuls, charmes, érables... lierres, buis, fusains); à noter la présence sporadique du noyer et du pin maritime. Ce réchauffement se situerait à la limite Würmien III — Würmien IV.

Lascaux: spectre pollinique au niveau Magdalénien II (date ≈ 15 240–14 150 BC).

- couvert forestier important (AP ≈ 60 %): chênaie mixte et essences thermophiles telles que le noyer, accompagnées de noisetiers et pins plus rares.

Il est à souligner que les spectres archéo-polliniques apportent parfois des précisions chronologiques plus fines que les seules études typologiques; souvent corrélés avec des datations absolues, ils peuvent témoigner de certaines contemporanéités climatiques et culturelles et prouvent souvent que l'évolution des stades industriels n'est pas spécialement liée, ni inféodée aux variations du climat (Leroi-Gourhan *in*: Art et civilisations des chasseurs de la Préhistoire, 1984; Renault-Miskovsky et Petzold, 1989-1992).

Le Tardiglaciaire

À partir de cette période, c'est la méthode de datation au ^{14}C qui est systématiquement appliquée.

La fin du Paléolithique supérieur et le début de l'Épipaléolithique se superposent à une période climatique durant laquelle des oscillations vers des températures plus clémentes se rapprochent et s'intensifient; c'est le Tardiglaciaire entre \approx 14 000 et 10 000 BP qui précède le réchauffement de la période interglaciaire actuelle appelée le Postglaciaire.

Les interstades du Tardiglaciaire ont été définis au Danemark. Le plus ancien, mis en évidence au lac de Bölling près de Viborg, est l'interstade de Bölling marqué polliniquement par une poussée du bouleau (Iversen, 1942 ; 1954 ; Nilsson, 1983). Il se situe entre 13 300 et 12 500 BP et est parfois scindé en deux parties dans les diagrammes, le Pré-Bölling et le Bölling. Mais l'interstade le plus tempéré et donc le mieux marqué dans les diagrammes, est celui d'Alleröd, mis en évidence dans la localité d'Alleröd, il est caractérisé par une extension de la forêt thermophile (Hartz & Milthers, 1901) entre 11 800 et 10 800 BP. Mais parfois, il est indissociable du précédent et l'on parle alors de complexe Bölling-Alleröd.

Les deux interstades danois ont une durée d'environ 1000 ans. Quand ils sont distincts, ils sont séparés par des retours du froid et de la sécheresse qui privilégient les espaces steppiques où s'impose une petite rosacée à fleurs blanches et à 8 pétales: *Dryas octopetala*. Ces stades froids interrompant les interstades portent ainsi le nom de Dryas.

Ce sont :

- le Dryas I qui débute autour de 16 000 ou 14 000 BP (selon les auteurs et avec ou sans Pré-Bölling),
- le Dryas II entre 12 300 et 11 800 BP (souvent mal ou pas perçu),
- et le Dryas III entre 10 800 et 10 000 BP.

Ces stades froids sont néanmoins télescopés quand Bölling et Alleröd sont réunis dans un même complexe ou quand les séquences analysées sont trop courtes.

L'Holocène

Succédant au Pléistocène, deux types de chronologies se superposent, l'Holocène et le Postglaciaire. En effet, il n'y a pas concordance exacte entre la limite Tardiglaciaire/Postglaciaire qui se situe vers 10 250 ans BP et la limite Pléistocène/Holocène qui elle est localisée vers 11 750 ans BP.

L'Holocène - terme créé par Paul Gervais en 1867 - débute avec l'Alleröd auquel fait suite le Dryas III. Il a été défini comme une subdivision géologique du Quaternaire faisant donc directement suite au Pléistocène. Le Postglaciaire, qui débute avec le Préboréal, en représente une division climatique correspondant à la période postérieure à la dernière glaciation (voir Leroi-Gourhan, 1988).

Dans leur ensemble, les sédiments holocènes traduisent un adoucissement du climat aux moyennes et hautes latitudes, une élévation du niveau des mers et une lente reconquête de la forêt sur la steppe, tous corrélatifs d'un recul des glaciers, en particulier des inlandsis de l'hémisphère nord.

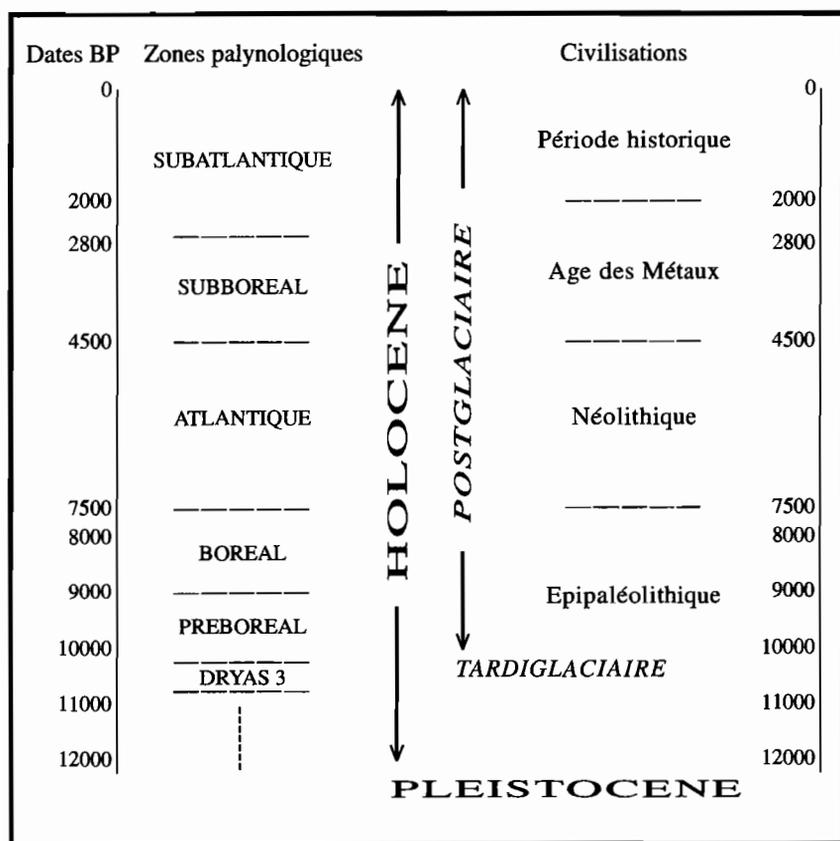


Fig. 6: Tableau récapitulatif des subdivisions de l'Holocène (d'après Firbas 1949 ; 1954 ; Wegmuller 1977).

Le Postglaciaire correspond au rétablissement des conditions tempérées en Europe à l'issue de la dernière glaciation. Les différents étages chronologiques du Postglaciaire ne tiennent pas leurs noms de sites éponymes stricts comme c'est le cas pour le Pléistocène. Leurs appellations sont plus générales et basées sur les notions géographiques de Boréal et Atlantique. C'est en effet de ces régions septentrionales que proviennent les principales descriptions : analyse des varves glaciaires, observation des anciennes lignes de rivage de la mer Baltique et palynologie. Cette dernière est à l'origine du découpage chronologique du Postglaciaire en cinq phases (Blytt, 1876) : Préboréal, Boréal, Atlantique, Sub-boréal et Sub-atlantique (voir également Huntley *et al.*, 1983).

Depuis la mise en place de ces subdivisions, le développement des recherches paléoclimatiques a permis d'affiner et de préciser les résultats globaux obtenus présentés ici (voir encadrés p. 50 à 52).

Le Préboréal

Suivant les auteurs, cette période débute entre 10 200 et 10 000 BP et se termine vers 8800 BP. C'est une période de réchauffement interglaciaire au cours de laquelle reprend l'extension de la forêt.

Durant le Préboréal, le climat est malgré tout encore relativement froid, des tourbières se forment, la steppe est envahie par des forêts de pins et de bouleaux alors que les plantes thermophiles font leur apparition (Pons, 1970).

Une partie de la faune glaciaire (le renne, le lemming) disparaît de l'Europe moyenne et se retranche vers le Grand Nord, les mammoths meurent en Sibérie, l'antilope saïga ne se maintient que dans les grandes steppes eurasiatiques. La réduction des steppes et prairies voit également rapidement décroître le nombre des chevaux, bisons et bœufs. Ils sont remplacés par des animaux vivant en forêt comme les sangliers et les cervidés.

Vers 10 250 BP, dans les régions de la Baltique, un lac glaciaire s'est formé puis, l'inlandsis régresse à la faveur de la déglaciation ; des connexions se font entre ce lac et la mer du nord (Chaline, 1972) entraînant la formation d'une mer à *Yoldia** (Andrén *et al.*, 2000).

Le Boréal

La deuxième subdivision de l'Holocène dure de 8800 BP à 7500 BP. Un climat chaud et sec s'installe en Europe. Avec la période suivante,

* *Portlandia (Yoldia) arctica* est un mollusque marin arctique vivant en eaux froides.

Atlantique, elle correspond aux moments les plus chauds du Postglaciaire.

Aux forêts de pins et de bouleaux succède, dans un premier temps, une essence pionnière, le noisetier puis, dans une seconde phase, les arbres à plus grand développement de la chênaie mixte : chênes, orme, aulne, tilleul, frêne.

Au Moyen-Orient, la couverture végétale subit déjà les premières atteintes dues aux pasteurs et aux agriculteurs. Ceux-ci atteignent les Balkans à la fin du Boréal, mais ce n'est que lors des périodes suivantes que les défrichements des forêts suivis de dégradation des sols progresseront à l'ouest jusqu'à l'Océan Atlantique.

La mer Baltique, qui a évolué en lac, est caractérisée par les mollusques qui l'habitent (lac à *Ancylus***).

L'Atlantique

Cette zone paléobotanique, également mise en évidence par les analyses polliniques réalisées dans des tourbières, fait suite au Boréal vers 7500 BP. Durant cette phase, un climat chaud et humide a permis l'extension de la chênaie mixte sur une grande partie de l'Europe.

Atlantique et Boréal correspondent aux périodes les plus chaudes du Postglaciaire. Les températures, ont du atteindre et même dépasser celles de notre époque.

Les conditions d'humidité et de température étaient alors plus favorables qu'actuellement au développement de la végétation.

L'extension des aulnes élimine les derniers pins tandis que s'installent des forêts diversifiées selon les milieux et notamment la chênaie mixte formée de chênes caducifoliés, d'ormeaux, tilleuls et frênes. La chênaie mixte caractérise la flore de la période Atlantique ; les pollens de chêne se sont répandus en grande quantité sur lacs et tourbières. En effet, dans les régions littorales, la remontée du niveau de la mer consécutive à la fonte des glaces entraîne à son tour la remontée des nappes souterraines et la formation de ces tourbières.

En fait, l'installation de la chênaie mixte s'est faite progressivement voyant tout d'abord le développement d'arbres pionniers comme les saules, bouleaux, sorbiers qui se reproduisent jeunes et peuvent conquérir rapidement des espaces vierges. Ces derniers ont ensuite laissé la place à des arbres dits climaciques, en équilibre avec le climat, comme les chênes,

** *Ancylus fluviatilis*, mollusque d'eau douce.

tilleuls, ormeaux qui se reproduisent âgés, s'installent lentement mais durablement et limitent la concurrence. La première étape de la mise en place de la chênaie mixte, avec les pionniers, correspondrait au Boréal alors que la seconde étape, avec le développement de la forme climacique de la forêt se situerait à l'Atlantique. Il n'y aurait donc pas de réelle coupure entre ces deux périodes climatiques.

Des alternances humides et sèches se succèdent pourtant, marquées, en Europe occidentale, par la dominance des noisetiers entre les grandes périodes de la chênaie mixte.

La fin de l'Atlantique se situe entre 5500 à 4300 BP selon les études. La diversification géographique de la végétation rend en effet difficile la localisation exacte de la limite Atlantique – Sub-boréal.

Le développement forestier, durant l'Atlantique correspond au plein essor des civilisations à microlithes : Erteböllien du Danemark, Tardenoisien et Castelnovien en France, Mugien au Portugal.

Au même moment, apparaissent des cultures sans doute liées à l'exploitation de la forêt, et de nombreux indices permettent de penser que, très tôt, certains groupes s'adonnent à l'élevage dans des zones défrichées d'Europe occidentale.

La vague néolithique, déferlant depuis le Proche-Orient asiatique, gagne peu à peu toute l'Europe et atteint la France au cours du Ve millénaire.

C'est au cours de la phase atlantique que, par suite d'une importante transgression marine, l'Angleterre se trouve séparée du continent, et le lac à *Ancylus*, qui occupait l'emplacement de la Baltique durant le Boréal, se transforme en une mer (« mer à littorines*** ») submergeant de nombreux sites du début de la période postglaciaire.

Le Sub-boréal

Cette période de la fin du Postglaciaire débute vers 4500 BP. La grande diversification de la végétation à cette époque rend difficile la comparaison entre les analyses polliniques des régions différentes. Suivant les auteurs, le Sub-boréal débute donc entre 5500 et 4300 BP.

Un climat relativement plus océanique que le précédent (un refroidissement général ainsi qu'une humidité marquée) va caractériser cette

*** *Littorine* ou *Littorina litorea*, *mollusque marin*.

période avec l'augmentation du hêtre, de l'aulne, du sapin et de l'if. Elle se termine sous un climat plus continental avec l'extension du noisetier.

L'influence de l'Homme néolithique sur la végétation se manifeste alors par les pratiques culturelles et pastorales et ce, très nettement, sur le pourtour de la Méditerranée.

Le Sub-atlantique

Cette dernière période de la chronologie pollinique de l'Holocène, dans laquelle nous vivons toujours, débute en 800 av. J.-C. Elle se caractérise par un climat plus froid et une humidité qui s'atténueront par la suite; elle est marquée par le développement du hêtre.

À partir de cette époque, l'activité humaine est de plus en plus sensible. Vers 300 av. J.-C., débutent la déforestation et la culture des céréales.

Les études polliniques enregistrent alors des représentations régionales de la végétation et n'ont plus de valeur climatique absolue.

Le charme, venu de l'est, s'étend progressivement sans doute à la faveur de l'éclaircissement de la forêt par l'homme. Les landes à bruyères se multiplient. Plus tard, un effort de reboisement sera entrepris, avec le pin notamment.

Entre 1200 et 1500 de notre ère cependant, le « petit âge glaciaire », sensible sur toute la terre aura une influence importante sur la végétation, indépendante de l'activité de l'homme et repérable dans les analyses polliniques.

EXEMPLE DU MASSIF CENTRAL

Si l'histoire de la végétation postglaciaire du Massif central, en France, est cohérente avec les données générales, des particularités régionales peuvent être mises en évidence. Une étude palynologique a été menée à partir de nombreux sondages réalisés dans des marécages, des tourbières et des lacs (de Beaulieu et al., 1988 ; Reille et al., 1992 ; voir figure 7).

Préboréal

Entre 10 000 et 9850 BP, les auteurs ont pu noter, parallèlement à la régression des espèces steppiques, une expansion du bouleau ainsi qu'une légère progression du pin. Entre 9850 et 9500 BP, on observe toujours la présence du bouleau et du pin à laquelle vient s'ajouter le chêne. Ce dernier diminue cependant vers 9500 BP avec le développement du noisetier.

Boréal

A 9000 BP, les noisetiers atteignent leur maximum d'extension aux côtés du chêne et de l'aulne, peu de bouleaux persistent, le pin a pratiquement disparu. Cette période est considérée comme climatiquement sèche.

Atlantique

A 8000 BP, les noisetiers déclinent au profit de la chênaie mixte mais ne disparaissent pas, même durant le maximum d'expansion de celle-ci ; ils couvriraient sans doute une zone de végétation de plus haute altitude que la chênaie. Le frêne n'apparaît pas avant 6500 BP, l'aulne est presque toujours présent alors que l'if, le hêtre et le sapin sont occasionnels. Ces caractères de la végétation correspondent à une augmentation de l'humidité et à des températures douces.

Sub-boréal

À 5800 BP et 5500 BP, le hêtre et le sapin s'étendent à toute la région, le premier étant généralement plus abondant que le second. Ces deux phases à hêtre et sapin se sont faites aux dépens du chêne mais ont provoqué le développement du tilleul puis du frêne. Entre 4600 et 4200 BP, l'expansion régionale du hêtre entraîne le déclin des aulnes et la régression du tilleul, du frêne et du chêne sans pour autant disparaître. Parallèlement à cette expansion, on observe l'apparition du plantain, et d'autres rudérales. On note ainsi le témoignage de l'impact humain sur la végétation. À 4200 BP, la dominance de la forêt de hêtres associés à des sapins se confirme allant jusqu'à la quasi monospécificité au sud et au sud est du Massif central.

Sub-atlantique

Entre 2600 et 2200 BP, durant l'Age du Fer, sapins et hêtres dominant. Au cours de la période Gallo-Romaine, a lieu une phase de déforestation et d'exploitation des sapins. On note l'apparition du charme et occasionnellement du noyer. Après le Ve siècle, la région est pratiquement abandonnée. Au Moyen-âge, 820 BP, l'activité agro-pastorale voit le déclin de la forêt, la sur-exploitation du sapin, l'expansion du châtaigner et du noyer associés au charme.

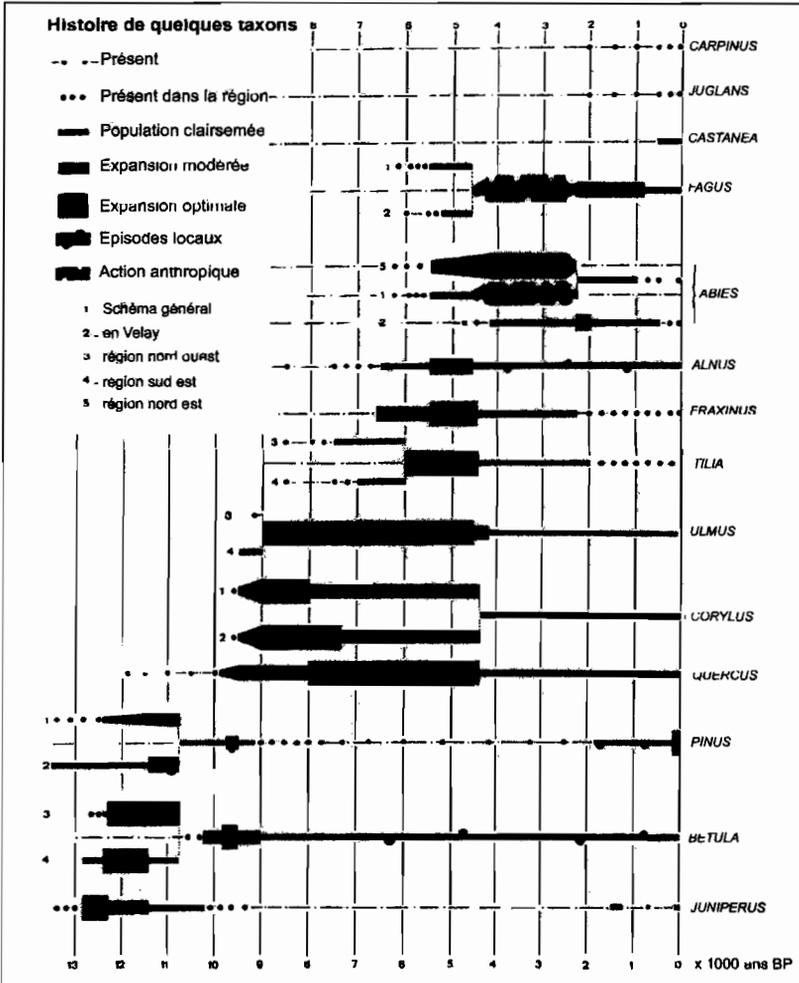


Fig. 7: Holocène du Massif central, Histoire de quelques taxons, (Reille et al., 1992).

EXEMPLE DE L'ESPAGNE MÉRIDIONALE

Un second exemple est pris dans le sud de l'Europe, dans la région de Grenade, au pied est de la Sierra Nevada. Deux sondages ont été réalisés sur le site de Padul (Pons et al., 1988 ; voir figure 8).

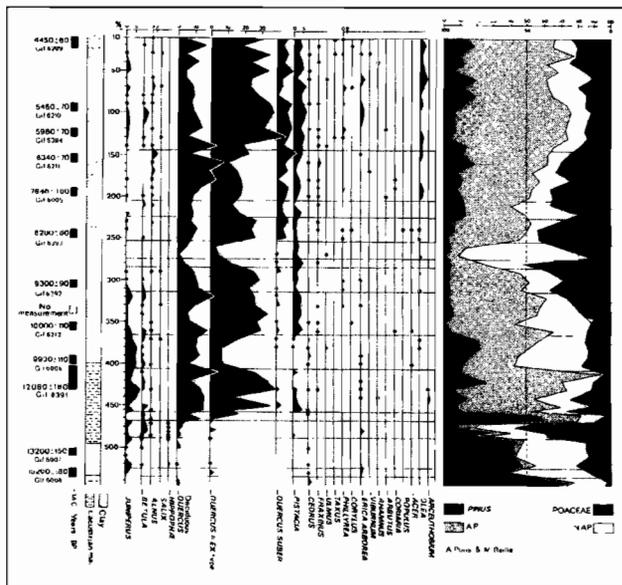
On note une différence assez importante par rapport aux données globales. En effet, l'amélioration climatique observable généralement vers 10 000 BP est ici enregistrée dès 13 000 BP et la phase chaude et humide apparaît avant 8000 BP. Ce décalage peut s'expliquer par la position très méridionale du site et la proximité des refuges de végétation aux périodes glaciaires. La restauration de la végétation se fait ainsi plus rapidement.

Le début du Postglaciaire est marqué à Padul par le développement du chêne vert et du pistachier avec la persistance des espèces steppiques. Le paysage est celui d'une forêt ouverte dans laquelle le pin est peu abondant. La chênaie se retrouve sur les reliefs de la Sierra Nevada, et le chêne liège à basse altitude dans la région. Les espèces steppiques régressent.

Alors que l'importance du chêne vert diminue, le développement du chêne liège marque le début de la période chaude et humide de l'Holocène vers 8200 BP, accompagné du pistachier et de l'olivier. L'extension de ce dernier pouvant être due à une intervention humaine.

A partir de 6000 ans BP, on note un maximum de chêne vert, un pourcentage important de chêne liège et de pistachier.

Fig. 8: Holocène d'Espagne méridionale, (d'après Pons et al., 1988).



L'ÉVOLUTION DES VÉGÉTATIONS AU PLÉISTOCÈNE ET À L'HOLOCÈNE EN EUROPE

Josette Renault-Miskovsky

Nous allons suivre l'évolution des végétations au Pléistocène et à l'Holocène en utilisant les résultats des principales méthodologies de la Paléobotanique, Palynologie, Anthracologie, Carpologie... et en limitant notre fresque aux paysages européens.

Cet exercice revient à reconstituer l'environnement végétal, inféodé aux multiples variations climatiques de l'ère quaternaire et lié aux grandes étapes de l'aventure humaine.

Ce sont l'intensité des glaciations et la progression de l'hominisation qui semblent caractériser l'ère quaternaire : elle débute conventionnellement à 1,8 million d'années selon divers critères, climatologiques, paléontologiques et paléomagnétiques, à la base de l'épisode paléomagnétique positif d'Olduvai.

À noter que pour l'Europe, nous sommes loin à cette date, de l'apparition des premiers Hominidés d'Afrique, il y a plusieurs millions d'années... Si la présence du plus vieil européen est attestée à Dmanissi en Géorgie, par la découverte de deux crânes et de trois mandibules estimés aux environs de 1,8 million d'années, cette date correspond aussi à peu près à celle des premiers outils apparemment taillés et récoltés en Auvergne sur un des sites de Chilhac.

L'environnement végétal de l'Homme de Dmanissi étant encore inconnu, nous aborderons nos premières esquisses par l'environnement des plus vieux français.

L'environnement végétal des premiers habitants de la France

- *Il y a 1 900 000 ans au cœur de la France : Chilhac*

Les traces les plus anciennes d'une présence humaine en France ont été signalées dans le Massif central à Chilhac, près de Brioude, en Auvergne (Guth, 1974 ; 1980).

Les sites de Chilhac II et de Chilhac III sont des points fossilifères à Vertébrés dont les restes les plus importants appartiennent à deux Proboscidiens : l'Eléphant méridional et le Mastodonte. Les basaltes surmontant les dépôts fossilifères ont été datés au K/Ar ; la date de 1 900 000 ans attesterait donc de l'ancienneté de cette faune auvergnate, mais aussi des galets aménagés par l'Homme décrits à Chilhac III (Bœuf, 1976 ; 1980 ; 1983 ; 1984). Ce dernier point a été discuté : la faune villafranchienne et les objets lithiques n'appartenant pas aux mêmes sites, pourraient de ce fait dater d'époques différentes (Chavaillon, 1989).

L'environnement végétal

Les rares grains de pollen associés aux industries lithiques ne rendent pas compte du paysage végétal établi autour du site (Guth *et al.*, 1979), aussi sommes-nous obligés de nous écarter de quelques kilomètres.

Le diagramme pollinique de Senèze (gisement situé à 12 km au Nord de Chilhac, mais dont la contemporanéité est parfois contestée) révèle l'existence d'une flore arborée thermophile où se mêlent les conifères (pins surtout, sapins, épicéas), les grands arbres à feuilles caduques (chênes, charmes, ormes, hêtres...) et une série d'arbres dits exotiques, car actuellement disparus d'Europe et réfugiés dans des contrées plus chaudes : les Juglandacées (*Carya* et *Pterocarya*), *Tsuga*, *Liquidambar* et *Sciadopitys* (Elhaï et Grangeon, 1963). Le gisement de Senèze a également livré une faune riche en Mammifères, entre autres, l'Eléphant méridional et le Rhinocéros étrusque ; on doit y noter la disparition du Mastodonte.

Les pollens extraits des argiles à la base du sondage de Ceyssac permettent aussi d'imaginer, à 60 kilomètres de là, la végétation forestière à essences très thermophiles qui recouvrait alors les monts d'Auvergne (Ablin, 1985). Nous sommes en altitude, les conifères européens, auxquels sont associés deux exotiques, *Keteleeria* et *Cathaya*, dominant un ensemble de feuillus caducifoliés européens enrichis en taxons exotiques, parmi lesquels nous citerons : *Carya*, *Pterocarya*, *Parrotia* et *Eucomia*. C'est donc sous un climat chaud et humide et au milieu d'une végétation luxuriante qu'il faut imaginer les premiers auvergnats, aux prises avec les plus gros vertébrés qu'il soit possible de chasser.

Un million d'années s'écouleront avant que d'autres Hommes nous laissent la trace de leur installation dans le Massif central. C'est à Soleilhac, près du Puy, qu'a été découverte la structure d'habitat apparemment la plus ancienne d'Europe. Le site occupe le fond d'un cratère ; les hommes, campant sur une plage lacustre à l'embouchure d'un torrent, ont élaboré un habitat constitué d'un alignement de blocs de basalte et de granite déli-

mitant une surface d'environ 150 m². Les niveaux archéologiques renferment les pièces d'une industrie lithique très archaïque : choppers, racloirs grossiers, petits racloirs retouchés, éclats de basalte... (Bonifay, 1981), à rapprocher semble-t-il, de celle d'autres gisements datant du très ancien Paléolithique, comme Isernia la Pineta et Monte Poggiolo (Bracco, 1989).

La partie supérieure du diagramme de Ceyssac illustre bien le fond du décor végétal environnant le campement des Hommes de Soleilhac. Une forêt dense formée de conifères, d'arbres caducifoliés, d'essences exotiques et de deux vignes sauvages particulières à cette séquence pollinique (*Vitis* et *Parthenocissus*), évoque un climat chaud et humide; l'humidité plus marquée à ce niveau qu'à la base du diagramme explique bien l'abondance des Hippopotames parmi les animaux chassés en Auvergne il y a environ 800 000 ans.

**• Il y a un million d'années sur les bords de la Méditerranée :
le Vallonnet**

La petite grotte du Vallonnet ouverte dans les calcaires de Roquebrune Cap-Martin dans les Alpes-Maritimes, représente le plus vieil habitat en grotte actuellement connu en Europe (de Lumley *et al.*, 1963; de Lumley, 1988). Le remplissage archéologique intercalé entre deux planchers stalagmitiques est constitué de trois ensembles de couches qui renferment des sables et des argiles emballant un cailloutis anguleux, des pierres gélives et des galets dont certains éclatés par le gel. (Fig. 1).

Plusieurs éléments de datation permettent de placer le gisement à la base du Quaternaire: le niveau d'une mer transgressive du Pléistocène inférieur qui a stationné entre 110 et 112 mètres d'altitude et qui a démantelé le plancher stalagmitique inférieur, une faune villafranchienne dont les degrés d'évolution s'inscrivent entre 1,3 et 0,7 million d'années, une aimantation paléomagnétique positive qui peut situer une partie du remplissage au niveau de l'épisode de Jaramillo (autour de 0,9 million d'années), enfin deux datations absolues par résonance électronique de spin dans les deux planchers stalagmitiques qui localisent l'occupation humaine entre 1,40-1,37 million d'années et 900 000 ans (Michelot, 1982; Yokoyama *et al.*, 1988).

L'Homme venait donc se réfugier dans la grotte du Vallonnet il y a environ 1 million d'années. Il ne paraît pas avoir connu le feu; il devait vivre là comme dans une tanière, l'organisation de son habitat étant des plus élémentaires.

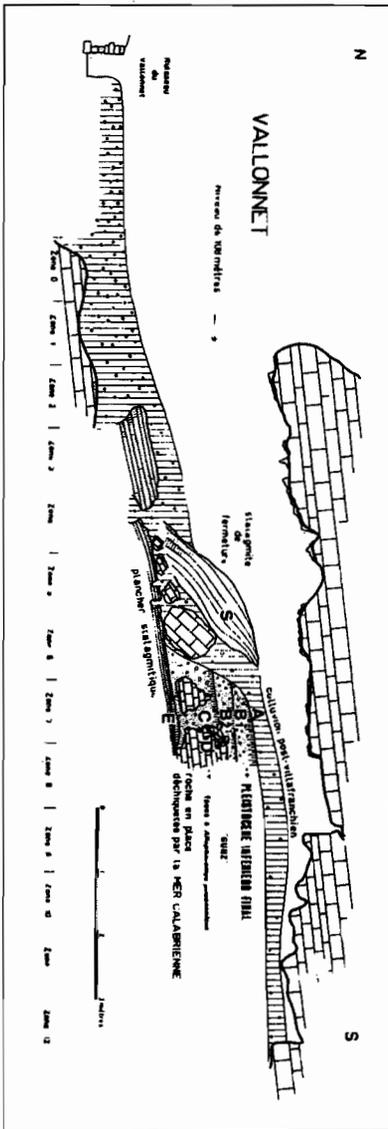


Fig. 1 : Grotte du Vallonet. Coupe schématique selon le grand axe de la grotte (d'après H. de Lumley).

L'environnement végétal

Les analyses polliniques effectuées dans la totalité du remplissage sédimentaire (Renault-Miskovsky et Girard, 1978, 1988), permettent de suivre l'évolution de la végétation sur les rivages de la Méditerranée au début du Pléistocène (Fig. 2). Un couvert arboréen important composé de pins, de grands feuillus dont les platanes et quelques *Pterocarya*, détermine le climat chaud et humide à valeur d'interglaciaire, contemporain de la formation du plancher stalagmitique de base et de la plage marine.

Les pollens du remplissage meuble témoignent au contraire d'un paysage à caractère steppique : les occupants de la grotte du Vallonet semblent donc avoir connu le climat froid et sec d'une période glaciaire. Des conditions climatiques interglaciaires étaient vraisemblablement rétablies au moment de la formation du plancher de fermeture, si l'on en juge par le nouveau couvert forestier presque entièrement reconstitué.

La chronologie des événements relatifs à la stratigraphie précédemment publiée est certainement à

revoir par rapport à sa mise en parallèle avec des stades isotopiques*, mais l'étude pluridisciplinaire effectuée sur le site du Vallonet reste actuelle-

* Suite à l'article de Schackleton et al. (1990), qui situe Jaramillo entre les stades 27 et 31.

STRATIGRAPHIE, DATATIONS RELATIVES ET ABSOLUES ET HYPOTHÈSES D'ÉVALUATION CLIMATIQUE (H. de Lumley)					PALYNOLOGIE (J. Renault-Miskovsky & M. Girard) VEGETATION - CLIMAT - CHRONOLOGIE ET PALEOBOTANIQUE				
ETAGE	AGE ESR	PALEO- MAGNÉTIQUE	CLIMAT	$\delta^{18}O$	GÉOLOGIE, PALEONTOLOGIE ET PRÉHISTOIRE	STRATIGRAPHIE	FLORE	PALÉOPHYTOLOGIE à l'échelle régionale	
PLEISTOCÈNE INFÉRIEUR			Humide		Colluvionnement	ENS. V Argiles A A' colluvions	⑥ Oqs fins Fouiture (Goussau-Joine)	Frais et humide ⑥	
			Tempéré chaud et humide	-4,7 -4,7 -4,6 -4,5 -4,7	LACUNE Transgression (?) (n'a pas atteint la grotte.)	ENS. IV Stratagmites de terre cuite	⑤ Pins Taxons médit. Gds Feuillus	Tempéré chaud humide ⑤ Présence de taxons méditerranéens et de Platanus	
			Tempéré et humide		RAVINEMENT		④ Pinède Chamaë-mélie Taxons médit.	Tempéré légèrement humide ④ Présence de taxons méditerranéens et de Juglans	
		0,31 MA	Phase de refroidissement		Association de faunes épivillafranchiennes Industrie lithique archaïque et ossements utilisés	ENSEMBLE STRATIGRAPHIQUE III Sables argilo-limoneux B B' C C' Sables argilo-limoneux et galets C D E S S I E P L S I E P L S I E P L	③ Pinède clairsemée Rares taxons médit. ② Pinède clairsemée Rares taxons médit. Composées	Asèchement Frais et peu humide ③ Présence de rares taxons méditerranéens	
		0,38 MA	Phase plus chaude et plus sèche que l'actuel	-3,74 -4,47	Faune marine littorale chaude	Transgression marine (110-112m)	ENS. II Sables capillaires D E de la phase E de la phase E de la phase E de la phase E	② Pinède laxente médit Gds Feuillus Pterocarva ① Pinède clairsemée Gds Feuillus Pterocarva ① Pinède clairsemée Gds Feuillus Pterocarva ① Pinède clairsemée Gds Feuillus Pterocarva ① Pinède clairsemée Gds Feuillus Pterocarva ①	Tempéré chaud assez sec ② VEGETATION DE TYPE PONTIQUE
		1,274 MA 1,128 MA 1,046 MA 0,774 MA	Chaud et humide		Démantèlement par la transgression marine		ENS. I Pterocarva stratigraphique de base	① Pinède clairsemée Gds Feuillus Pterocarva ① Pinède clairsemée Gds Feuillus Pterocarva ① Pinède clairsemée Gds Feuillus Pterocarva ① Pinède clairsemée Gds Feuillus Pterocarva ①	Fin de l'épisode sèche Tempéré chaud légèrement humide ① Platanus Présence de Pterocarva Présence de Juglans
						ROCHER		LACUNE	

Fig. 2 : Paléoclimatologie du remplissage de la grotte du Vallonet
(Renault-Miskovsky et Girard, 1988).

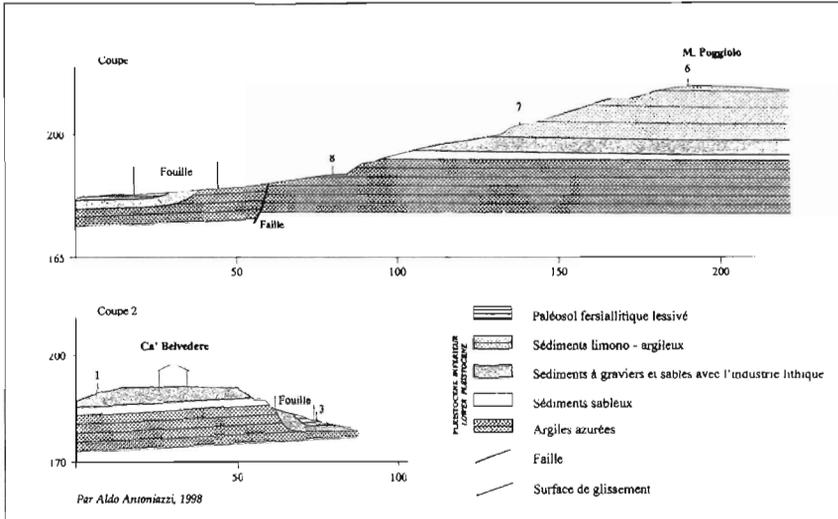


Fig. 3: Coupes géologiques du site de Ca'Belvedere di Monte Poggiolo (Peretto et al., 1998).

ment le meilleur exemple de reconstitution de l'environnement de l'Homme préhistorique sur le littoral méditerranéen à l'aube du Quaternaire.

L'environnement végétal des premiers habitants de la Péninsule italienne

• Le site de Ca'Belvedere di Monte Poggiolo

Le gisement paléolithique de Ca'Belvedere a été découvert en 1983 sur le versant nord de la colline de Monte Poggiolo, à environ 215 m au-dessus de la vallée du Pô, près de la ville de Forlì en Emilie Romagne (Antoniazzi et al., 1988).

La succession des sédiments constituant la colline de Monte Poggiolo (des argiles azurées de base, au paléosol fersiallitique lessivé au sommet) (Fig. 3) est perturbée par une série de failles, la plus importante d'entre elles ayant provoqué le déplacement d'une lentille à graviers et sables contenant l'industrie lithique.

L'étude chronostratigraphique des argiles azurées a permis d'attribuer le dépôt à la partie la plus récente du Pléistocène inférieur (Gagnepain et al., 1992; Yokoyama et al., 1992; Peretto et al., 1998).

L'environnement végétal

L'étude pollinique du site de Ca'Belvedere di Monte Poggiolo présente un double intérêt :

- connaître l'environnement végétal de la première implantation humaine en Emilie Romagne, en étudiant les sédiments continentaux enrobant les industries lithiques du Paléolithique inférieur.

- appréhender la dynamique sédimentaire précédant la continentalisation de la région et l'occupation humaine, en analysant les formations marines sous-jacentes.

- Les sédiments archéologiques ont été testés par L. Cattani (1994) mais se sont révélés très pauvres. Le diagramme synthétique (Fig. 4) montre l'importance des espaces herbacés par rapport au couvert arboré surtout composé de conifères (sapin, épicéa et pin de type sylvestre), auxquels se joint le bouleau. La période certainement froide et légèrement humide contemporaine est peut-être en voie de réchauffement car quelques taxons tempérés (frêne, platane, tilleul, viorne) sont aussi présents.

- L. Cattani a également effectué quelques analyses préliminaires dans les argiles azurées (*In: Peretto et al., 1998*). Ces premiers résultats révèlent l'établissement d'un milieu forestier riche en conifères (Pins de types diploxylon et hapoxylon, sapin, épicéa, cèdre, tsuga et *Sciadopitys*), mais ne montrent aucun changement significatif dans l'évolution des spectres.

Des informations nouvelles, à la fois sur le cadre paléoenvironnemental et paléoclimatique, contemporain de la formation des argiles azu-

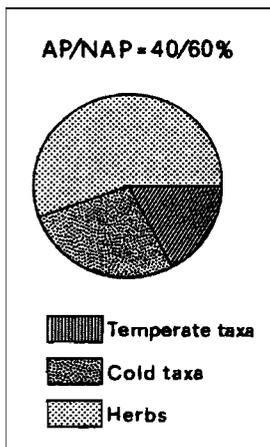


Fig. 4: Présentation synthétique des résultats de la palynologie dans la couche archéologique de Ca'Belvedere di Monte Poggiolo (Cattani et al., 1994).

rées, donc précédant la régression marine et l'implantation régionale des Hominidés, sont fournies par les travaux de V. Lebreton (2001). La palynologie des séquences marines témoigne d'une formation végétale semi-ouverte de type parc couvrant deux interglaciaires tempérés et humides séparés par un glaciaire tempéré frais et sec, il y a 1,4 million d'années. Le développement plus important des feuillus thermophiles dans le premier interglaciaire reflète des conditions d'humidité plus favorables que lors de l'interglaciaire suivant. Les deux périodes s'achèvent par un même bref épisode de transition au cours duquel le développement des conifères d'altitude annonce la période glaciaire suivante. Cependant les paysages sont sensiblement les mêmes. Seules les proportions des différents groupements végétaux varient, montrent des oscillations de faible amplitude et indiquent des variations climatiques davantage liées à l'évolution de la sécheresse qu'à celle des températures. La fin du glaciaire est marquée par une brève période de transition : climat plus humide et températures en progression.

- *Le campement de Isernia La Pineta*

Ce sont des travaux de terrassement, lors de la construction de l'autoroute reliant Naples à Vasto, qui permirent la découverte du site paléolithique d'Isernia, à 400 mètres d'altitude, dans la haute vallée du Volturno, Molise, Italie centrale. (*Isernia La Pineta, un accampamento piu antico di 700 000 anni*, 1983 ; Cremaschi et Peretto, 1988).

La série stratigraphique est composée de dépôts sédimentaires lacustres et fluviaux dans lesquels s'intercalent des produits éruptifs.

Le premier sol d'habitat mis au jour, en 1979, repose sur un paléosol coiffant un banc de travertins au sommet d'une série lacustre. Une activité néotectonique régionale, accompagnée de fortes manifestations volcaniques repérées au Pléistocène moyen ancien, est responsable de la fracture des travertins qui ont basculé et ont été, dans un deuxième temps, recouverts par des limons fluviaux au milieu desquels apparaît le deuxième niveau d'habitat.

Les cristaux de sanidine provenant des tufs recouvrant les dépôts fossilifères ont été datés par la méthode du potassium-argon. Les résultats indiquent 0,5 million d'années pour le niveau supérieur et 0,7 million d'années pour le niveau inférieur (Delitala *et al.*, 1983).

Les premiers sols d'habitat seraient donc un peu plus vieux que 700 000 ans ; ils se situent autour de l'inversion paléomagnétique Brunhes-Matuyama mesurée dans la série stratigraphique inférieure du gisement,

plus vraisemblablement dans la période positive de Brunhes (Mc Pherron et Schmidt, 1983; Gagnepain, 1996).

L'occupation humaine est attestée par la présence de nombreux objets manufacturés : choppers taillés dans des galets fluviatiles calcaires et petits outils en silex. Aucune trace de foyer n'a été identifiée, mais l'analyse chimique d'un cercle d'argile de 50 cm de diamètre révèle qu'il a été porté à une forte température.

Les sols d'habitat sont jonchés d'ossements, nombreux et massifs et semblent représenter de véritables ateliers de boucherie. La faune abondante et variée témoigne donc des produits de chasse et des fastueux menus de l'Homme d'Isernia.

Aux grands Mammifères, dont le Bison (*Bison schoetensacki*) qui apparaît au Pléistocène moyen inférieur (Sala, 1986) et le Lion (*Panthera leo fossilis*) forme ancienne qui semble s'être répandue au Pléistocène moyen inférieur, de l'Europe du Nord et du Centre à la région méditerranéenne (Sala, 1990), sont associés des dents de rongeurs, des restes de tortues et des vertèbres de poissons; la malacofaune suggère un climat froid humide et l'établissement d'un milieu ouvert, de prairie en relation avec des marécages.

L'environnement végétal

Un échantillon provenant de la surface du paléosol du premier secteur de fouilles a fait l'objet d'investigations polliniques qui confirment cette évocation du paysage (Accorsi, 1985). Les essences arborées sont rares; aulnes, saules, peupliers et platanes constituent apparemment la ripisylve, alors que la prairie à Graminées et Cypéracées accueille aussi les plantes aquatiques.

Par contre, dans la série « Isernia — Fiume Cavaliere » d'un autre secteur assez éloigné, le niveau qui correspondrait au campement paléolithique, situé sous le tuf daté de 0,7 million d'années, livre un taux de pollen d'arbres important (AP = 31 à 67 %), avec un cortège de nombreux caducifoliés thermophiles accompagnés de quelques taxons méditerranéens; les espaces ouverts sont principalement occupés par les Graminées, les Cichoriées et les Cypéracées (Accorsi *et al.*, 1996). Les conditions climatiques apparaissent donc ici, tempérées chaudes plus ou moins humides.

Ces contradictions seront difficiles à vérifier et à expliquer face à des analyses non reproductibles; en effet de nouveaux tests ont été tentés et les sédiments archéologiques n'ont livré que des spectres apparemment incohérents (V. Lebreton, 2001).

D'autres analyses palynologiques ont été entreprises sur le site de La Pineta par V. Lebreton (2001); elles documentent, sous la forme d'images ponctuelles, le cadre paléoenvironnemental et paléoclimatique contemporain du dépôt des argiles lacustres de l'unité précédant l'occupation du site par des Hominidés, ainsi que des argiles fluviales postérieures aux niveaux archéologiques du gisement.

Dans le bassin lacustre, la base de la séquence pollinique évoque un paysage steppique établi sous un épisode glaciaire froid et très sec contemporain de l'extension minimale du lac. Le comblement progressif du lac à la fin du Pléistocène inférieur se serait effectué sous un climat encore trop sec pour permettre le développement des taxons thermophiles; c'est une végétation semi-ouverte qui se répartit des bords du lac aux reliefs les plus proches. Enfin une longue phase d'aridité semble caractériser la fin du Pléistocène inférieur. Postérieurement à la période d'occupation humaine, la diversité et le développement de la végétation témoignent d'une reprise de l'humidité au début du Pléistocène moyen; les hêtraies mises en évidence au sommet de la séquence, traduisent des apports lointains en rapport avec le changement de sédimentation du bassin, de lacustre à fluviale.

L'environnement végétal des premiers habitants de la Péninsule ibérique, dans la Sierra de Atapuerca

La Sierra de Atapuerca, petite chaîne de montagnes ne dépassant pas 1100 m, se développe au Nord de la Meseta, donc au Nord de l'Espagne, à 14 km à l'Est de Burgos. Sa position stratégique fait qu'elle a été fréquentée par l'homme dès le début du Pléistocène (Atapuerca, 2001).

Les principaux sites paléontologiques et archéologiques conservés dans le karst sont concentrés dans deux secteurs distants d'environ 500 mètres: La Trinchera del Ferrocarril et la Cueva Mayor (Carbonell *et al.*, 1999) (Fig. 5).

C'est le creusement d'une tranchée destinée à une voie ferrée qui, à la fin du XIXe siècle, est à l'origine de la découverte de gisements fossilifères dans le premier secteur. Le plus important est la Gran Dolina (TD); il a livré des restes humains et une industrie lithique archaïque associés à une faune caractéristique du Pléistocène inférieur (Carbonell *et al.*, 1995).

Un peu plus au sud, l'étude du remplissage complexe de Galeria (TG) a permis la découverte d'un fragment de crâne humain, d'une industrie du Paléolithique inférieur et des éléments d'une faune du Pléistocène moyen (Arsuaga *et al.*, 1999).

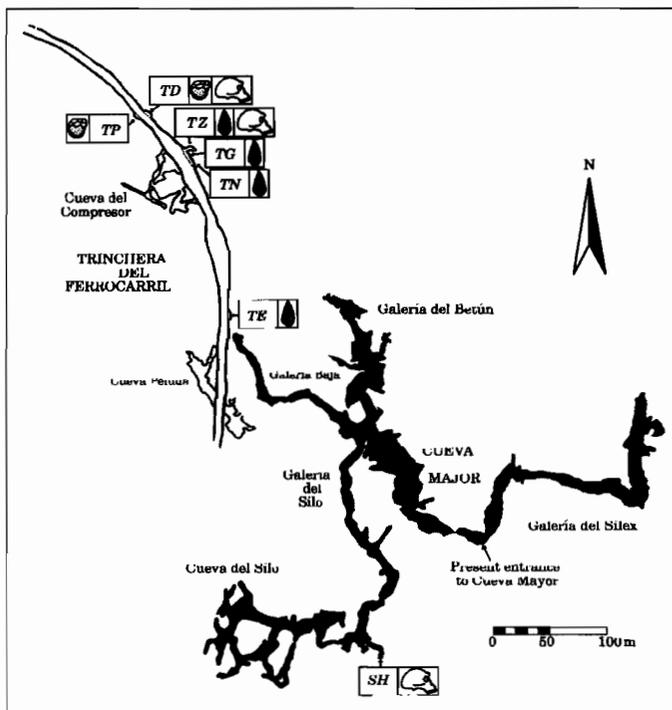


Fig. 5:
Localisation des
différents sites
de la Sierra de
Atapuerca,
Espagne
(Carbonell et al.,
1999).

À une centaine de mètres encore plus au sud, le remplissage de la Sima del Elefante (TE) est aussi très fossilifère ; une nouvelle espèce de rongeur *Microtus* (*Allophaiomys*), permet d'attribuer le complexe inférieur à la fin du Pléistocène inférieur (Laplana et Cuenca-Bescos, 2000).

Dans le deuxième secteur correspondant à la Cueva Mayor, la Sima de los Huesos (SH), a livré pour sa part plus de 3000 restes humains appartenant à au moins 32 individus (Arsuaga *et al.*, 1997).

C'est dire la richesse archéologique et paléontologique de tous ces sites répartis dans la Sierra de Atapuerca, au Nord de la péninsule ibérique et fréquentés par les hommes dès l'aube du Quaternaire.

Les périodes d'occupation sont par ailleurs confortées par une série de datations absolues, obtenues par les méthodes de la résonance paramagnétique électronique (R.P.E.) et des séries de l'uranium (U-Th) sur différents types d'échantillons (dents, ossements, calcites).

Les principaux résultats concernent les deux sites: Gran Dolina et Galería qui ont fait également l'objet d'une étude pollinique.

• **Le remplissage de Gran Dolina est épais de 18 mètres et est divisé en 11 niveaux stratigraphiques (TD1 à TD11).** Dans le niveau TD6, la strate Aurora a livré 84 restes humains appartenant à 6 individus qui ont permis de définir une nouvelle espèce, *Homo antecessor* (Bermudez de Castro *et al.*, 1997). D'autre part, la magnétostratigraphie ayant révélé une inversion de la polarité magnétique (limite Brunhes-Matuyama) dans le niveau TD7 (à 1 mètre au-dessus de TD6), ce nouvel hominidé pourrait avoir un âge supérieur à 780 Ka (Parès et Pérez-Gonzales, 1995). Les principales données, âges RPE/U-Th combinés avec des erreurs de $\pm 15\%$, obtenus sur des dents fossiles de TD6 à TD11, sont consignées dans la figure 6 (Falguères *et al.*, 1999); elles sont mises en parallèle avec l'échelle des stades isotopiques de l'oxygène (Bassinot *et al.*, 1994).

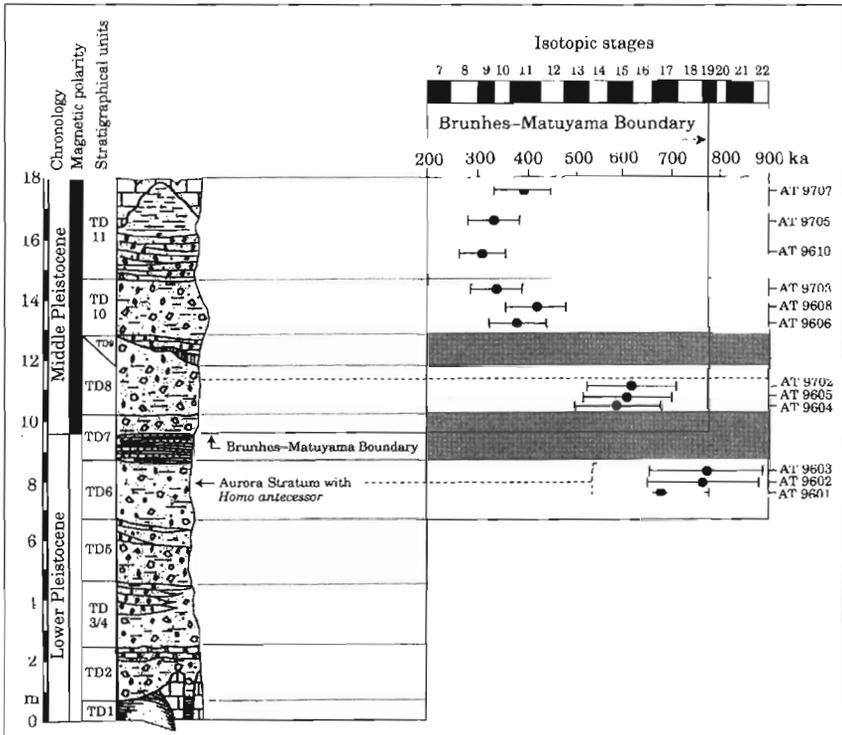


Fig. 6: Ages RPE/U-Th combinés avec des erreurs de $\pm 15\%$, obtenus sur des dents fossiles de TD6 à TD11 (Gran Dolina, Sierra de Atapuerca), par rapport aux stades isotopiques de l'oxygène (Bassinot *et al.*, 1994); les zones ombrées (TD4 et TD9) sont archéologiquement stériles (Falguères *et al.*, 1999).

Ces résultats numériques qui situent l'occupation humaine entre 800 000 et 300 000, confortent les hypothèses relatives aux documents archéologiques qui témoignent de la présence des préhistoriques dès le Pléistocène inférieur.

• **Le complexe de Galeria est divisé en trois secteurs** (Ortega, 1999); le principal, le secteur central TG présente cinq phases de dépôts surtout clastiques, GI à GV, qui ont fait l'objet à la fois de datations et d'études polliniques.

Il faut noter par ailleurs la présence de l'homme; un fragment de crâne humain a été découvert à la base de l'ensemble GIII (couche TG 11) et un fragment de mandibule humaine a été attribué à l'ensemble GII (Rosas et Bermudez de Castro, 1999).

Le plancher stalagmitique supérieur au-dessus de TG 12 a été daté par RPE de $211\ 000 \pm 32\ 000$ et de $177\ 000 \pm 23\ 000$, respectivement par Falguères (1986) et par Grün et Aguirre (1987).

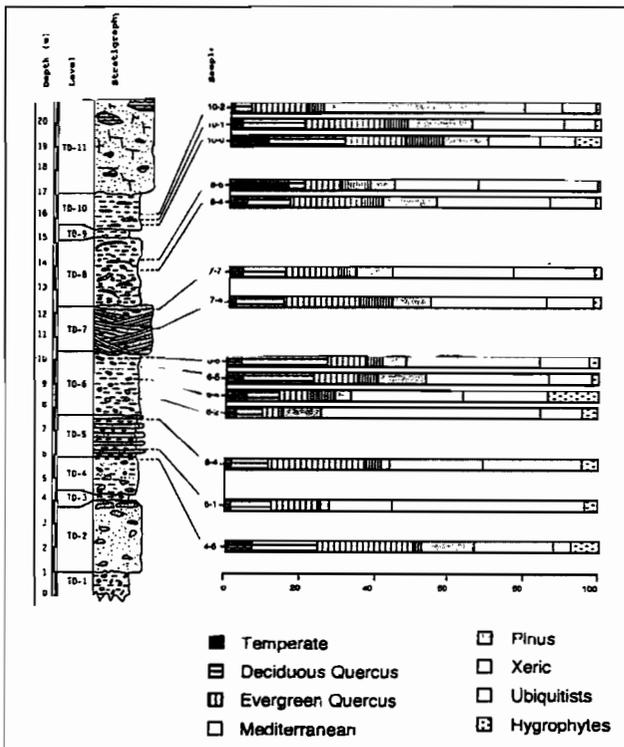
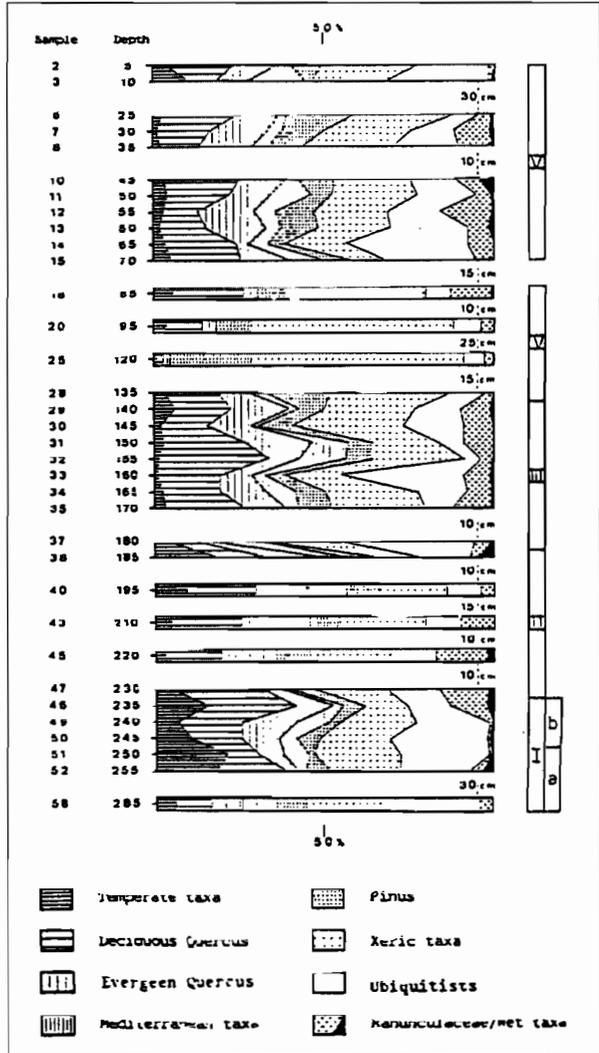


Fig. 7: Diagramme pollinique synthétique de la séquence Dolina, Sierra de Atapuerca (Cattani et al., 1994, d'après García-Anton, 1989).

Enfin un autre fragment de plancher stalagmitique issu d'un complexe voisin, Tres Simas (TS) et correspondant à la base de TG 11 a été daté par RPE de $256\ 000 \pm 33\ 000$ (Falgüeres, 1986).

Ces données permettent d'attribuer, au remplissage archéologique ayant livré des bifaces et des restes humains, un âge antérieur à 250 000 ans.

Fig. 8 : Diagramme pollinique synthétique de la séquence Galeria, Sierra de Atapuerca (Cattani et al., 1994, d'après Garcia-Anton, 1989).



L'environnement végétal

• La palynologie de Dolina concerne les niveaux stratigraphiques TD1 à TD11 (Garcia-Anton, 1989; Cattani *et al.*, 1994); Les spectres polliniques précédant la limite Matuyama-Brunhes sont dans l'ensemble très pauvres mais mettent cependant en évidence l'association: pin, bouleau, armoise, Cupressacées, à laquelle se joignent quelques éléments thermophiles. Dans les couches TD4 à TD7 certains spectres documentent un couvert forestier plus ou moins ouvert à chênes, Cupressacées, accompagnés d'éléments méditerranéens qui évoquent des épisodes alternativement froids et tempérés, plus ou moins secs.

Le niveau TD8 caractérise une période tempérée; la forêt de chênes est accompagnée du chataignier et sporadiquement du hêtre, de l'aulne, de l'érable, du pistachier et des Ericacées. À la fin de la séquence, c'est le pin qui domine dans une période apparemment froide et sèche.

- La palynologie de Galeria. À Galeria, pour la séquence TG, les résultats de la palynologie actuellement confortés par les données de la chronostratigraphie, permettent d'individualiser cinq séquences (Garcia-Anton, 1989; Garcia-Anton et Sainz-Ollero, 1991; Cattani *et al.*, 1994).

- Dans la séquence I, une forêt caducifoliée à chênaie dominante, associée au hêtre, au bouleau, à l'aulne, au noisetier, au noyer et au frêne avec l'épicéa et des Ericacées, évoque un climat tempéré et humide.

- Dans les zones II et III, les hêtres régressent tandis que la forêt s'enrichit en taxons méditerranéens comme l'olivier.

- La zone IV enregistre apparemment une détérioration climatique; la steppe règne, interrompue par quelques pins.

- Enfin dans la zone V, qui illustre le sommet du cycle sédimentaire, le climat se réchauffe et autorise avec la forêt de chênes, l'expansion des taxons méditerranéens tels que l'olivier, le pistachier, la filaire et la myrte.

M. Garcia-Anton a tenté de corrélérer chaque zone pollinique et chaque période climatique individualisées avec la chronologie isotopique. Les hypothèses méritent d'être discutées au regard des dernières datations absolues, mais nous pouvons conclure néanmoins que dès la fin du Pléistocène inférieur et durant le Pléistocène moyen, les premiers habitants de la Sierra de Atapuerca ont connu un environnement végétal le plus souvent forestier, dominé par la chênaie; cette formation est souvent accompagnée par les essences méditerranéennes durant les épisodes les plus tempérés-chauds et assez rarement remplacée par les pins à l'occasion de certaines péjorations du climat.

	Stratigraphic level	Pollen level	Vegetation	Climate	Paleotemperature curves hypothesis
Galeria	TG-12	V	<i>Quercus</i> forest with <i>Olea</i> and <i>Pistacea</i>	Temperate, Mediterranean	6 → 5? 8 → 7?
		IV	<i>Asteraceae liguliflorae</i> and <i>Poaceae</i> with <i>Pinus</i>	?	
		III	<i>Quercus</i> forest with <i>Olea</i>	Temperate, less wet	
	TG-11	II	<i>Quercus</i> forest with <i>Fagus</i>	Wet temperate	
		I	<i>Quercus</i> forest with <i>Fagus</i> , <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> and <i>Ericaceae</i>		
Dolina	TD-11	Sterile			8?
	TD-10	<i>Pinus</i>	Cold, xeric	8?	
		<i>Quercus</i> and <i>Pinus</i> forest with <i>Olea</i>	Wet temperate?		
	TD-9	Sterile			11
	TD-8	<i>Quercus</i> forest with <i>Castanea</i>	Warm temperate, wet?		
	TD-7	<i>Quercus</i> forest with <i>Pinus</i> , <i>Fagus</i> , <i>Olea</i> , <i>Vitis</i>	?	11/13?	
		TD-6	<i>Quercus</i> and <i>Cupresaceae</i> forest with <i>Olea</i> , <i>Celtis</i> , <i>Pistacea</i>	Less cold, less xeric	13
	TD-5		<i>Cupresaceae</i> with <i>Quercus</i> , <i>Olea</i>	Cold, xeric	14
		TD-4	Open <i>Quercus</i> forest	Cold, xeric	16
	TD-3	<i>Quercus</i> and <i>Pinus</i> forest with <i>Fagus</i> , <i>Olea</i>	Warm-Cold transition	18 → 17?	
	TD-2	Sterile			
	TD-1	<i>Pinus</i> , <i>Cupresaceae</i> , <i>Quercus</i> , <i>Betula</i> , <i>Artemisia</i>			
	TD-1	Sterile			

Fig. 9 : Évolution de la végétation dans la Sierra de Atapuerca au Pléistocène moyen, d'après la palynologie des séquences Dolina et Galeria (Cattani et al., 1994, d'après Garcia-Anton, 1989).

L'environnement végétal des civilisations acheuléennes en Europe

La recherche des premiers habitants de l'Europe et de leurs cultures nous a amenés à comprendre l'évolution de leur environnement végétal avant même leur installation, c'est-à-dire de la charnière Plio-Pléistocène, jusqu'à la fin du Pléistocène inférieur, entre environ 1,8 million d'années et 700 000 ans (jusqu'à environ 250 000 ans à Atapuerca).

Nous allons maintenant suivre le cheminement des civilisations acheuléennes, à la fois dans l'espace et dans le temps, durant tout le Pléistocène moyen (de 700 000 à environ 130 000 ans) et choisir parmi les plus hauts lieux de la Préhistoire, les stations ayant donné matière à des études paléobotaniques.

Nous distinguerons les stations acheuléennes très anciennes et anciennes, établies durant les périodes climatiques du Pléistocène moyen (ancien et moyen), entre environ 700 000 et 250 000 ans et les stations acheuléennes les plus récentes installées à la fin du Pléistocène moyen, entre environ 250 000 et 130 000 ans ; nous parcourerons par ailleurs l'Europe, du Nord au Sud et d'Ouest en Est.

Les environnements végétaux

- *Le Nord de la France.* Les plus vieilles industries acheuléennes recueillies sur le territoire français ont été collectées dans les bassins de la Somme et de la Seine au sein de dépôts quaternaires anciens et complexes. Parmi les gisements les plus célèbres, citons Abbeville, Saint-Acheul, Cagny-la-Garenne, Chelles et Wimereux ; ce sont pour la plupart des stations éponymes d'industries types, citées dans le monde entier. Malheureusement l'environnement de leurs artisans nous échappe presque totalement. Les pollens sont rarement conservés dans les alluvions anciennes ; les spectres isolés des sédiments des sites de Cagny-Cimetière et de Cagny-l'Épinette montrent néanmoins que l'Homme s'est installé dans un milieu où steppes et bois formaient un paysage en mosaïque favorable à la grande faune (Munaut, 1988).

- *La station de Biache-Saint-Vaast* est située sur les bords de la Scarpe entre Arras et Douai. Les niveaux archéologiques sont intégrés à la partie supérieure du complexe sédimentaire d'une basse terrasse ; ils sont couronnés par un sol et recouverts par des limons et des lèss rissiens et würmiens.

Les études pluridisciplinaires ont permis d'attribuer un âge interstadaire rissien à la séquence climatique correspondant aux trois principales occupations humaines (Tuffreau *et al.*, 1978 ; Tuffreau et Sommé, 1988).

Le niveau archéologique principal (IIA, Moustérien de type Ferrassie de Faciès Biache) a été daté de 175 000±13 000 ans BP (oxTL 704 g) par thermoluminescence sur six silex chauffés (Huxtable et Aitken, 1988) ; par ailleurs, un âge de 253+53/-37 000 a été obtenu par spectrométrie gamma non destructive sur l'un des crânes humains provenant du même niveau (Yokoyama, 1989).

L'analyse pollinique a révélé l'existence d'une forêt ouverte à bouleaux, pins et chênes, mais les essences steppiques sont nombreuses (Munaut, *in*: Tuffreau et Sommé, 1988).

- *La France méditerranéenne.*

- *La Caune de l'Arago*, située sur la commune de Tautavel dans les Pyrénées-Orientales, s'ouvre dans les calcaires de l'extrémité méridionale des Corbières, au nord de la plaine du Roussillon, en plein domaine méditerranéen.

Des fouilles et des carottages profonds ont permis la réalisation d'études stratigraphiques, sédimentologiques, paléontologiques et paléobotaniques (de Lumley *et al.*, 1984).

Une série de datations absolues faisant appel à différentes méthodes telles que le déséquilibre radioactif de l'uranium, la méthode de résonance électronique de spin et la thermoluminescence ont permis de placer le remplissage entre 700 000 et 100 000 ans (Datations absolues et analyses isotopiques en Préhistoire. Méthodes et limites, coll. int. du CNRS, Tautavel, 1981). L'ensemble IV, sus-jacent à l'ensemble III ayant livré le crâne Arago XXI à sa base (dans la couche G), est daté de 350 000 ans (Falgüères, 2000).

Les analyses polliniques effectuées dans les ensembles sédimentaires révèlent la croissance de nombreux taxons répartis en trois groupements végétaux: les essences recherchant froid ou fraîcheur et humidité telles que le pin sylvestre, le bouleau, l'aulne et le saule, les arbres poussant en milieu tempéré comme le chêne (*Quercus t. pedunculata* ou *t. pubescens*), le charme, l'orme et le groupe des taxons thermophiles, parfois franchement méditerranéens: platane, noyer, chêne (*Quercus t. ilex-coccifera*), charme oriental, ostrya, pistachier, Oléacées (*Phillyrea* ou *Olea*), Cupressacées, buis, auxquels il faut parfois ajouter le micocoulier, la corroyère, le pin de type maritime et la vigne.

Parallèlement à la variation des groupements faunistiques, le balancement de ces ensembles de végétaux détermine des alternances de paysages qui sont en relation avec une série de variations climatiques au sein du Pléistocène moyen ancien. Nous constatons que les plantes méditerranéennes ne disparaissent jamais du paysage, qui, en fait, n'était pas très différent de l'actuel. La chênaie mixte et ses compagnes garnissaient la vallée du Verdoube coulant au pied de la station, les Conifères, étagés sur les flancs des montagnes devaient descendre très bas près de la vallée; il faut imaginer les espaces découverts occupés par des prairies à Graminées ou des étendues steppiques, sur le plateau battu par les vents ou dans la plai-

ne, là où la population de Tautavel a aujourd'hui établi ses cultures; quant à la végétation méditerranéenne, elle était certainement partout bien développée, dans tous les refuges favorablement orientés au soleil et abrités du vent.

C'est dans ce décor qu'il faut replacer une faune composite où vivent à la fois des espèces à affinités arctiques et des animaux qui s'accommoderaient encore très bien des abords de la caverne, si on ne les y avait pas chassés.

Même s'il y a lieu d'imaginer diverses zones de capture du gibier, la contemporanéité de la faune à cachet arctique et de la flore méditerranéenne pose donc un problème nouveau et intéressant, celui de l'adaptation des faunes à leur biotope (Renault-Miskovsky, 1980).

- *Le site de Terra-Amata* se trouve à Nice sur les flancs occidentaux du Mont-Boron. Plus de vingt sols d'habitat intégrés à 10 mètres de sédiments quaternaires du Pléistocène moyen ont été mis au jour à l'occasion d'importants travaux de terrassement (de Lumley, 1967). Ils sont caractérisés par plusieurs ensembles débutant chacun par une plage marine transgressive recouverte par des sables dunaires éoliens déposés pendant la régression suivante.

Ce sont les galets aménagés, très nombreux, qui caractérisent l'outillage découvert sur les sols. Plusieurs foyers entourés de murettes de pierres attestent la maîtrise du feu. Des éclats de calcaire silicifiés et des silex brûlés ont été datés par la thermoluminescence de 380 000 ans. (de Lumley *et al.*, 1976).

Les analyses polliniques et les charbons de bois ont révélé, dans tous les niveaux, une végétation très arbustive constituée de trois principaux ensembles forestiers :

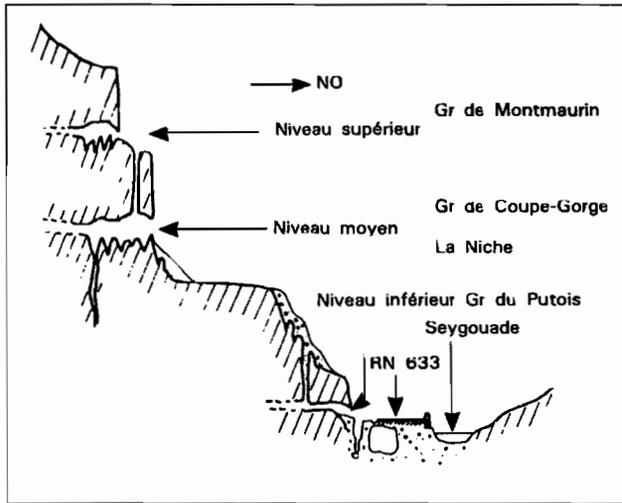
- Les arbres actuellement localisés dans les étages montagnards ou dans les zones basses humides (pins sylvestres, bouleaux, hêtres, aulnes, saules).

- Les grands feuillus des zones tempérées et humides, variés mais peu abondants.

- Les taxons thermophiles et méditerranéens, qui sont souvent les plus représentés; parmi eux, le chêne vert, les Oléacées, le pistachier, le micocoulier, les pins méditerranéens, le platane, le buis, les Cupressacées... (Mourer-Chauviré et Renault-Miskovsky, 1980).

Quelques coprolithes et une empreinte de pied dans une dune, sont les seuls vestiges de ce chasseur, venu régulièrement établir son campe-

Fig. 10: Coupe schématique des trois niveaux karstiques de Montmaurin (d'après Méroc 1963, in Girard & Renault-Miskovsky, 1979).



ment sur les plages méditerranéennes alors adossées à un décor végétal riche en essences arboréennes et giboyeux.

• Le Sud-Ouest de la France

Les grottes et les sites archéologiques de plein air situés sur le versant nord des Pyrénées centrales conservent des dépôts qui s'étagent du Pléistocène moyen à l'Holocène; ils contiennent des vestiges des périodes culturelles s'étendant de l'Acheuléen à l'Age des Métaux. Les analyses polliniques des remplissages des *grottes de Montmaurin* (Montmaurin, La Niche, le Coupe-Gorge, les Abeilles, le Putois IV) (Fig. 10) permettent de suivre l'évolution de l'environnement végétal régional, au cours des différentes périodes géologiques et d'occupation humaine (Girard et Renault-Miskovsky, 1979; Renault-Miskovsky et Girard, 1998).

Pour le Pléistocène moyen, deux résultats sont particulièrement démonstratifs; ils concernent la brèche à *Machairodus* de la Grotte de Montmaurin et le remplissage de la Niche au niveau et au-dessus d'une mandibule humaine.

Dans la brèche, les spectres polliniques montrent une évolution de la formation forestière, à épicéa dominant au début, vers une forêt d'essences mésophiles (chênaie caducifoliée), accompagnées de taxons thermophiles (platane, chêne vert, vigne, pin maritime) (Girard, 1973) (Fig. 11). Cette végétation forestière témoigne d'une période interglaciaire pouvant être

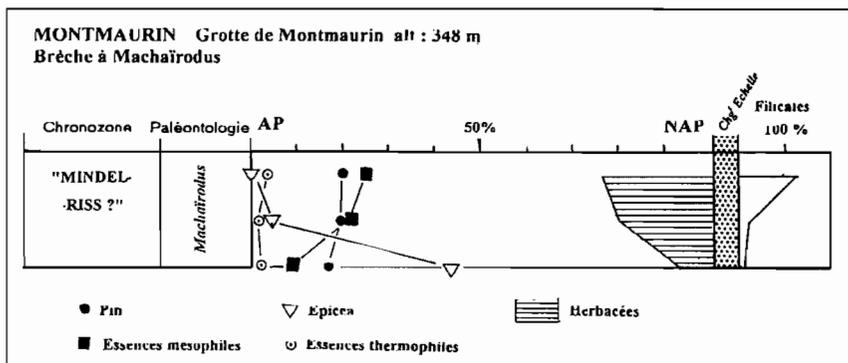


Fig. 11 : Analyse pollinique de la brèche à Machaïrodus, Diagramme simplifié. (Renault-Miskovsky et Girard, 1998).

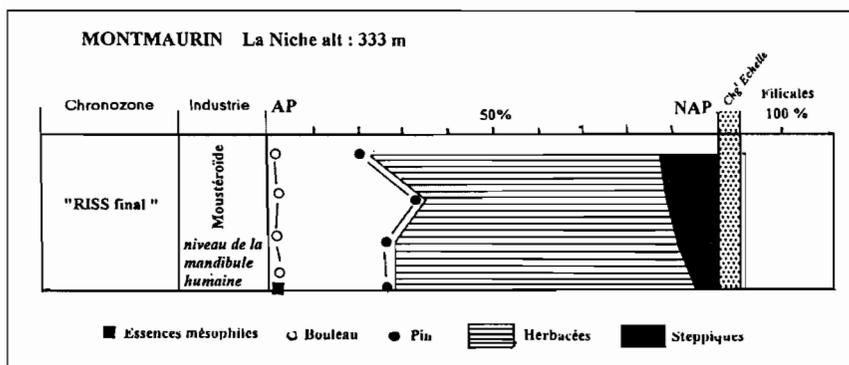


Fig. 12 : Analyse pollinique de la Niche. Diagramme simplifié. (Renault-Miskovsky et Girard, 1998).

attribuée à l'une des phases tempérées du Pléistocène moyen (cf. Holsteinien), à rapprocher par exemple, des interglaciaires ou interstadias, individualisés dans le Velay entre l'Holsteinien et l'Eémien (Bouchet ou Landos) (Reille et de Beaulieu, 1995).

La Niche est une cheminée verticale entièrement comblée et ouverte latéralement par l'exploitation d'une carrière. Quatre échantillons ont pu être prélevés en stratigraphie; le plus profond garde encore l'empreinte de la mandibule préneanderthalienne. Les spectres polliniques présentent des taux de pollens arboréens peu élevés (20 à 35 %), avec principalement le

pin accompagné par le bouleau ; quelques pollens de feuillus ont été identifiés au niveau de la mandibule (Fig. 12). La strate herbacée est essentiellement constituée par des Graminées et des plantes steppiques qui se développent de la base au sommet et indiquent une accentuation de la sécheresse. La période climatique ainsi individualisée a été rapportée à la fin du Pléistocène moyen (Pléistocène moyen supérieur ou « Riss » supérieur) (Girard et Renault-Miskovsky, 1983).

• L'Europe occidentale

L'Europe occidentale jusqu'aux portes de l'Asie, est particulièrement riche en sites acheuléens ; certains d'entre eux ont aussi livré des fossiles humains.

Nous présenterons successivement à titre d'exemples, les sites de Vertesszöllös en Hongrie, la grotte d'Azych en Azerbaïdjan et la grotte de Koudaro en Géorgie.

- Le site de Vertesszöllös

Le site de Vertesszöllös, près de Budapest en Hongrie, est connu depuis le début du XXe siècle, grâce aux découvertes paléontologiques mises au jour durant l'exploitation de la carrière ouverte dans l'étagement de plusieurs terrasses fluviales de la vallée de l'Ataler (Dobosi, 1988 ; Kretzoi et Dobosi, 1990). C'est au cours des recherches géomorphologiques de M. Pécsi (1964-1965 ; 1973) que L. Vertes entrepris ses fouilles dans des travertins interstratifiés de loess, de sables, de vases et de cailloutis (Vertes, 1964 ; 1968 ; 1976). Plusieurs niveaux archéologiques ont été individualisés (Kretzoi et Vertes, 1965) ; ils ont livré des outils méticuleusement façonnés en choppers, chopping-tools et raclours et des restes humains appartenant à un adulte et à un enfant rattachés à *Homo erectus* (Thoma, 1966 ; 1967). Les résultats des datations des niveaux les plus anciens, par Th/U et ESR, permettent de situer les premières occupations humaines dans une fourchette de temps comprise entre environ 400 000 et 125 000 ans (Hennig *et al.*, 1983). La connaissance du feu semble alors acquise, ainsi que son utilisation pour le chauffage au moyen de la combustion d'ossements.

Mais l'importance du site réside également dans l'exceptionnelle richesse paléobotanique des travertins qui ont conservé plus de 6600 empreintes de flore identifiant 190 espèces végétales. Les résultats sont présentés selon la succession chronologique des flores au Pléistocène moyen.

À la base, pour le Pléistocène moyen très ancien (ex. Gunz-Mindel), les espèces résiduelles tertiaires sont abondantes, mais l'environnement forestier est dominé par le chêne, le noyer d'Amérique (*Pterocarya*) et le

Figurier. L'accroissement de la représentation des Abiétacées coïncide avec le taux élevé des précipitations au Pléistocène moyen ancien (ex. Mindel). Le Pléistocène moyen, moyen (ex. Mindel-Riss) est caractérisé par sa flore à *Celtis* (micocoulier). De nombreux restes de végétaux aquatiques témoignent vraisemblablement de points d'eau aux environs des sites à travertins, entourés de forêts aux essences variées (aulne, orme, érable, tilleul, lilas et vigne...) (Skoflek, 1968).

La palynologie des remplissages renforce l'image restituée par les macrorestes et les empreintes (Járai-Komlódi, 1973 ; 1990). La reconstitution des paysages autour des sites préhistoriques est la suivante :

- des forêts marécageuses à aulne, saule et peuplier,
- des forêts-galeries avec l'orme et le chêne,
- des prairies humides accueillant l'oseille, la renouée, l'ortie, le pigamon, des Rosacées, des Renonculacées, des Cypéracées et des Dipsacacées,
- des arbustes, des arbrisseaux et des buissons au sein des forêts avec le fusain, la bourdaine, le nerprun et des ronces,
- quelques pieds de vigne et de houblon mêlés aux arbres,
- de rares *Podocarpus* qui ont peut être profité de la proximité des sources thermales.
- Au pied des montagnes et sur leurs pentes devaient croître des îlots forestiers à bouleaux, pins et chênes et des buissons à noisetiers et lilas.
- Les endroits les plus protégés ont dû abriter le noyer, le charme oriental et le micocoulier.
- Les environnements steppiques étaient occupés par les Astéracées, Chénopodiacées, Fabacées, Brassicacées, Plantaginacées...
- Le sommet des montagnes était couvert de forêts de Charmes associés aux chênes ou aux épicéas ; le hêtre a survécu mais est très peu représenté. Les Ericacées, les lycopodes et *Botrychium*, filicale marécageuse, occupaient le sous-bois.

À partir de ces découvertes paléobotaniques, nous pouvons avancer que les travertins de Vertesszöllös se sont principalement formés durant un interglaciaire au début du Pléistocène moyen (Cromérien) ou pendant une période interstadaire du Pléistocène moyen ancien ; à noter cependant que les relictés du Pliocène sont plus nombreuses et plus variées, pour les mêmes périodes, dans les Alpes du Sud en Italie (Lona et Follieri, 1957) et en Slovaquie (Sercelj, 1966).

Les principaux restes de bois carbonisés recueillis dans les lœss « würmiens » concernent presque essentiellement les conifères (mélèze, épicéa et sapin) ; le Genêt est le seul représentant des feuillus caducifoliés ; d'après l'auteur, la collecte est maigre, sélective et ne reflète qu'une petite portion de l'environnement végétal (Horváth *in* : Kretzoi et Dobosi, 1990).

- La grotte d'Azych

La grotte d'Azych, en Azerbaïdjan, comporte un remplissage archéologique qui recoupe toute une série de civilisations allant de la pebble-culture à l'Age du Bronze. Les couches contenant une industrie sur galets de l'Acheuléen ancien ont livré une mandibule humaine attribuée à une femme adulte préneandertalienne (Gusseinov, 1976-1978-1979 ; Gusseinov *et al.*, 1976). Les 4 niveaux inférieurs (couches 7 à 10) seraient datés entre 1,2 et 0,7 million d'années (Ranov, 1989).

Les niveaux acheuléens les plus anciens contiennent les éléments d'une faune assez archaïque. Les os sont très fossilisés et fragmentés ; certains sont en partie calcinés, surtout à proximité de la paroi méridionale de la grotte où l'on a trouvé des traces de foyers. Les pollens sédimentés dans les mêmes couches indiquent l'établissement d'une forêt de bouleaux, auxquels se mêlent ostryas et charmes (*Carpinus orientalis*).

Dans les niveaux sus-jacents contenant les outils de l'Acheuléen moyen, la faune est plus diversifiée. La palynologie révèle la succession de deux paysages : un premier ensemble forestier composé de bouleaux, de pins, d'aulnes, de charmes (*Carpinus betulus*) et de noyers est relayé par une forêt semblable à celle qui servait de décor aux Acheuléens anciens, avec le bouleau, l'ostrya et le charme oriental.

- Les cavernes de Koudaro

Les cavernes de Koudaro s'ouvrent sur la pente sud de la partie centrale du Grand Caucase en Géorgie. La galerie Est de la grotte de Koudaro I présente une stratigraphie allant de l'Acheuléen au Paléolithique supérieur. Les analyses sédimentologiques et pédologiques des niveaux acheuléens mettent en évidence deux ensembles de couches déposés sous des conditions climatiques différentes, à la base tempérées humides et ensuite plus froides. La faune est extrêmement riche (Lubine *et al.*, 1978).

Les Acheuléens de Koudaro avaient donc à leur disposition des menus variés. Le décor végétal est tout aussi attrayant. D'abord tempéré et humide, le climat permet la coexistence des pins et de la forêt caducifoliée ; puis l'augmentation de la température engendre un épanouissement des

grands arbres tels que le charme, le châtaignier, le chêne, l'orme, le hêtre, le tilleul, l'érable et les Juglandacées : *Juglans* et *Pterocarya*. À la fin de la période acheuléenne, une détérioration climatique entraîne la dégradation du couvert arboré (Levkovskaïa, *in*: Lubine, 1978). Ces phases climatiques bien nettement mises en évidence par la palynologie sont attribuées, soit à la fin de l'Eémien et au début du Würm, soit à un interstade rissien et à une phase très froide du Riss final.

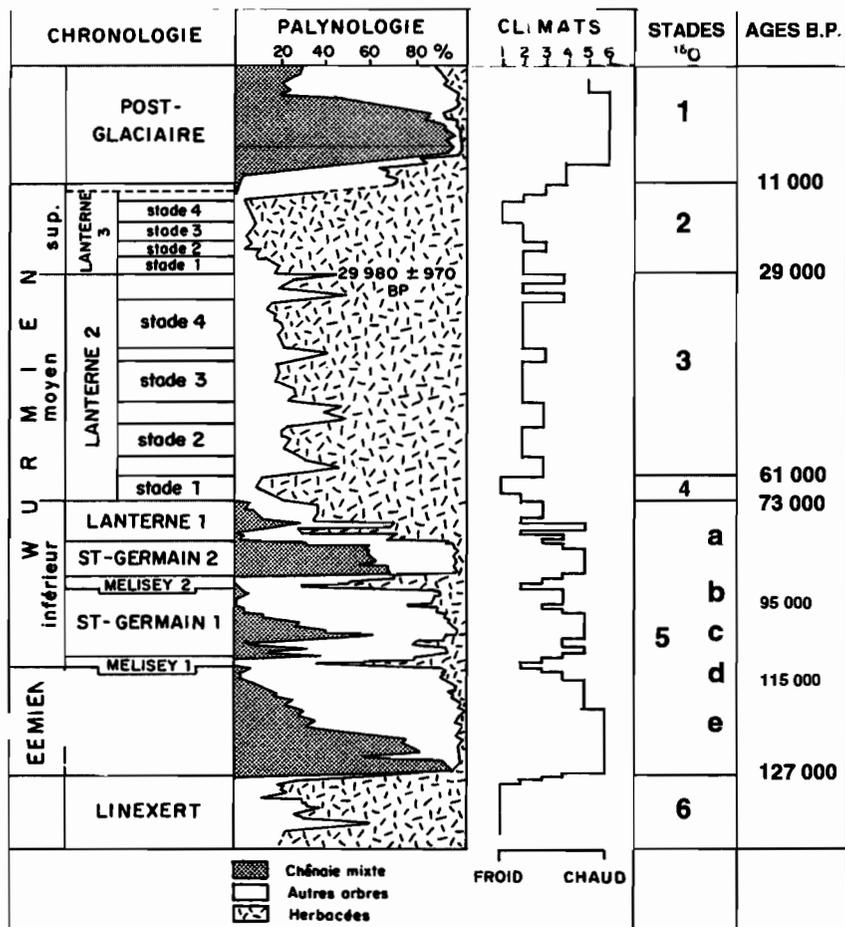


Fig. 13: Diagramme pollinique synthétique et simplifié de la tourbière de la Grande Pile, Vosges (Woillard, 1979; Woillard et Mook, 1982).

L'environnement végétal des civilisations moustériennes en Europe au début du Pléistocène supérieur

Le Pléistocène supérieur débute par le dernier cycle interglaciaire qui a longtemps été appelé Riss-Würm en terme de chronologie alpine; il se confondait avec le stratotype de l'Eémien émanant de l'analyse pollinique des sédiments déposés à l'embouchure de la rivière Eem (Selle, 1957) et s'inscrivait au niveau du stade 5 dans l'échelle des stades isotopiques (texte et bibliographie, cf. Lebreton *et al.* « La chronologie pollinique de la fin du Pliocène, du Pléistocène et de l'Holocène en Europe. Stations éponymes et historiques; nouvelles données » *supra*).

C'est à partir de 1978 que l'interglaciaire est bien documenté par le diagramme pollinique de la tourbière vosgienne de la Grande Pile (Woillard 1978; 1979) (Fig. 13).

Il révèle plusieurs épisodes climatiques exprimés le plus souvent en noms locaux:

Linexert matérialise la fin de l'avant-dernière glaciation vosgienne avec un couvert arboré faible au profit d'espaces ouverts occupés par les Graminées et les herbacées steppiques.

Suivent trois phases forestières: Eémien, St-Germain I et St-Germain II interrompues par des épisodes arborés à bouleaux et genévriers: Melisey I et Melisey II.

La première phase « Eémien » *sensu stricto*, qui voit le développement de la chênaie mixte bordée de noisetiers, mais aussi la représentation de l'if, du buis et du charme, est vraisemblablement la plus chaude: datée de 125 000 ans BP, elle représente à coup sûr le maximum thermique de la période interglaciaire; c'est le stade 5e.

Les deux suivantes, au sein desquelles le bouleau et le pin occupent une large place, sont certainement plus tempérées ou fraîches et annoncent le retour aux conditions climatiques plus ou moins rigoureuses individualisées dans la suite du diagramme; ce sont les stades isotopiques 5c et 5a.

D'autres séquences polliniques sont par la suite venues illustrer l'histoire végétale de cette période climatique, par exemple celle des Echets, près de Lyon (de Beaulieu et Reille, 1984).

Les environnements végétaux de la Préhistoire

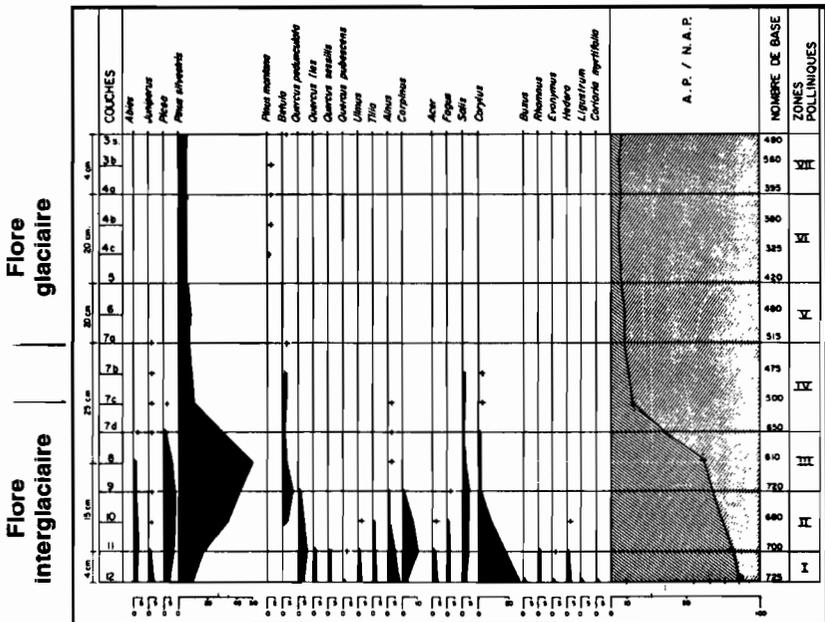
. En France

Les remplissages archéologiques datant de cette période sont rares, mal datés et pour la plupart localisés dans le Sud-Ouest.

Le gisement du Breuil est situé près de Neuvic-sur-l'Isle en Dordogne (Paquereau et Texier, 1973). C'est une station de plein air installée sur le bord interne d'une terrasse fluviatile qui domine la rivière actuelle de 12 mètres. Les études stratigraphiques et sédimentologiques révèlent que les niveaux moustériens de base sont séparés des couches sus-jacentes par des surfaces de ravinement en relation avec une compétence accrue du cours d'eau.

C'est l'analyse pollinique qui est utilisée pour dater la base du remplissage de la fin de l'interglaciaire Riss-Würm; elle permet de suivre la dégradation progressive des flores arbustives (pins, épicéas, sapins, chênaie mixte, noisetiers, saules...) et particulièrement des thermophiles parfois méditerranéennes (chênes verts, chênes pubescents, buis, corroyères...).

Fig. 14: *Le Breuil*. Diagramme pollinique des essences arbustives (Paquereau et Texier, 1973).



Cette séquence interglaciaire est en continuité avec un ensemble würmien complet; elle comporte un jalon particulièrement précieux, souvent absent dans les remplissages archéologiques, qui est le spectre pollinique de transition entre le terme ultime de dégradation du stade forestier et les premiers éléments steppiques caractérisant les flores würmiennes (Fig. 14).

La palynologie des planchers stalagmitiques datés par U/Th (entre $151\ 000 \pm 15\ 000$ BP et $117\ 000 \pm 5\ 000$ BP (couche 11) et $101\ 000 \pm 12\ 000$ BP et $97\ 000 \pm 6\ 000$ BP (couche 7) (Blackwell *et al.*, 1983), formés entre le stade 6 et le milieu du stade 5, dans un des sites de *La Chaise* en Charente (*Abri Bourgeois-Delaunay*), a livré des résultats identiques (Fellag, 1996); nous observons une succession de formations ouvertes à la fin du Pléistocène moyen et de paysages forestiers ou semi-forestiers aux niveaux des stades 5e, 5d et 5c. La forêt à chênes, charmes, noisetiers, frênes, érables, tilleuls, aulnes, pins et noyers, est suivie dans les dépôts moustériens sus-jacents, par un retour de la steppe à Astéracées, dont l'armoise, accompagnées des Caryophyllacées et des Chénopodiacées.

. En Allemagne

Les travertins d'*Ehringsdorf*, près de Weimar, ont livré une faune abondante, des vestiges paléobotaniques et des restes humains: un crâne complet et des mandibules.

La formation géologique est datée du dernier interglaciaire, ce que ne dément pas une végétation arborée thermophile, hantée par l'Eléphant antique, le Rhinocéros de Merck et le Cheval (Behm-Blancke, 1956; Bosinski, 1975).

. À Jersey, Royaume-Uni

Le site de la *Cotte de Saint-Brelade*, constitué de fissures ouvertes dans le rocher granitique du sud-ouest de l'île, doit sa célébrité à sa faune et ses industries du Pléistocène moyen associées à une série de dents néandertaliennes. Les dernières fouilles de C.B.M. McBurney, de 1961 à 1978, complétées par les travaux de P. Callow et J.M. Cornford (1986), ont permis de reconstituer l'histoire chronostratigraphique et paléoclimatique de la station:

- à la base, un sol lessivé en période tempérée a livré des silex brûlés datés par thermoluminescence de $238\ 000 \pm 35\ 000$ ans (stade isotopique 7?).
- le sol est surmonté par des dépôts loessiques saaliens (stade 6).

- au-dessus, une plage fossile témoignerait d'une transgression marine attribuable à l'Eémien (stade 5).
- la séquence se termine par des dépôts glaciaires wechseliens recouverts de lœss.

À la base du diagramme pollinique (Leroi-Gourhan, 1958-1961), ce sont les aulnes et les noisetiers qui, associés à la chênaie mixte, donnent sa valeur élevée à la courbe des arbres.

. En Italie

À *Saccopastore*, au nord de Rome, des carrières de graviers avant l'urbanisation, on fait apparaître un étagement de terrasses et une série de sédiments déposés durant tout le Pléistocène moyen (Blanc, 1957 — *L'Uomo di Saccopastore e il suo ambiente*, 1983). La terrasse datée du dernier interglaciaire contient une industrie lithique déjà moustérienne; deux crânes humains y sont associés. Les limons ont retenu des empreintes de feuilles qui permettent d'identifier le noisetier, le peuplier, le chêne et le charme. Tous ces arbres appartiennent à la forêt caducifoliée thermophile, régénérée durant l'amélioration climatique qui caractérise donc partout l'interglaciaire Eémien *sensu lato*.

Nous constatons donc globalement des faits botaniques intéressants, la présence de taxons très thermophiles, parfois méditerranéens, par exemple dans le Sud-Ouest de la France et l'importance de la chênaie et du charme durant la période la plus chaude de l'interglaciaire dans toutes les stations concernées en Europe.

L'environnement végétal des civilisations moustériennes en Europe, durant le début de la dernière glaciation ou Würmien ancien

La glaciation würmienne a été d'une façon générale, l'occasion d'un apport important de lœss dans le Nord de l'Europe et aussi celle d'une sédimentation massive en grotte. Les remplissages archéologiques moustériens ayant été le plus souvent bien conservés, les études paléoenvironnementales concernant les Néandertaliens sont nombreuses. Malheureusement, les stratigraphies sont parfois interrompues par des lacunes de sédimentation ou des vidanges et les industries moustériennes se différencient difficilement. Les résultats que nous présentons à titre d'exemples ne livrent donc que des informations régionales, en France et dans le reste de l'Europe, d'Ouest en Est.

Nous savons que les civilisations moustériennes ont connu le début de la glaciation würmienne dont certains épisodes de réchauffement (Amersfoort, Brörup et Odderade), mis en évidence par la palynologie de sédiments tourbeux ou lacustres du Nord de l'Europe, se superposent avec la fin de l'interglaciaire précédent (Éémien *sensu lato*); mais il a été généralement difficile de caler dans le temps les périodes les plus tempérées révélées par la palynologie des sédiments archéologiques, sans le soutien de quelques datations absolues entre l'oscillation thermique de Amersfoort (en moyenne 105 000 ans BP) et les dates approximatives de 35 000-30 000 ans BP qui marquent en Europe la fin des civilisations moustériennes.

L'environnement végétal des moustériens, durant le Würmien ancien en France

Ce sont les études pluridisciplinaires entreprises respectivement dans le Sud-Ouest et le Sud-Est de la France par F. Bordes et H. de Lumley qui sont à l'origine des premières synthèses régionales abordant l'environnement végétal et les paléoclimats contemporains des civilisations moustériennes durant le début de la dernière glaciation. Cette période climatique appelée aussi Würmien ancien a été scindée en Würmien I et Würmien II à partir de critères stratigraphiques, puis sédimentologiques (de Lumley, 1971; Miskovsky, 1974). Les études paléoenvironnementales quant à elles, ont permis de corroborer les hypothèses d'un climat froid mais humide durant le Würmien I, puis d'un climat froid et sec pendant le Würmien II (Renault-Miskovsky, 1972).

La coupure entre Würmien ancien et Würmien récent autour de 35 000-30 000 ans, sera surtout le fait d'un changement de civilisation plutôt que celui d'un événement climatique, puisque nous le verrons, le Würmien récent coïncide avec la naissance du Paléolithique supérieur et la succession de ses différents faciès culturels.

L'étude pluridisciplinaire réalisée sur le *site de Combe-Grenal* a permis de suivre l'histoire climatique et de connaître l'environnement du Sud-Ouest de la France et plus précisément de la Dordogne pendant plus de 100 000 ans (Bordes *et al.*, 1966).

D'après F. Bordes, les couches acheuléennes à la base du remplissage sont attribuées à la fin de la glaciation rissienne, au climat particulièrement rigoureux, ici comme partout en Europe. Elles sont séparées des couches moustériennes par un important sol d'altération qui se serait formé au cours du « Riss-Würm ».

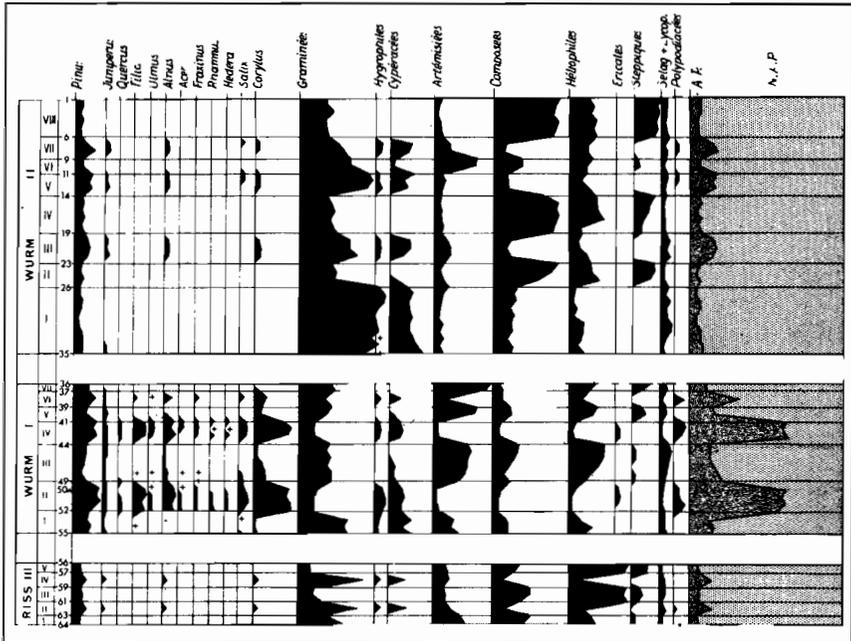


Fig. 15 : Diagramme pollinique de Combe-Grenal (Paquereau, in : Bordes, 1966).

L'ensemble du remplissage moustérien est aussi interrompu, à peu près dans son milieu, par un autre sol d'altération qui a entraîné une coupure du Würmien ancien, en Würmien I et Würmien II.

Le Würmien I a connu d'amples oscillations climatiques et floristiques. Aux stades forestiers plus ou moins dominés par le Pin, suivant l'importance de la tendance tempérée-humide, succèdent des paysages de parcs allant jusqu'à la steppe quand le froid et la sécheresse s'affirment.

Le niveau 20 (Moustérien à denticulés) a été daté de $44\ 000 \pm 4500$ ans BP par thermoluminescence à partir d'un silex chauffé (Bowman et Sieveking, 1983).

Au Würmien II, le climat est plus homogène, froid et sec. Ce sont surtout les variations du degré d'humidité qui sont à l'origine des modifications du paysage ; les vastes prairies herbues humides à Graminées alternent avec les steppes sèches à Composées (Fig. 15).

De nombreuses recherches pluridisciplinaires sont aussi à l'origine de synthèses climatiques pour la période moustérienne dans le Sud-Est de

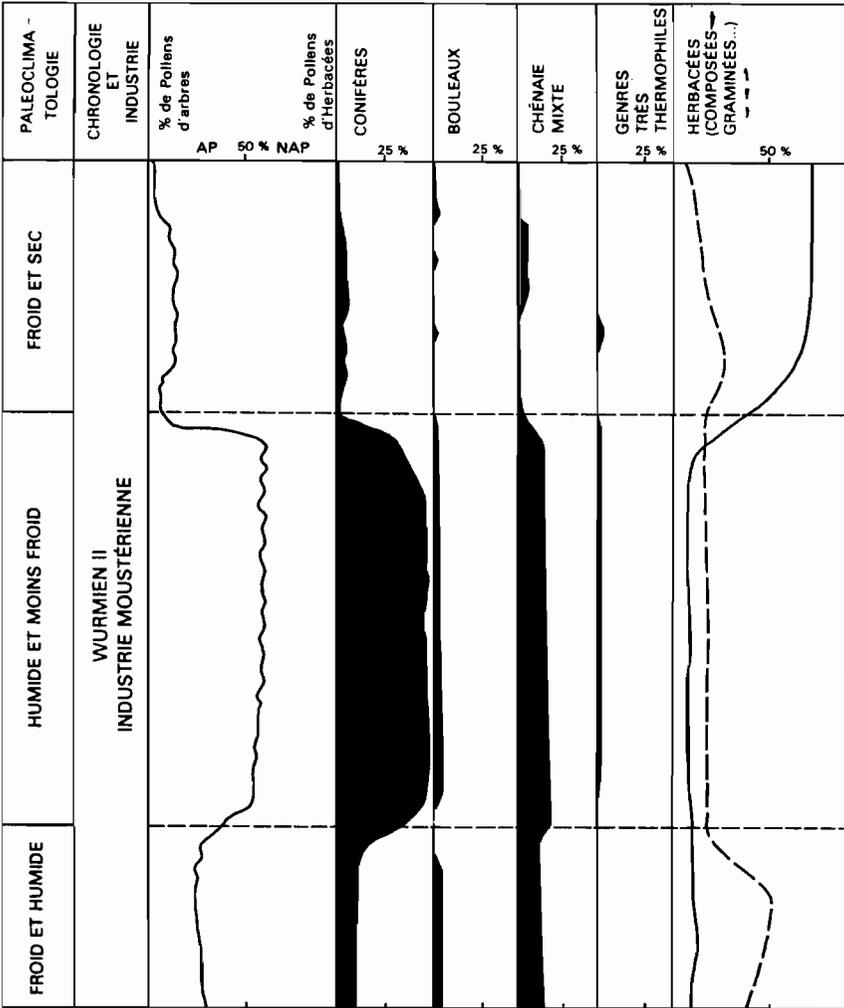


Fig. 16: Diagramme pollinique très simplifié du remplissage moustérien de l'Hortus, Valflaunès, Hérault (d'après Renault-Miskovsky, 1972).

la France, en particulier l'étude exhaustive du *site de l'Hortus* qui a permis de suivre l'évolution de l'environnement des Néandertaliens méditerranéens en Languedoc (La grotte moustérienne de l'Hortus, Valflaunès, Hérault, 1972). La grotte s'ouvre au nord de Montpellier sur le flanc méridional d'une falaise calcaire, mais c'est la diaclase fendant la dalle rocheuse

perpendiculairement à l'axe de la grotte, qui a été remplie par 7 mètres d'éboulis cryoclastiques; ces dépôts sont attribués par H. de Lumley à la seconde partie du Würmien ancien ou Würmien II; ils renferment une faune abondante, de nombreux restes d'Hominidés et une industrie lithique moustérienne.

La palynologie de l'ensemble sédimentaire met en évidence trois groupements floristiques permettant de suivre l'évolution du paysage et du climat, durant trois épisodes successifs (Fig. 16 et 17a, b, c) (Renault-Miskovsky, 1972).

- À la base, l'association: pins (de type sylvestre), bouleaux, chênaie mixte et Graminées témoigne d'un climat froid et humide (Fig. 17a).

- La phase du milieu, marquée par la coexistence des conifères et de la chênaie, alors que régressent les bouleaux et les Graminées et que se développent les genres thermophiles, semble correspondre à un léger réchauffement climatique (Fig. 17b).

- Au sommet, la soudaine et quasi-disparition des essences arborescentes, remplacées par de vastes étendues steppiques, révèle sans conteste l'installation rapide du froid et de la sécheresse (Fig. 17c).

À noter qu'il est tentant de rapprocher ces deux études régionales et de revoir les hypothèses déjà anciennes des préhistoriens, car les périodes tempérées enregistrées dans les deux diagrammes pourraient être mises en parallèle avec les interstades du début de la dernière glaciation déjà référencés au sommet de l'interglaciaire éémien *sensu lato*. Mais actuellement aucune nouvelle étude ne permet de reprendre le débat.

Dans le nord de la France, le profil limoneux de *Seclin* localisé à quelques kilomètres au sud de Lille présente une séquence comportant de bas en haut, un complexe humifère, des formations limono-crayeuses litées surmontées d'un loess de couverture, le tout s'étant déposé au Würmien ancien (Leroi-Gourhan *et al.*, 1978; Tuffreau *et al.*, 1985).

L'industrie lithique provenant du sommet du complexe humifère appartient à un faciès particulier du Paléolithique moyen riche en lames.

Les niveaux de faciès de *Seclin*, à débitage laminaire de concept Levallois, ont livré deux silex chauffés qui ont été datés par thermoluminescence (ox 85 TL fg) de 93 000±9000 ans BP (Oxford Laboratory, 1988).

L'analyse pollinique révèle la succession de deux phases climatiques et de deux paysages distincts du Würmien ancien: à une forêt dense où le pin, suivi par l'épicéa, domine nettement les essences caducifoliées, succède brutalement un parc-prairie envahi par les Graminées et les Composées.

Fig. 17:

Reconstitutions du paysage au pied du massif de l'Hortus durant (a, b, c) les trois grandes phases climatiques définies par le diagramme pollinique et par comparaison avec le climat méditerranéen actuel. (Dessins: E. Guerrier sous la direction scientifique de H. de Lumley et al., collection du Laboratoire de Préhistoire du Muséum national d'Histoire naturelle). a: Paysage forestier très mélangé où, voisinant avec les pins et les chênes à feuillage caduque, croissent les charmes et les bouleaux; l'aulne et les plantes aquatiques bordent la rivière, tandis que Graminées et ficiaires modèlent la prairie.

b: Le pin et le chêne entrent en compétition au sein d'une forêt plus sèche et un peu plus dense, alors que le bouleau s'éclipse devant des essences plus thermophiles.

c: La forêt a cédé la place à de vastes espaces herbacés à Graminées et Composées, interrompus par quelques bouquets de pins et des taillis buissonnants.



La présence de l'Homme se situe au niveau du déclin de la forêt, c'est-à-dire au passage de la phase interstadaire nettement assimilée à l'interstade de Brorÿp, à la péjoration climatique qui a suivi.

L'environnement des moustériens en montagne nous est également restitué à travers les résultats obtenus dans la *grotte de Prélétang* qui s'ouvre à 1200 mètres d'altitude dans le massif du Vercors (Lequatre, 1966).

Le remplissage repose sur un plancher stalagmitique peut-être formé à l'Eémien; il est interrompu par un second concrétionnement calcaire. L'industrie lithique recueillie est de type moustérien alpin un peu fruste.

Le sol extérieur s'est trouvé gelé durant les périodes les plus froides des temps glaciaires; les apports de sédiments dans le site n'ont donc pu se faire que pendant les phases relativement tempérées du Würmien ancien. Ce fait est confirmé par l'analyse pollinique (Leroi-Gourhan, 1966). Les maximums forestiers révèlent la dominance absolue du pin, la primauté de l'épicéa sur le sapin et la présence discrète, mais continue, de quelques essences thermophiles.

Ce sont les pins qui dominent également à cette époque le paysage bourguignon si l'on en juge par l'analyse pollinique des sédiments moustériens d'Arcy-sur-Cure, qui révèle en outre la présence en plein Würmien ancien, de quelques essences thermophiles dont le noyer (Girard, *in*: Leroi-Gourhan et Renault-Miskovsky, 1977; Girard *et al.*, 1990).

Quelques autres exemples, en Espagne, en Italie, en Roumanie et au Caucase.

À grande distance les résultats sont difficiles à mettre en parallèle, car il est parfois délicat de prouver que les séquences étudiées sont contemporaines.

Si nous tentons de rapprocher le plus objectivement possible les spectres polliniques ouest-européens, un fait botanique se dégage nettement: au Würmien ancien et dans l'ouest de l'Europe, le pin domine la végétation, qu'elle soit en partie forestière ou presque totalement steppe; il semble avoir télescopé le reste de la végétation.

Cette remarque est particulièrement justifiée en Espagne à la *Cueva del Toll*, province de Barcelone (Donner et Kurten, 1958), à l'Arbreda en Catalogne (Burjachs et Renault-Miskovsky, 1992) et dans plusieurs sites andalous (Carrion et Dupré, 1994).

Dans la *grotte du Prince* en Ligurie italienne, la brèche ossifère sus-jacente à la formation marine tyrrhénienne est datée du Würmien I; elle a livré les pollens d'une flore riche (Renault-Miskovsky, 1972). Le paysage est nettement forestier: les conifères abondants, étagés sur les monts de l'arrière-pays, étaient relayés plus bas par les chênes, les charmes, les ormes et les aulnes; les genres très thermophiles comme les Oléacées, les chênes verts, les pistachiers étaient plus nombreux que dans le sud-est de la France.

La flore de la Ligurie italienne a par ailleurs été bien documentée par la palynologie de plusieurs sites moustériens: *Madonna dell'Arma*, San Remo, *Santa Lucia superior*, Toirano (Kaniewski, 2002) et *Caverna delle Fate*, *Arma dell Manie*, Finale Ligure, *San Franscesco*, San Remo (Karatsori, 2003).

La palynologie de la grande salle de la *grotte du Broïon* en Vénétie, fait aussi apparaître une succession de paysages qui sont les premiers témoins du climat et de la végétation du Paléolithique moyen et du Paléolithique supérieur dans cette région du nord de l'Italie (Cattani et Renault-Miskovsky, 1983). Au Würmien ancien, les ensembles de végétation y sont dominés par les Conifères, mais les arbres caducifoliés sont toujours bien représentés; par contre, l'absence des taxons méditerranéens révèle un climat vraisemblablement plus froid et plus humide que celui qui a régné durant la même période dans le Sud-Est français et en Ligurie italienne.

Nous observons des fluctuations de climat et de végétation identiques à l'Est de l'Europe, en Roumanie d'après les diagrammes polliniques intégrés aux tableaux géochronologiques du Paléolithique moyen et supérieur établis par M. Carciumaru (1989) et au Caucase à travers les études pluridisciplinaires réalisées sur le site moustérien de *Koudaro* (Lubine et al., 1978) et celui de *Matouzka* (Golovanova et al., 1990).

L'environnement végétal des civilisations du Paléolithique supérieur en Europe, durant la fin de la dernière glaciation ou Würmien récent

Nous avons déjà vu que la coupure essentielle entre Würmien ancien et Würmien récent est surtout d'ordre culturel. En effet, à partir du Paléolithique supérieur, une civilisation nouvelle est installée. Elle est le fait des *Homo sapiens*; auteurs d'une industrie lithique et osseuse raffinée, diversifiée et rapidement évoluée, ils se distinguent en outre par la manifestation de leur art et de leur vie spirituelle, témoins d'une société en pleine mutation.

Il semble cependant que certaines stratigraphies, entre 37 000 et 30 000 ans BC, aient enregistré plusieurs oscillations climatiques matérialisées par la formation de sols ou la mise en évidence de spectres polliniques de couverts arborés ; ce sont les interstades d'Hengelo (tourbière hollandaise) dans la fourchette 37 000-35 000 BC (Van der Hammen *et al.*, 1967 ; Zagwijn, 1989) et l'interstade des Cottés (grotte des Cottés, Vienne) entre 35 000 et 31 000 ans BC (Bastin *et al.*, 1976). Les interstades suivants, pour la plupart documentés à partir de données archéo-botaniques, interrompent le froid rigoureux qui règne durant tout le Paléolithique supérieur. Ce sont :

- *Arcy* (grotte du Renne à Arcy-sur-Cure, ≈ 28 000-29 000 ans BC ; Leroi-Gourhan, 1964).

- *Kesselt* (sol, Belgique, ≈ 26 000 ans BC ; Gullentops, 1954).

- *Tursac* (Abri du Facteur, Dordogne, ≈ 21 500 ans BC ; Leroi-Gourhan, 1968) pour le Würmien III.

- *Laugerie* (site de Laugerie-Haute, Dordogne, ≈ 17 700-16 500 BC ; Paquereau, 1978 ; Leroi-Gourhan, 1980).

- *Lascaux* (grotte de Lascaux, Dordogne, ≈ 15 000-14 000 ans BC ; Leroi-Gourhan, 1960 ; 1965 ; Leroi-Gourhan et Girard, *in* Leroi-Gourhan et Allain, 1979 ; Leroi-Gourhan, 1980).

- et les réchauffements successifs du tardiglaciaire en Europe septentrionale, *Bölling et Alleröd*, pour le Würmien IV*.

Quelques environnements végétaux en France au Paléolithique supérieur

• *En Bourgogne*

Les grottes d'Arcy-sur-Cure, situées dans l'Yonne au pied des monts du Morvan, présentent des stratigraphies couvrant une partie des deux dernières glaciations (Fig. 18).

Les plus anciennes traces du passage de l'Homme sont illustrées par des outils sur galets provenant du fond de la grotte de l'Hyène, qui contient aussi une industrie moustéroïde accompagnée de faunes datant d'un interstade rissien. La galerie Schoepflin présente une quinzaine de strates différentes contenant toutes des vestiges du Moustérien typique « ancien ». Les huit niveaux de la grotte du Bison renferment, à la base, des industries du Moustérien typique « ancien », puis du Moustérien récent et enfin, au sommet, un Châtelperronien pauvre. La grotte du Renne a été

* Texte et bibliographie, cf. Lebreton *et al.* : « La chronologie pollinique de la fin du Pliocène, du Pléistocène et de l'Holocène en Europe. Stations éponymes et historiques ; nouvelles données », *supra*.

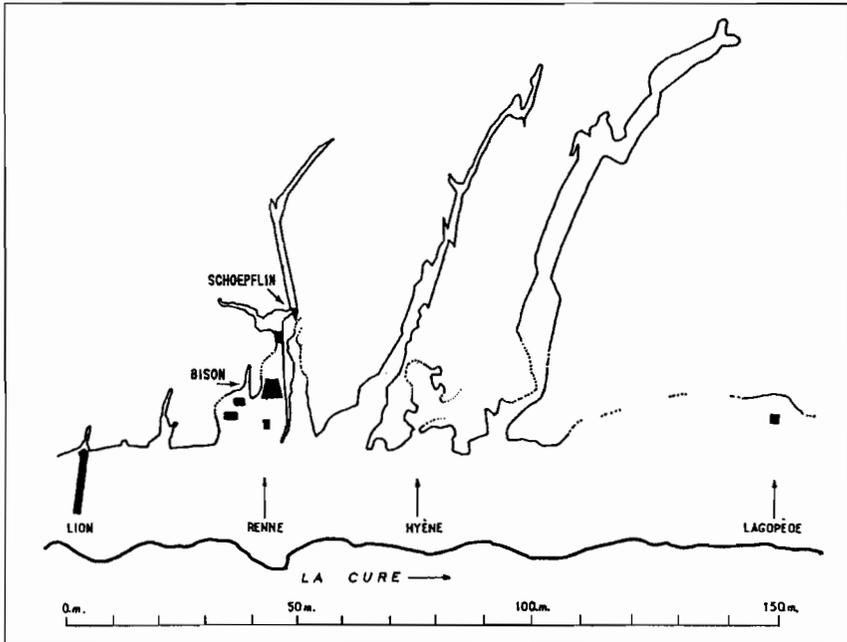


Fig. 18 : Situation des grottes d'Arcy au bord de la Cure et localisation des prélèvements destinés à une analyse pollinique (d'après Leroi-Gourhan, 1965).

successivement habitée par les Moustériens, les Châtelperroniens (couches X, IX et VIII), les Aurignaciens et les Gravettiens (couches VII, VI et V). Des datations au ^{14}C ont donné : 31 690 ans BC et 31 550 ans BC pour la couche VIII et 28 420 ans BC pour la couche VII. L'inventaire des différentes datations obtenues sur des charbons recueillis dans la grotte du Renne a été discuté et publié (David *et al.*, 2001). L'Abri du Lagopède qui, étant donné sa position en surplomb au-dessus de la Cure, n'a pu servir que d'abri très temporaire, a été fréquenté par les Magdaléniens. Enfin l'Abri du Lion a livré des vestiges allant de l'Age du Fer à l'époque sub-actuelle (Leroi-Gourhan, 1965).

Le tableau des résultats d'ensemble: chronostratigraphie, datations absolues, sédimentologie et palynologie (Girard *et al.*, 1990) et les analyses polliniques synthétisées (Fig. 19) permettent de suivre les oscillations du climat durant la fin du Würmien ancien et le Würmien récent.

L'ensemble du paysage würmien est donc principalement steppique en Bourgogne, surtout durant le Würmien récent.

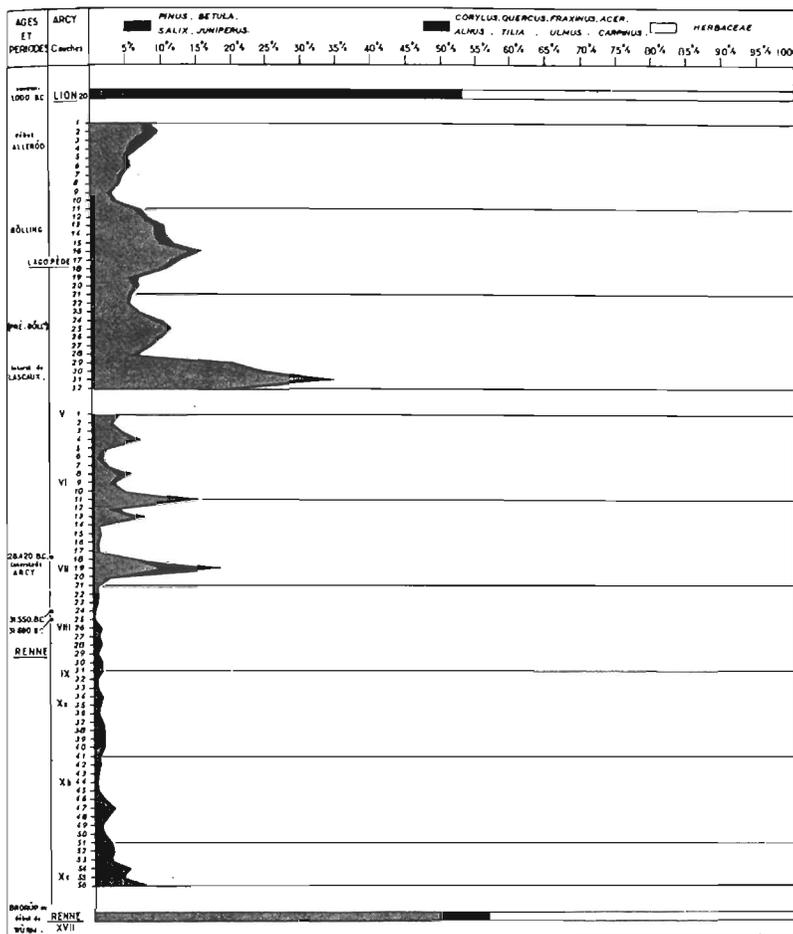


Fig. 19: Analyses polliniques (réalisées par M. Girard) et chronologie des grottes d'Arcy-sur-Cure.

Importance des arbres à diverses époques dans les grottes d'Arcy-sur-Cure. A la base, la couche XVII du Renne (début du Würm ?) montre la prédominance de la pinède. Au début du Paléolithique supérieur, le froid a transformé le paysage en steppe que parsement quelques arbres rares. Les interstades d'Arcy et de Kesselt montrent les deux poussées successives des boisements, le maximum de thermophiles se situant pendant la première partie. L'abri du Lagopède présente une série tardiglaciaire qui débute par l'interstade de Lascaux, vers 15 000 ans BC. La steppe-parc s'est installée, marquée par une permanence déjà importante des bois de pins. Ce n'est que quelques centaines d'années avant l'arrivée des Halstattiens à Arcy que l'analyse dans la grotte du Lion montre un exemple de composition essentiellement forestière où les herbacées sont maintenant en minorité (Leroi-Gourhan, 1965).

Les espaces découverts sont essentiellement envahis par les Graminées et les Composées, souvent en compétition. La végétation arborée est dominée par le pin ; les essences caducifoliées plus thermophiles, toujours sous-représentées, même pendant les interstades, dont l'interstade d'Arcy, ne reconstitueront le fond de la végétation qu'à partir du Post-glaciaire.

• *En Périgord*

La station de La Ferrassie en Dordogne, à Savignac-de-Miremont entre les Eyzies et le Bugue, est composée de trois sites :

- un petit abri qui contenait une industrie moustérienne.
- une grotte qui a livré des outils du Paléolithique supérieur.
- le « Grand Abri » qui présente en stratigraphie les traces de plusieurs civilisations allant du Moustérien au Périgordien supérieur et qui a fait l'objet de nombreuses études (*in* : Le grand abri de la Ferrassie, 1984), notamment sédimentologiques (Laville, 1975), palynologiques (Paquereau, 1978) et paléontologiques (Delpech, 1975).

Plusieurs phases climatiques ont ainsi été individualisées en Périgord entre environ 35 000 et 22 000 ans BP et la succession de plusieurs paysages a été mise en évidence. À noter que la série de datations ¹⁴C et AMS obtenues sur les différents niveaux archéologiques du site de la Ferrassie, montre que la succession chronologique des archéostrates est bien meilleure du côté frontal que du côté sagittal (Delibrias, 1984 ; Mellars *et al.*, 1987 ; Delpech et Rigaud, 2001). Le climat est dans l'ensemble frais et humide ou froid et sec, mais il est interrompu par trois oscillations majeures qui peuvent être corrélées avec l'interstade d'Arcy au niveau Aurignacien II et avec les deux interstades successifs de Kesselt et de Tursac dans les dépôts périgordiens.

Le début du Würmien III est marqué par une végétation ouverte : les arbres sont surtout le pin, le bouleau et l'aulne. La compétition entre les Graminées et les Composées indique des périodes alternativement humides et sèches.

L'interstade d'Arcy est caractérisé par un net reboisement dû aux Noisetiers, aux aulnes, mais aussi aux feuillus thermophiles tels que le chêne, l'orme, le tilleul, l'érable, le charme et le frêne.

Puis c'est la steppe à Composées, interrompue surtout par des bouquets de pins et de bouleaux.

Les pins et les feuillus caducifoliés thermophiles se développent de nouveau au Périgordien en même temps que s'humidifie le climat. Le

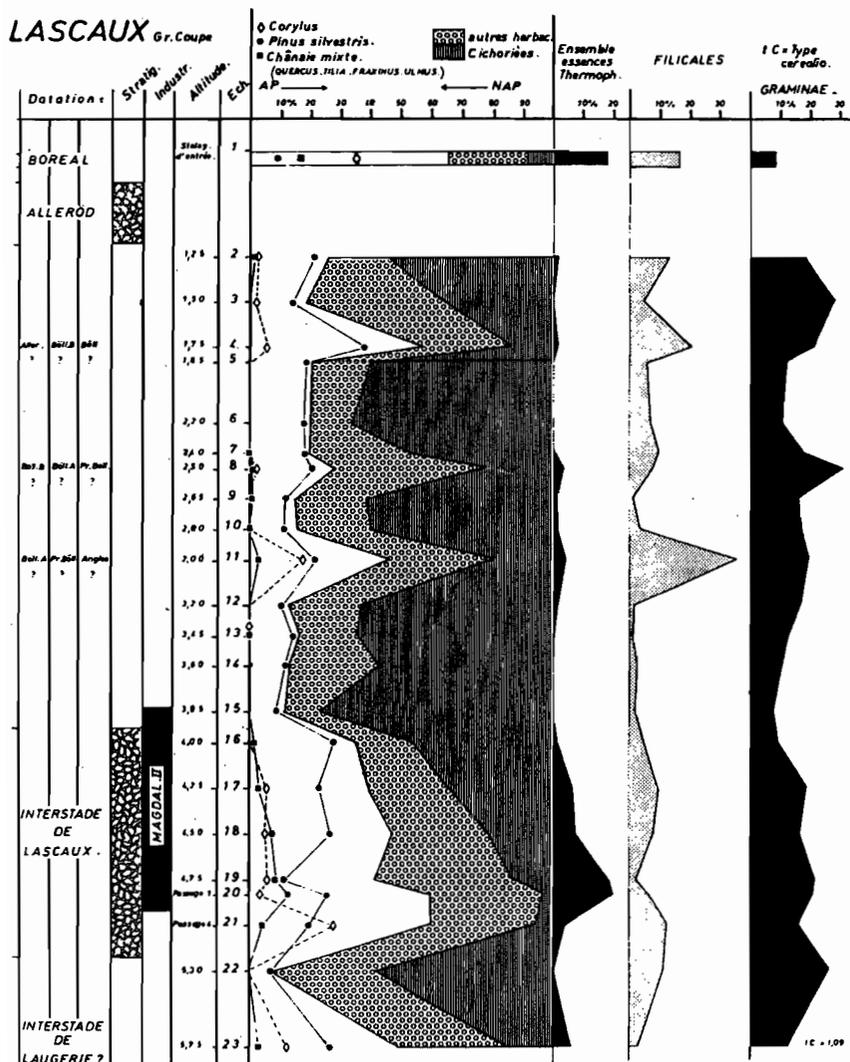


Fig. 20: Diagramme pollinique de Lascaux. (Extrait) (D'après Leroi-Gourhan et Girard, 1979, in: Lascaux inconnu).

reboisement est plus important à la fin de la séquence au niveau de l'interstade de Tursac ; les arbustes (lierre, bourdaine, fusain, buis) et les fougères de sous-bois sont nombreux.

La grotte de Lascaux s'ouvre au sommet d'une colline à 1 km au sud-est de Montignac, sur la rive gauche de la basse vallée de la Vézère. Son réseau de galeries s'intègre à un vaste système hydrokarstique actuellement comblé par un remplissage argilo-sableux et c'est une ouverture sur le plateau, par un petit aven entre deux blocs de rochers, qui est à l'origine de la fabuleuse découverte fortuite en 1940. Les merveilleuses peintures en font aujourd'hui l'un des plus hauts lieux de l'art paléolithique en Europe (Lascaux inconnu, 1979).

Les résultats de l'analyse pollinique du remplissage constituent aussi une découverte historique ; en effet ils ont mis en évidence une série de fluctuations climatiques au sein de la fin du Würmien récent encore considéré en 1960 comme uniformément froid (Leroi-Gourhan, 1960a et b) (Fig. 20).

La plus importante des oscillations tempérées se situe au niveau de l'occupation de la station par les Magdaléniens II ; elle est bien datée par deux mesures isotopiques au ^{14}C de 15 240 ans BC et 14 150 ans BC et a été ensuite retrouvée dans d'autres séquences polliniques du même âge.

Durant cet interstade de Lascaux, les principaux traits de la végétation sont caractérisés par : un couvert forestier important (60 % d'arbres), des pins, mais assez peu représentés, beaucoup de noisetiers qui s'effacent devant la chênaie mixte au maximum du réchauffement et la présence d'essences thermophiles, dont celle du noyer. L'oscillation sous-jacente peut être assimilée à l'interstade de Laugerie (Leroi-Gourhan et Girard, 1979, In : Lascaux inconnu).

Quelques environnements végétaux en Europe au Paléolithique supérieur

- *En Espagne, La Cueva Morin* située à 65 mètres d'altitude, à 3 kilomètres de la baie de Santander dans les Cantabres, présente un remplissage attribué au début du Würmien récent ou Würmien III avec une série continue d'industries lithiques de la fin du Moustérien au Gravettien. C'est la palynologie qui a permis d'individualiser certaines oscillations ayant interrompu le froid de la fin du Würm en Espagne (Leroi-Gourhan, 1971).

L'analyse pollinique débiterait au cours de l'interstade d'Hengelo, au niveau des passages Moustérien — Châtelperronien — Aurignacien O ;

l'on assiste en effet à deux poussées successives de la courbe du pin suivies chaque fois par un cortège de plantes plus ou moins thermophiles (noisetiers, chênes, frênes, tilleuls, aulnes, bouleaux...). Le même phénomène botanique se reproduit deux fois, moins marqué cependant par le développement des taxons caducifoliés: le premier à la fin de l'Aurignacien I est assimilé à l'interstade d'Arcy; le second au niveau du Gravettien peut être corrélé avec l'oscillation de Kesselt. Les deux échantillons supérieurs confirment le froid vif qui a régné pendant le Magdalénien final.

- *En Allemagne*, la fin du Tardiglaciaire est bien documentée à la lumière des travaux réalisés sur la *station de Gönnersdorf* dans le bassin de Neuwied, sur le Rhin moyen (Brünnacker, 1978). Ce sont les projections de ponce du volcan de l'Eifel qui ont scellé le niveau archéologique magdalénien daté postérieurement à l'étude pluridisciplinaire, de $10\,430 \pm 230$ ans BC.

Compte tenu du dépôt volcanique contemporain de la période climatique, les spectres polliniques de A. Leroi-Gourhan, ont permis de placer l'occupation humaine entre la fin de l'oscillation de Bölling et le dernier réchauffement du Tardiglaciaire.

La diversité de la faune recueillie dans le niveau archéologique implique une mosaïque de biotopes, donc de végétations, en accord avec la palynologie. Un climat plus contrasté que l'actuel aurait permis l'établissement d'une steppe au sommet des plateaux, d'une steppe arborée sur les pentes, enrichie en essences arboréennes, surtout en pins, dans le bassin et la vallée.

- *La grande plaine russe* est particulièrement riche en stations datant du Paléolithique supérieur. Citons par exemple: *Kostienki*, *Avdeievo*, *Khotylevo*, *Meziritch*, *Pouchkari*, *Dobranitchevka* et *Molodova*. Presque toutes ces stations ont donné lieu à des analyses polliniques, à des études paléontologiques et différents éléments ont fourni la matière à des datations isotopiques ou physico-chimiques.

De nombreuses datations ^{14}C ont été publiées à propos du Paléolithique supérieur de la grande plaine de l'Europe orientale (Iakovleva, 1998; Dolukhanov, 2001). Ainsi la présence d'une population du Paléolithique supérieur ancien est confirmée à partir de 38 000 ans BP jusqu'à 28 000 ans BP à travers différentes cultures régionales du Bassin du Don dans plusieurs stations de Kostienki.

Ensuite, la culture du Gravettien caractérise le peuplement le plus important entre environ 24 500 et 23 000 ans BP dans le Bassin de la Desna

(sites de Khotylevo 2 et Avdeivo), et entre environ 26 500 et 21 000 BP, dans le Bassin du Don (plusieurs sites de Kostienki).

L'Épigravettien ancien est bien représenté dans la vallée de la Desna à Pouchkari (entre environ 21 000 et 19 000 BP), dans la vallée du Don, dans les sites de Kostienki (entre environ 23 500 et 17 000 BP) et dans la vallée du Dniestr à Molodova (entre environ 17 000 et 16 500 BP).

L'Épigravettien récent est enfin répandu dans le Bassin du Dniepr à Mézéritch vers 14 500 ans BP et dans la vallée du Dniestr à Molodova V, entre environ 14 000 et 12 000 ans BP.

À la fin du Paléolithique supérieur, les traces d'habitat sont encore nombreuses, mais elles ne traduisent cependant par l'extraordinaire développement démographique que l'on connaît par ailleurs dans le reste de l'Europe.

Les spectres polliniques indiquent que, dans l'ensemble, les niveaux archéologiques ou la base de ces niveaux correspondent à des phases d'amélioration climatique par rapport aux périodes froides et steppiques qui les encadrent.

Les périodes plus clémentes sont, comme partout ailleurs en Europe occidentale, caractérisées par deux sortes de végétation : la steppe des plateaux et les îlots d'arbres ou forêts-galeries proches des rivières. Les principaux arbres sont les conifères (pins et épicéas), les bouleaux, les aulnes, les saules ; plus rares sont les chênes, les noisetiers et les tilleuls. Le bois semble donc avoir été à la disposition de l'Homme pour fabriquer les charpentes, les poteaux et les perches utiles à l'édification des cabanes, dont une partie de l'armature était constituée d'ossements de mammouths. Les mammouths étaient en effet parmi les principaux animaux chassés avec le cheval, le bison, le renne, le glouton, la saïga, le loup et parfois le cerf et le sanglier près des zones boisées (Velitchko *et al.*, 1981).

L'environnement végétal de la fin du Paléolithique à nos jours en Europe

La période postglaciaire débute à la fin du Tardiglaciaire, après le dernier coup de froid du Dryas III autour de 8 200 ans BC. Elle est caractérisée par un réchauffement climatique en plusieurs étapes qui entraîne par exemple, un retrait des glaciers, une variation des lignes de rivage, des sédimentations continentales notamment en grottes et abris sous-roche et une évolution de la végétation essentiellement mise en évidence par la palynologie.

La chronologie botanique établie en Europe du Nord par Blytt et Sernander dès 1879 a été présentée au début de cet ouvrage (cf. Lebreton *et al.* : « La chronologie pollinique de la fin du Pliocène, du Pléistocène et de l'Holocène en Europe. Stations éponymes et historiques; nouvelles données », *supra*).

Le réchauffement climatique a également eu des répercussions sur la répartition des faunes sauvages. Il a provoqué une migration vers le nord des espèces habituées au froid telles que le renne et le bœuf musqué, certaines lignées comme le mammouth, le rhinocéros laineux s'étant éteintes; les faunes qui se sont maintenues vont se développer.

Mais à partir du VI^{ème} millénaire, la domestication de certains animaux, moutons, chèvres, porcs, bœufs..., va transformer le mode de vie de l'Homme qui va délaisser la chasse et la cueillette pour tirer l'essentiel de sa nourriture des troupeaux d'élevage et des plantes cultivées. L'économie de production entraîne alors une véritable révolution culturelle dont l'une des conséquences est la transformation du paysage.

La période de transition entre la fin du Pléistocène et le milieu de l'Holocène (de l'Alleröd au début de l'Atlantique) a été vécue par les civilisations de l'Épipaléolithique, Aziliens et Mésolithiques, qui se situent entre les prédateurs et les producteurs; leur activité quotidienne est réservée à la chasse, la pêche, la collecte des escargots et la cueillette et leur vie peu à peu sédentaire est liée au rythme des saisons.

Dans la première partie de l'Atlantique, vers 6000 ans BC, apparaissent les Néolithiques dont les groupes sont classés selon trois stades culturels et technoéconomiques successifs.

. Les premières tentatives d'élevage et d'agriculture sont le fait des Néolithiques anciens (~6000-5500 ans BC, à ~4000-3800 ans BC); la poterie imprimée se développe en région méditerranéenne alors que la poterie rubannée des Danubiens, qui tire ses origines des agriculteurs des vallées de l'Europe centrale, se répand dans la moitié nord de la France.

. Les Danubiens se développent au cours du Néolithique moyen (~5000-4000 ans BC à ~2800-2700 ans BC) et les groupes à poterie monochrome et lisse diffusent leurs productions dans la plus grande partie de l'Europe occidentale; les constructions de mégalithes occupent la façade atlantique tandis que les Chasséens, dont la vocation agricole serait apparue entre les Pyrénées et les Alpes, se répartissent dans tout le territoire français.

. Les populations du Néolithique final et du Chalcolithique issues des groupes précédents vers 3500 ans BC, s'initient à la métallurgie de l'or

et du cuivre et ensevelissent leurs morts dans des sépultures collectives, hypogées, grottes, fosses et allées couvertes.

L'Age des Métaux correspond à peu près à la Protohistoire de 2000 ans BC à l'an 0.

- L'Age du Bronze (~1800 à ~700 ans BC) voit se diversifier la métallurgie du bronze; la construction des tumulus s'intensifie et le rite de l'incinération apparaît, en particulier en Gaule avec la civilisation des « Champs d'urnes ».

- Au niveau du passage Subboréal — Subatlantique, se situe le passage à l'Age du Fer qui s'effectue en deux temps: la civilisation de Hallstatt entre 725 et 450 ans BC et celle de la Tène entre 450 ans BC et la fin du 1er siècle.

La succession de ces différentes civilisations, du début du VIème millénaire à la fin du Ier siècle a une conséquence immédiate et qui s'aggrave au fil des temps.

- Durant la néolithisation, l'agriculture et l'élevage entraînent les défrichements et les déboisements en même temps que la sédentarisation et l'accumulation des biens de productions, troupeaux, récoltes et stockage des grains, outillages variés...



Fig. 21 : Les habitats circulaires du village néolithique précéramique de Khirokitia à Chypre (cliché J. Renault-Miskovsky).

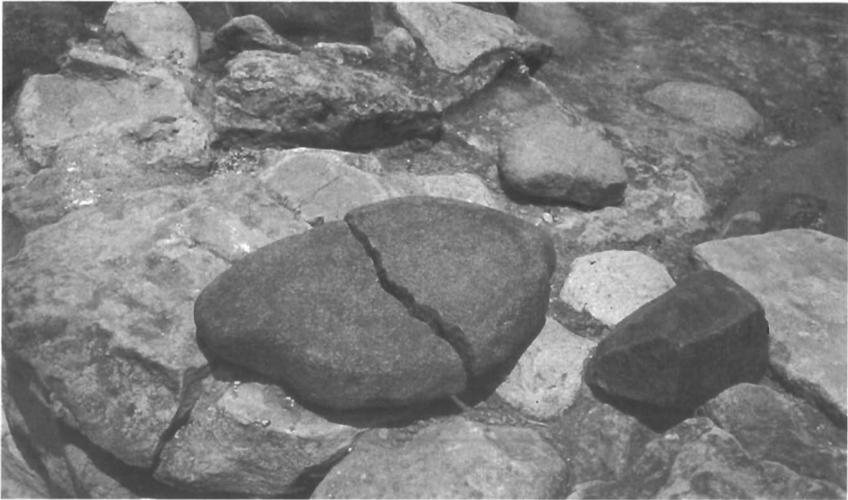


Fig. 22: Vaisselle en pierre du village néolithique précéramique de Khirokitia à Chypre (cliché J. Renault-Miskovsky).

- L'Age des Métaux justifie sa production d'armes à mesure que naissent les jalousies, les convoitises et les premières guerres entre villages; l'utilisation massive du bois destiné à fondre les métaux intensifie la destruction de la forêt. Les sols s'épuisent, surtout lorsqu'ils sont mal protégés et/ou soumis à des climats contrastés comme en pays méditerranéen (Renault-Miskovsky et Dupré Ollivier, 1990).

Les paysages méditerranéens au cours de la néolithisation

Le site néolithique précéramique de Khirokitia représente l'une des premières occupations néolithiques de l'île de Chypre, témoin d'une civilisation originale qui ne connaît pas la fabrication de la poterie, la cuisine et le service utilisant une vaisselle en pierre (Fig. 22); ce néolithique précéramique est daté au ¹⁴C entre 5800 et 5500 avant notre ère. Le village est implanté sur les flancs d'un éperon rocheux au Sud-Est de l'île; les habitations circulaires s'étagent sur les flancs, surtout méridionaux de la colline (Le Brun *et al.*, 1987) (Fig. 21).

Les habitants constituaient une population d'agriculteurs qui produisaient le blé et l'orge dont on a pu isoler des graines carbonisées et vraisemblablement des grains de pollen (céréales non déterminées au genre). La moisson s'effectuait à l'aide de faucilles à armatures de petites lames en

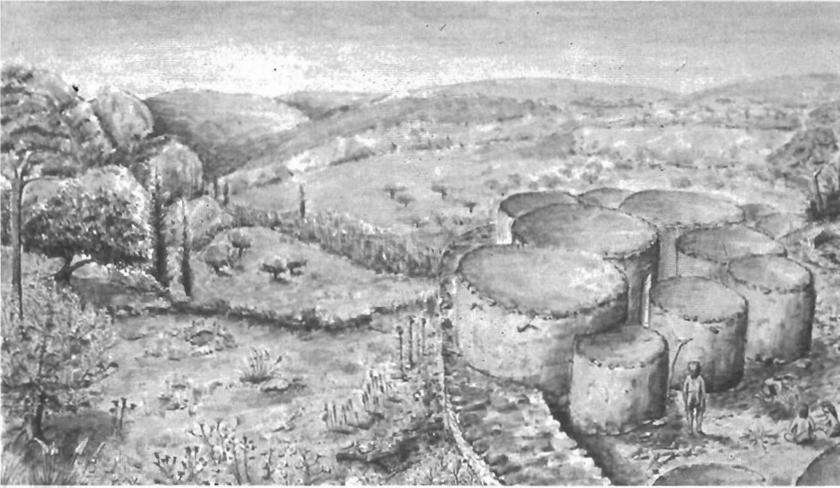


Fig. 23: Essai de reconstitution du village de Khirokitia et de son environnement végétal au printemps, il y a près de 6 000 ans avant notre ère (Dessin et aquarelle: O. Daune Le Brun sous la direction scientifique de la Mission archéologique de Khirokitia).

silex et les grains étaient broyés dans des meules de pierre retrouvées à l'extérieur des habitations.

L'alimentation carnée était constituée de la viande des daims, produits de chasse et de celle des moutons et des chèvres élevés autour du village aux dépens d'une végétation arbustive déjà amoindrie par l'aménagement des espaces cultivables.

L'étude pollinique de chacun des niveaux d'occupation a en effet révélé l'installation d'une strate herbacée steppique parsemée de quelques ligneux, pins et arbustes méditerranéens (Renault-Miskovsky, 1989) (Fig. 23).

Le village provençal de la Couronne représente la station éponyme de l'industrie néolithique du Couronnien décrite par M. Escalon (1947) et illustre bien par ailleurs la sédentarisation dans les Bouches-du-Rhône, des groupements humains qui se fixent sur le lieu de leur production. Les maisons rectangulaires, regroupées en fer à cheval autour d'une source actuellement tarie, étaient cloisonnées en plusieurs habitations, constituées de grosses pierres liées par un mortier de marne; elles possédaient des cheminées et des toits de chaumes.

Les empreintes de chaume et de vannerie conservées sur le pisé ou la terre battue et l'abondance des outils de vannier et de cordier confectionnés en os de mouton ou de bœuf témoignent d'une importante activité artisanale et agricole.

Le village aurait été construit vers 2500 BC, puis abandonné vers 2100 BC; aucune trace de combat ni d'incendie n'explique le départ des habitants certainement contraints d'aller chercher des terres meilleures, à la suite d'un défrichement intensif, d'un épuisement du sol et d'un assèchement du climat.

Les analyses polliniques effectuées dans les cendres et les sols d'habitat évoquent en effet un environnement végétal immédiat extrêmement pauvre; seuls quelques pins, chênes verts, pistachiers et Cupressacées émergent d'une vaste étendue steppique à Composées (Renault-Miskovsky, 1970; 1972).

Histoire de la végétation dans les Alpes du Sud à l'Age du Bronze

L'histoire de la végétation, du Dryas ancien aux périodes historiques, dans la région du mont Bego à l'échelle locale et dans les Alpes du Sud à l'échelle régionale, a été bien documentée grâce aux études polliniques réalisées par M. Kharbouch (1996).

Durant le Dryas ancien, la végétation steppique est, du point de vue floristique, plus pauvre que durant le Dryas récent.

Le réchauffement Bölling-Alleröd est caractérisé au mont Bego par des taux élevés de genévriers et de pins, les pinèdes d'altitude étant néanmoins parfois contestées pour cette période.

Au Préboréal, une forêt de bouleaux est installée à 2000 mètres et plus haut, les arbres plus rares qui sont le pin et le bouleau entrent en compétition avec les pelouses alpines.

Au Boréal, le mélèze atteint au moins 2090 mètres, la pinède franchit 2111 mètres, tandis que le chêne caducifolié et le noisetier atteignent leur développement optimal dans l'étage collinéen.

L'Atlantique est caractérisé par la suprématie du sapin dans l'étage montagnard et collinéen.

Le Subboréal connaît le plus fort développement du mélèze à 2000 mètres d'altitude et la mise en place des hêtraies ou hêtraies-sapinières dans la région du mont Bego. Plus bas, la dégradation anthropique du chêne caducifolié favorise le développement du chêne sempervirent; de

même la dégradation partielle de la forêt de mélèzes et son remplacement par le pin cembro sont peut-être dus à l'occupation du mont Bego par les hommes de l'Age du Bronze.

Au Subatlantique, la dégradation de la forêt est quasi-totale; à sa place, à 2000 mètres d'altitude, s'étale une prairie fortement anthropisée.

Ce rapide panorama de l'évolution de la végétation, de la fin du Tardiglaciaire à la fin de l'Holocène, montre bien l'impact de l'homme sur le paysage durant le Subboréal, c'est-à-dire à l'Age du Bronze, quand des bergers assurant vraisemblablement la transhumance, laissèrent les traces de leur passage dans la Vallée des Merveilles, en gravant dans les schistes du mont Bego, entre 2000 et 2500 mètres d'altitude, des têtes de bœuf à cornes plus ou moins développées, des attelages, des scènes agraires et des objets divers, poignards, haches, hallebardes... témoins de l'ensemble du patrimoine de ces pasteurs montagnards (Le grandiose et le sacré, 1995).

Remerciements

Je tiens à remercier Monsieur Jean-Jacques Bahain pour avoir aimablement contribué à compléter la bibliographie relative aux données de la géochronologie, ainsi que Madame Françoise Hildisey qui a patiemment assuré la dactylographie de l'ensemble du manuscrit.

TROISIÈME PARTIE

L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION

EN AFRIQUE

CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX DU NORD-OUEST DE L'AFRIQUE: PASSÉ, PRÉSENT ET FUTUR

Rachid Cheddadi

La palynologie est un outil fortement utilisé dans l'investigation des relations plante-climat autant actuelles que dans le passé. Le principe inhérent à cette relation est que les plantes se distribuent à travers notre planète en fonction du climat (Webb, 1986; Woodward, 1987). En d'autres termes, une plante ne peut exister dans une région que si le climat lui permet de survivre ou d'accomplir son cycle de reproduction. Pour être prudents, nous pouvons accepter cette relation entre la plante et le climat au moins pour le Quaternaire récent car au-delà de cette période géologique nous ne savons pas si des modifications génétiques ont permis ou non à la même plante de s'adapter à un climat différent. En tous les cas, pour la période qui nous intéresse dans le cadre de cet article, à savoir les derniers millénaires, l'équilibre entre les plantes actuelles et le climat environnant peut être considéré comme inchangé. Partant donc de ce principe, les enregistrements palynologiques fossiles peuvent nous renseigner sur les changements environnementaux et climatiques du passé.

La reconstitution des changements de végétation et du climat durant le passé est très utile notamment pour savoir si une espèce était présente dans une région; à quel moment elle est apparue; quelle a été son extension maximale; dans quel type d'écosystème et sous quel climat elle est la mieux adaptée... Les paléoreconstructions sont également de plus en plus utilisées pour vérifier l'acuité des simulations issues des modèles de végétations (Haxeltine et Prentice, 1996) ou de climat (Masson *et al.*, 1999). En effet, nous nous intéressons de plus en plus au devenir des écosystèmes et du climat durant les décennies à venir. Les reconstitutions paléoenvironnementales permettent de tester les modèles et ainsi de savoir s'ils sont fiables ou non. Un modèle est d'autant plus robuste qu'il est capable de reproduire des changements observés et de préférence dans des situations très différentes car les changements qui sont prédits, sont censés avoir lieu sous des conditions climatiques différentes de l'actuel.

L'intérêt de l'utilisation des données palynologiques pour tester les modèles de simulation de la végétation et du climat se situe à plusieurs niveaux: 1- elles donnent une information très détaillée sur la composition

de la végétation puisque le pollen de la plupart des plantes est très bien conservé dans les sédiments, 2- la maille d'échantillonnage des enregistrements fossiles représente souvent une bonne résolution temporelle, 3- les séquences palynologiques sont souvent datées avec le carbone 14 et 4- selon les régions, la distribution spatiale des données palynologiques est la meilleure parmi les bio-indicateurs. L'ensemble de ces critères donne la possibilité de reconstruire différents paramètres à différentes échelles spatio-temporelles de façon plus ou moins aisée pour être comparés aux données simulées.

L'ensemble de ces recherches traitant de l'environnement est d'autant plus crucial que l'on s'intéresse à des régions très anthropisées telles que le Maghreb dont les écosystèmes végétaux sont très sensibles aux changements climatiques. Les mesures instrumentales (IPCC, <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/>) couvrant le dernier siècle montrent de façon assez claire que notre planète s'est réchauffée de 1 à 4°C selon les régions mais que les précipitations n'ont pas connu un changement identique sur l'ensemble de la planète. Certaines régions se sont aridifiées telles que le nord de l'Afrique mais dans d'autres régions les précipitations ont plutôt augmenté. Les éléments incriminés, présents dans l'atmosphère, pour expliquer ces changements globaux sont principalement le dioxyde de carbone et à un niveau moindre, le méthane. La raison de cette « incrimination » est que les données instrumentales montrent que le taux de CO₂ (gaz à effet de serre) atmosphérique n'a cessé d'augmenter depuis le début de l'industrialisation dans les pays occidentaux et cette augmentation est plus ou moins bien corrélée avec une certaine tendance à l'augmentation des températures de surface. Plusieurs études de modélisations des changements climatiques ont également montré les impacts possibles de l'augmentation des gaz à effet de serre sur différents paramètres climatiques et ils suggèrent que si la population humaine ne réduit pas l'émission de ces gaz (même si l'amplitude de cette augmentation est variable selon les modèles) alors les températures augmenteront dans notre biosphère.

De façon quantifiée, plusieurs simulations des changements climatiques ont été utilisées par l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) pour produire des prédictions climatiques pour le siècle à venir. Les conclusions de l'IPCC indiquent, entre autres résultats, que l'une des régions au monde qui sera la plus affectée par les changements climatiques durant le siècle à venir est le nord-ouest de l'Afrique (Maghreb). Les précipitations risquent de diminuer de 20 à 30 % et les températures augmenteront entre 2 et 3°C.

Si l'on tient compte de la baisse du bilan hydrique et de l'augmentation des températures que le Maghreb a déjà connues durant les siècles derniers, ces prévisions risquent d'affecter les écosystèmes de façon très importante. Toutes les simulations qui existent nous défient de questions scientifiques auxquelles nous pouvons apporter quelques critiques si nous essayons de mieux connaître les relations entre les écosystèmes et le climat dans ces régions très sensibles durant les derniers millénaires.

Dans ce chapitre sera esquissée la distribution actuelle du climat et des principaux écosystèmes végétaux au Maghreb, ensuite seront discutés les changements les ayant affectés durant les derniers millénaires et finalement présentés quelques scénarios futurs concernant les changements qui peuvent affecter les écosystèmes.

Présent

La région du Maghreb regroupe le Maroc (620 000 km²), l'Algérie (2 381 000 km²) et la Tunisie (155 000 km²). Il s'agit de pays méditerranéens caractérisés par une longue période estivale sèche et des hivers doux et plus humides. Le Maghreb est délimité par le Sahara au sud, désert sans végétation et la mer Méditerranée au nord. Pour une première approximation, la zone désertique reçoit moins de 100 mm par an ; la zone aride où la steppe domine se distribue entre les isohyètes 100 mm d'eau et 400 mm par an. Au-delà de l'isohyète 400 mm/an, la steppe est remplacée par des formations plus arbustives principalement à feuillage persistant.

Climat

De façon générale, les zones de hautes pressions subtropicales dérivent vers le nord dans l'hémisphère nord de mai à août (été de l'hémisphère nord), et dérivent vers le sud dans l'hémisphère sud de novembre à février (été de l'hémisphère sud). Elles génèrent des températures sensiblement plus élevées et peu de précipitations. Pendant l'hiver, les zones de haute pression dérivent de nouveau vers l'équateur, et le temps devient davantage dominé par les dépressions accompagnées de pluies.

a. Précipitation

La distribution des précipitations au Maghreb varie selon un premier gradient latitudinal positif, du Sahara vers la Méditerranée ainsi qu'un second gradient altitudinal qui est estimé à environ 10 à 12 % d'augmentation des précipitations pour 100 m d'élévation (Le Houérou, 1986).

Ainsi, la quantité de précipitation double pour une altitude de 800 à 1000 mètres. Concernant la saisonnalité, les pluies peuvent arriver entre les mois d'octobre et celui d'avril/mai. Celles d'été n'arrivent que dans les massifs montagneux au-delà de 1000 à 1500 mètres en Algérie et en Tunisie.

Dans certaines régions de haute altitude où la neige est abondante, les pluies peuvent représenter 10 à 20 % de la quantité de précipitations annuelles. Le contraste saisonnier peut également être plus ou moins marqué d'une année à une autre. Selon les données de l'IPCC, les précipitations ont baissé d'environ 10 à 20 % durant le siècle dernier or des analyses des données issues des stations météorologiques localisées dans le Maghreb indiquent qu'il n'y a pas de tendance claire à une aridification sur le long terme ni une cyclicité entre périodes plus sèches et périodes plus humides (Le Houérou, 1968).

b. Température

La température moyenne annuelle varie entre 17 et 20°C le long de la mer Méditerranée; entre 18 et 22°C dans la zone aride et entre 20 et 25°C dans le Sahara. Cependant dans une région aussi contrastée climatiquement, la température moyenne annuelle ne représente pas le meilleur paramètre climatique pour appréhender des problèmes d'ordre écologique. Les températures du mois le plus froid (TMPF) semblent plus appropriées pour étudier les environnements thermiques des plantes en Méditerranée. Ces températures sont assez variables selon la latitude, la longitude ainsi que la distance par rapport à l'océan Atlantique (effet de continentalité). La moyenne des TMPF (en général, janvier) varie entre -2°C dans les Atlas marocains et algériens et 10°C au sud du Maroc le long de l'océan Atlantique. Les TMPF diminuent en fonction de l'altitude avec un taux de 0,5°C pour 100 mètres d'altitude. Les hivers de la plus grande partie du Maghreb sont doux à tempérés. La moyenne des températures du mois le plus chaud (TMPC) est moins variable que celle des TMPF. Les TMPC sont très élevées et varient entre 30°C le long des côtes et 35 à 38°C à l'intérieur des terres. Les TMPC dans le Sahara peuvent atteindre 40 à 45°C. Les températures d'été les plus élevées du Maghreb sont enregistrées au sud de l'Algérie.

c. Vents

Le vent est un facteur très important dans les régions arides bordées de déserts. Le vent affecte le bilan hydrologique des sols et érode les surfaces sédimentaires. Certains vents chauds soufflant de façon régulière sont bien connus avec des noms tels que le Sirocco et le Chergui. La fréquence

de ces vents est de 20 à 90 jours par an principalement durant l'hiver et le printemps. L'humidité de l'atmosphère peut baisser de 5 à 15 %, ce qui peut affecter le développement de la végétation de façon importante durant le printemps.

Végétation

La flore du Maghreb est riche en espèces. Les principales formations végétales peuvent être inventoriées sous forme de trois ensembles: (1) les forêts, principalement en altitude et le long des côtes atlantiques au nord du Maroc et méditerranéennes avec une moyenne des précipitations annuelles supérieures à 400-450 mm/an, (2) les garrigues, formations arbustives à feuillages persistants avec des précipitations annuelles comprises entre 200-250 mm/an et 400-450 mm/an et (3) les steppes ou les précipitations se situent entre 100 et 200-250 mm/an.

Les formations arbustives au Maghreb sont composées de conifères, de feuillus et d'arbres à feuillages persistants dont plusieurs espèces sont endémiques. Quézel (1976) a subdivisé les écosystèmes forestiers sous forme de groupes de végétations:

- 1) les formations thermophiles à *Olea* et *Pistacia*;
- 2) les forêts à conifères composées principalement de *Pinus halepensis*, *P. brutia*, *Pinus maritima*, *Tetraclinis articulata* et *Juniperus Pheonicea*;
- 3) les forêts sclérophylles à chêne vert, chêne liège et kermes;
- 4) les forêts décidues composées des chênes zène et tauzin, de frêne;
- 5) les forêts de montagne ou forêts de haute-altitude de cèdre, pin noir et de sapin;
- 6) l'étage oro-Méditerranéen ou l'on trouve les genévriers et les arbustes xérophytiques épineux.

M'hirit (1999) a présenté une synthèse des proportions des principales espèces forestières présentes au Maghreb (tableau I). Il faut signaler qu'actuellement, la plupart des forêts au Maghreb sont menacées à un degré plus ou moins important et plusieurs espèces selon Quézel et Barbero (1990) et Quézel (1991) sont particulièrement concernées telles que *Abies marocana*, *A. numidica*, *Pinus nigra* subsp. *mauritanica*, *Cupressus atlantica*, *Betula pendula* subsp. *fontqueri*, *Olea marocana*, *Laurus azorica*, *Quercus afares*, *Q. faginea* subsp. *tlemcenensis* et même *Argania spinosa*, *Cedrus atlantica*, *Tetraclinis articulata* et *Juniperus thurifera*.

Pays	Conifères			Feuillus				Maquis et garrigues
	Pinus halepensis, P. Brutia	Thuja, Juniperus	Autres conifères	Chêne vert	Betula, chêne décidue	Olea, caroubier	Argania	
Tunisie	340	455	2	213	25	70	0	0
Algérie	843	762	43	1 134	67	100	0	0
Maroc	65	971	144	1 712	24	500	700	458

Tableau I : Les formations arbustives au Maghreb selon M'hirit (x1000 ha).

Dans les steppes, occupant principalement les zones arides et semi-arides, la végétation naturelle est généralement composée d'herbacées et de plantes annuelles dont la distribution est plus ou moins discontinue. Les steppes peuvent contenir quelques arbustes tels que *Acacia*, *Pistacia* ou *Argania*. Les Herbacées présentes dans la steppe au Maghreb sont principalement des Graminées, des armoises (*Artemisia herba-alba*, *A. campestris* et *A. monoica* sur sols sableux) et différentes espèces de Chenopodiacées (*Salsola*, *Salicornia*, *Suaeda*, *Atriplex*).

Du point de vue palynologique, la plupart des taxons sont identifiées au niveau du genre pour les arbres. Par contre pour les herbacées qui dominent les steppes, l'identification des grains de pollens se limite souvent au niveau de la famille (Graminées, Chenopodiacées, Composées).

Passé

Le nombre d'études palynologiques permettant de retracer l'histoire de la végétation et du climat dans le Maghreb est malheureusement bien limité à la fois dans l'espace et dans la période de temps couverte par les enregistrements eux-mêmes. Au Maroc, les régions étudiées se situent principalement dans le Rif (Reille, 1977), le Moyen Atlas (Reille, 1976; Lamb *et al.*, 1995; Lamb et van der Kaars, 1995) et le Haut Atlas (Reille, 1976); en Algérie, dans la région de la grande Kabylie (Salamani, 1993) et en Tunisie, dans les montagnes de Kroumirie (Tunisie septentrionale) par Ben Tiba et Reille (1982). Ces études couvrent quelques millénaires de la période holocène (10 000 ans BP) et peu d'entre elles donnent des informations sur la période tardiglaciaire. Cependant, l'absence d'études palynologiques couvrant le dernier glaciaire au Maghreb ne signifie en aucun cas l'absence de sédiments couvrant cette période.

La paléovégétation

Maroc: A l'ouest du Rif marocain, il n'existe pas d'enregistrements donnant une information sur les changements de végétation depuis la dernière glaciation et seule les études effectuées par Reille (1977) ont produit

quatre diagrammes polliniques. Ces diagrammes retracent l'histoire de la végétation principalement des 2 à 3 derniers millénaires et seul un diagramme couvre environ 5 à 6000 ans BP. Tous les enregistrements polliniques obtenus dans la région de Jbel Rhessana (extrême ouest du Rif) indiquent qu'une végétation caducifoliée avec une forte dominance de *Alnus glutinosa* accompagnée d'une chênaie plutôt diversifiée avec *Quercus faginea*, *Q. pyrenaica*, *Q. suber* et *Q. type ilex* a dominé le paysage durant les 2 à 3 derniers millénaires. Les chênes à feuillage persistant (*Q. suber* et *Q. type ilex*) se maintiennent durant le dernier millénaire et *Olea europaea* apparaît de façon continue dans les diagrammes polliniques, probablement à cause de l'intensification de la culture. On assiste ainsi à un remplacement progressif durant les 2 à 3 derniers millénaires de la végétation tempérée caducifoliée par une végétation arbustive sempervirente dans le Rif occidental. La période antérieure n'est connue qu'à partir d'un seul enregistrement pollinique, celui de Daya Abartète (Reille, 1977), qui semble couvrir les derniers 5000 à 6000 ans. Durant cette dernière période le cèdre (*Cedrus atlantica*) est fortement présent en même temps qu'*Alnus glutinosa*. La chênaie à feuillage caduc est également plus importante que durant les derniers millénaires. Cette chênaie s'est ensuite nettement réduite surtout à cause de la régression progressive des chênes caducifoliés (*Quercus faginea* et *Q. Pyrenaica*) en même temps que le cèdre qui a quasiment disparu. La présence de refuges glaciaires ou même la date d'apparition de ces différentes espèces décidues ou conifères, tel que le cèdre dans le Rif n'est pas connue.

Dans le Moyen Atlas, il existe des études palynologiques plus détaillées temporellement que dans le Rif. Les sondages étudiés par Reille (1976) semblent tous couvrir une période plus récente que 6000 ans (Fig. 1). Ceux obtenus dans les sites de Tigalmamine (Lamb *et al.*, 1995) ainsi que celui de Sidi Ali (Lamb *et al.*, 1999) sont datés à l'aide de plusieurs datations ¹⁴C et couvrent ainsi respectivement environ 10 000 ans et 7000 ans (Fig. 2 et 3). L'ensemble de ces études palynologiques montre que parmi les espèces arborées, deux espèces ont joué un rôle important dans ces écosystèmes durant l'Holocène: *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*-type. Pour ce dernier taxon il faut signaler que Lamb *et al.* (1995 et 1999) identifient l'espèce *Q. rotundifolia* et Reille (1976) identifie *Q. ilex*-type. Selon *Flora Europaea* (Tutin *et al.* 1964), *Q. rotundifolia* est synonyme de *Q. ilex* subsp *rotundifolia* qui sont toutes les deux des espèces à feuillage persistant. Le début de l'Holocène dans le Moyen Atlas (région de Tigalmamine) semble avoir été dominé par les chênes et principalement par *Q. ilex* subsp *rotundifolia*. Les enregistrements polliniques de Tigalmamine et de Sidi Ali montrent de façon cohérente que le cèdre n'apparaît et ne devient une essence importante dans le Moyen Atlas qu'à partir de 6500 ans BP. La comparaison de

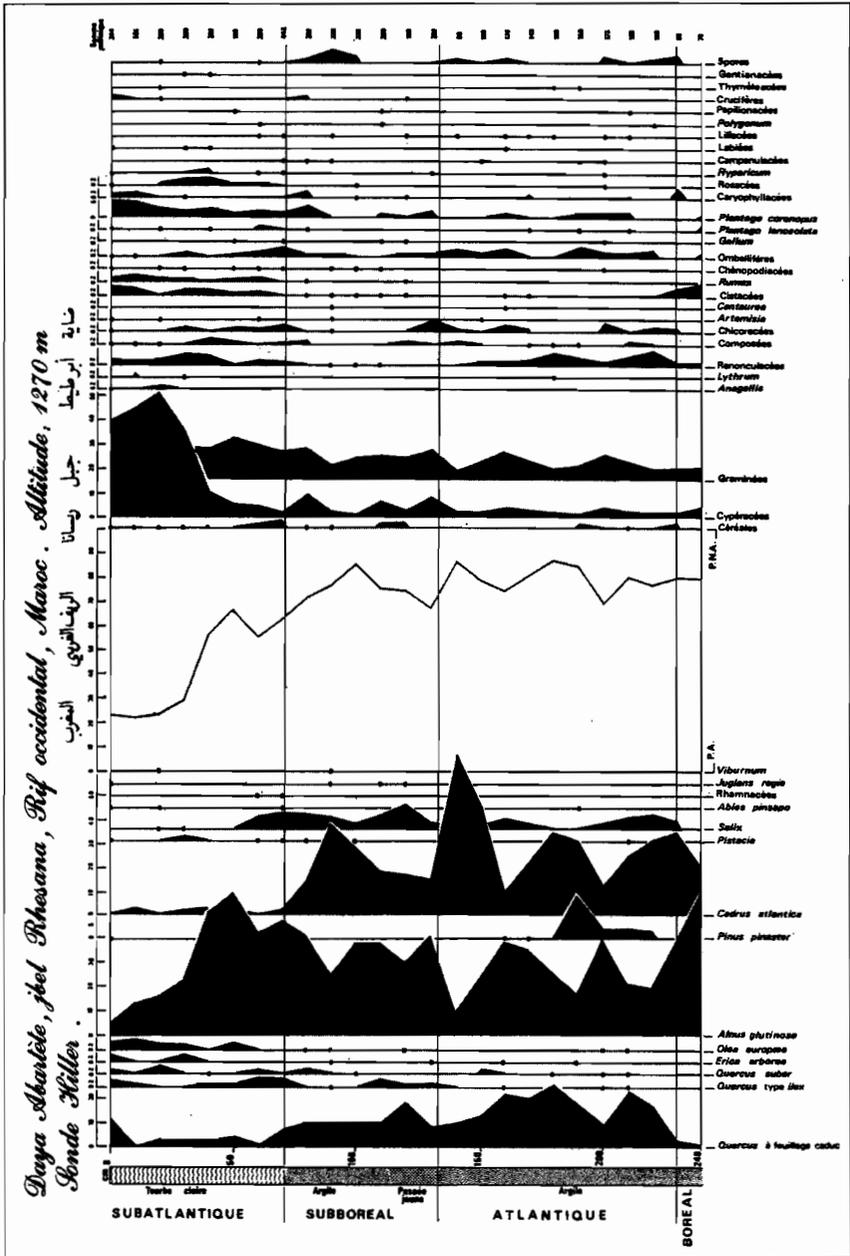


Fig. 1 : Diagramme pollinique, Daya Abartète, jbel Rhesana (d'après Reille, 1976).

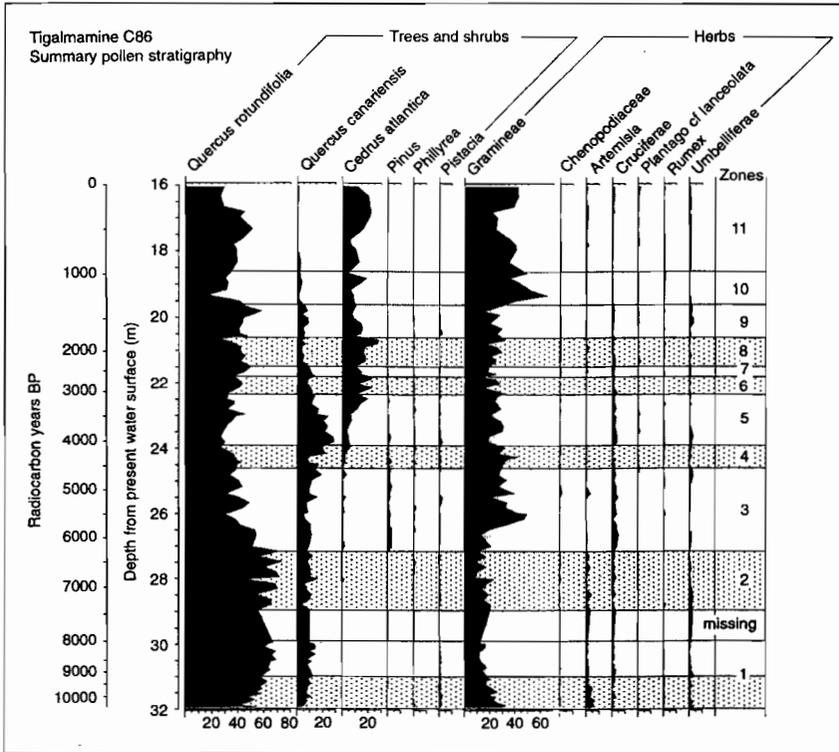


Fig. 2 : Diagramme pollinique, Tigalmamine (d'après Cheddadi, 1998).

ces enregistrements avec ceux étudiés par Reille (1976) indique effectivement que ces derniers couvrent une période inférieure à 6500 ans BP. Le cèdre prend encore plus d'importance après 4500 ans BP jusqu'à aujourd'hui dans cette région. La chênaie se maintient également avec une dominance de *Quercus ilex*-type. À l'inverse du Rif où la culture de l'olivier, par exemple, est très nette durant le dernier millénaire, on ne constate pas un changement de paysage sensible dans le Moyen Atlas.

Dans le Haut Atlas, Reille (1976) et Bernard et Reille (1987) ont étudié quelques séquences polliniques dans la partie centrale et orientale de cette chaîne montagneuse. Ces enregistrements, qui semblent couvrir entre 3000 et 5000 ans, montrent des assemblages polliniques assez différents de ceux du Moyen Atlas. Tout d'abord les espèces arborées sont minoritaires. Seul *Quercus ilex*-type est présent de façon continue mais avec des pourcentages en moyenne inférieurs à 10 %. Le cèdre y est quasiment absent. Le

paysage semble être dominé principalement par des herbacées (Graminées, Cypéracées, Composées et Chénopodiacées) durant toute la période de temps couvrant les derniers 5000 ans. L'enregistrement pollinique de Tizi n'Inouzane (Reille, 1976), localisé au nord-est du Haut Atlas presque à cheval entre le Haut et le Moyen Atlas montre une transition entre la végétation de ces deux chaînes montagneuses. En effet, les essences arborées ont une importance intermédiaire et surtout le cèdre est présent mais en très faibles quantités. S'agit-il de transport lointain de pollen ou bien de la matérialisation de la limite méridionale du cèdre?

Algérie: L'une des études les plus détaillées du Quaternaire récent est celle effectuée par Salamani (1993) dans le site de la châtaigneraie situé dans le massif de l'Akfadou (Grande Kabylie). Le diagramme pollinique (Fig. 4 et 5) issu de ce site couvre environ les derniers 12 000 ans et la chronologie des successions de végétations qu'il représente est bien établie avec sept dates ^{14}C entre $10\,140 \pm 100$ et 700 ± 60 ans BP. L'enregistrement pollinique de la châtaigneraie montre une succession d'écosystèmes relativement « simple » en comparaison à la période postglaciaire et holocène en Europe ou plusieurs taxons arborés décidus (*Betula*, *Corylus*, *Quercus*,

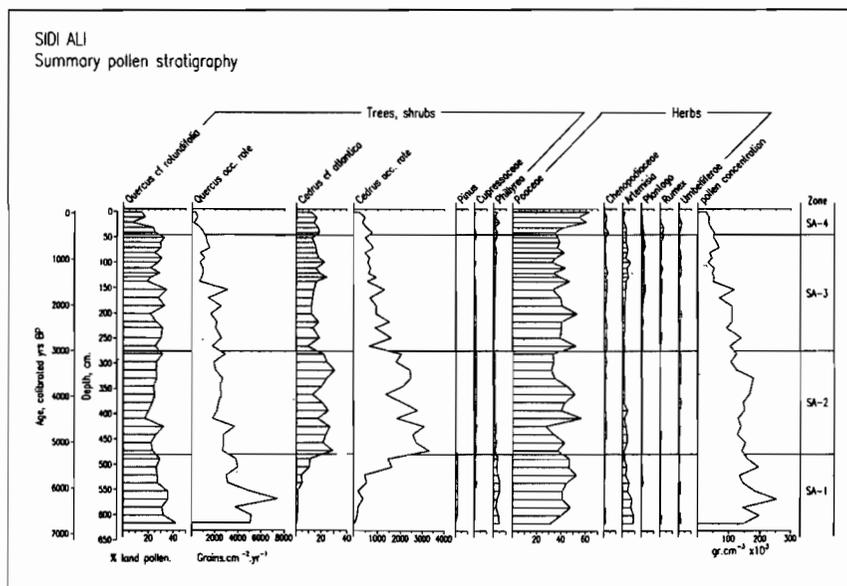


Fig. 3 : Diagramme pollinique, Sidi Ali (d'après Lamb et al., 1999).

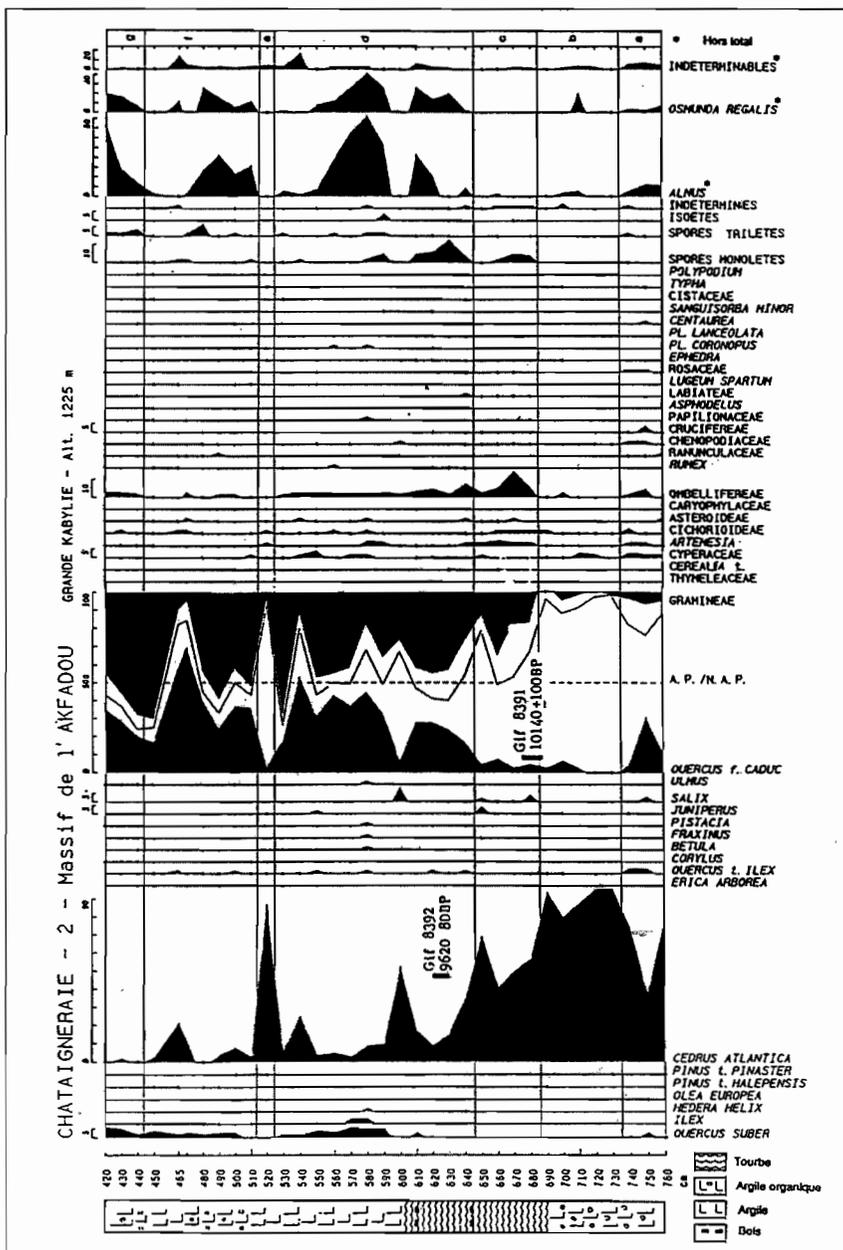


Fig. 4 : Diagramme pollinique, La Châtaigneraie, massif de l'Akfadou (d'après Salamani, 1993).

raison: un changement climatique défavorable ou une pression anthropique très forte? En fait, la pression humaine dans le Maghreb était bien moins importante autour de 9000 ans BP que durant les deux derniers millénaires où on observe dans plusieurs enregistrements polliniques, incluant celui de l'Akfadou, de fortes indications sur les cultures oléicoles et céréalières. De plus, si l'action anthropique en est la cause alors elle semble avoir plutôt favorisé l'expansion des chênes décidus et du chêne liège.

Il serait intéressant de procéder à des reconstitutions climatiques dans cette région qui nous permettraient probablement de mieux comprendre la raison de la quasi disparition du cèdre qui peut être liée soit à un changement climatique soit à une action anthropique croissante.

Quand on compare les données polliniques de l'Akfadou à celles du Moyen Atlas ou le cèdre n'apparaît qu'après 6500 ans BP, on peut imaginer que le cèdre était présent durant la dernière période glaciaire dans ces montagnes algériennes et qu'il s'est propagé vers le Maroc entre 9000 et 7000 ans BP. Il serait intéressant d'obtenir des enregistrements polliniques dans les régions montagneuses au nord-ouest de l'Algérie pour vérifier une telle hypothèse.

Tunisie: L'un des enregistrements qui couvre la période de temps la plus importante au Maghreb est celui de Dar Fatma (Fig. 6) en Kroumirie (Tunisie septentrionale) publié par Ben Tiba et Reille (1982). Cet enregistrement, daté avec six dates ^{14}C , couvre plus de 40 000 ans et nous donne des informations sur les changements de végétations depuis la dernière période glaciaire jusqu'à l'actuel. Comme dans tous les enregistrements polliniques étudiés au Maghreb, celui de Dar Fatma montre une faible diversité dans la végétation arborée.

Durant la dernière période glaciaire, centrée autour de 20 000 ans BP, cette végétation est principalement composée de *Quercus canariensis* et de *Alnus* avec une importance moindre des chênes verts (*Q. ilex*-type et *Q. suber*), *Salix* et *Pinus*. À l'inverse de ce qu'on observe en Europe à la même période, les plantes steppiques (principalement *Artemisia* et les graminées) sont moins importantes que les espèces arborées. Il faut noter que le cèdre est quasiment absent dans tout le diagramme pollinique et ne se trouve dans cette région avec un autre conifère, *Pinus*, que durant la période qui semble correspondre au maximum glaciaire (où la steppe à *Artemisia* est la plus importante) et les principaux arbres (*Alnus* et *Q. Canariensis*) n'ont, selon les pourcentages polliniques, pas une grande importance dans le paysage de Kroumirie. Il faut signaler que selon Ben Tiba et Reille (1982), la

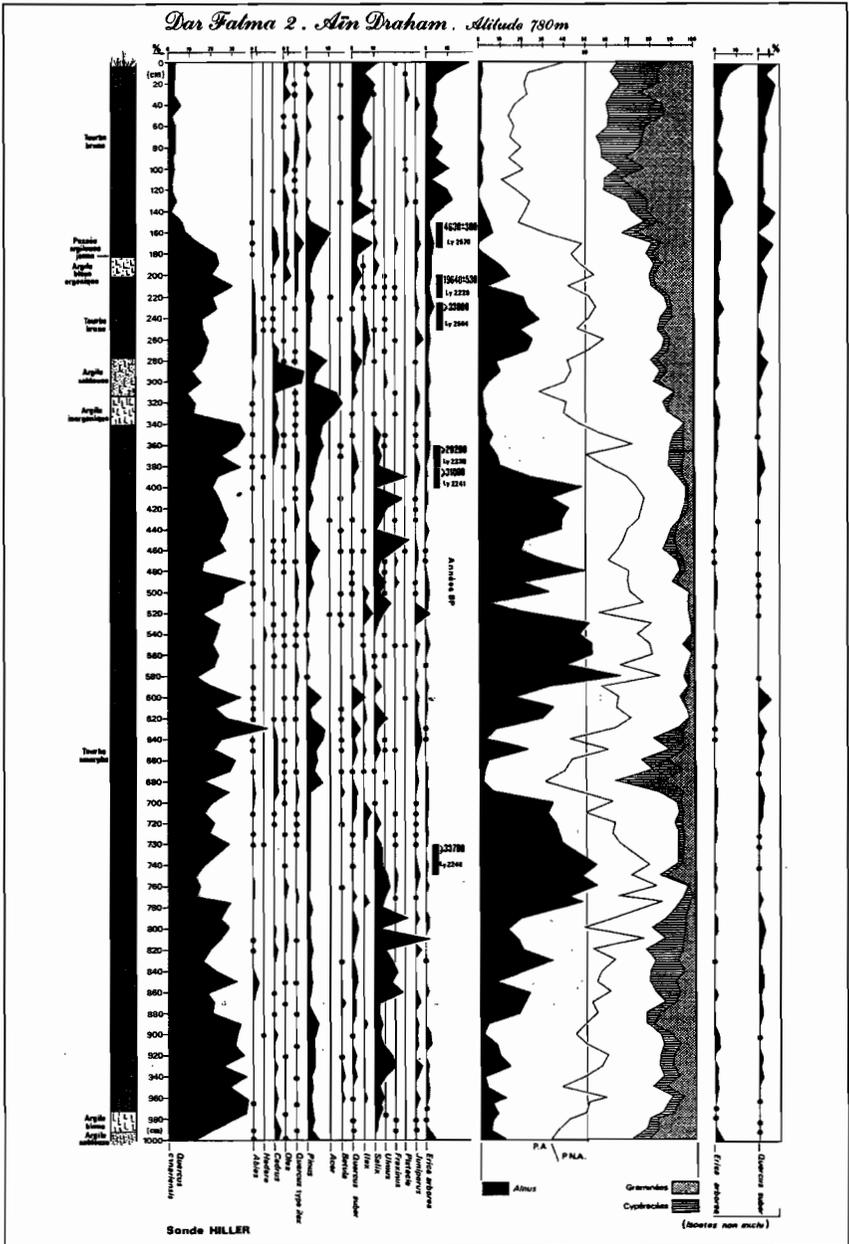


Fig. 6 : Diagramme pollinique, Dar Fatma, Kroumirie, Tunisie
(d'après Ben Tiba et Reille 1982).

période du maximum glaciaire est manquante dans l'enregistrement de Dar Fatma. Durant la période postglaciaire ainsi que l'Holocène, la végétation arborée est fortement remplacée par une végétation plus ouverte, composée de plusieurs taxons herbacés (composées, graminées, cypéracées). Seul le chêne liège devient plus important après 5000 ans BP environ et *Alnus* a diminué drastiquement par rapport à la période glaciaire pour disparaître de cette région aujourd'hui (Ben Tiba et Reille, 1982).

Il est clair d'après cette étude palynologique que la Kroumirie a servi de refuge durant la dernière période glaciaire pour plusieurs espèces tempérées et plus particulièrement pour *Alnus* et *Quercus canariensis* qui ont probablement joué un rôle dans la recolonisation du Maghreb durant la période postglaciaire. Il semble que plusieurs espèces de chênes sont présentes de façon continue dans la montagne de Kroumirie durant la dernière période glaciaire.

En dehors de la Tunisie, le chêne décidu ne prend de l'importance dans le massif montagneux de la Grande Kabylie qu'après 9000 ans BP et dans le Rif marocain qu'après 6000 ans BP environ. Ainsi, on peut imaginer un ou des refuges glaciaires pour les chênes caducifoliés à l'est du Maghreb qui se sont propagés après le glaciaire vers l'ouest en Algérie et qui ont atteint plus tard les chaînes montagneuses du Rif au nord du Maroc. Dans les chaînes du Haut et du Moyen Atlas marocains, les chaînes décidues ne sont importantes à aucun moment de la période postglaciaire ou Holocène. Ce qui peut signifier qu'ils se sont cantonnés aux chaînes montagneuses au nord du Maghreb.

Dans le cas de *Cedrus*, la position d'un refuge dans cette région de la Tunisie est moins évidente. En fait, le cèdre semble bien plus important, au moins durant la période postglaciaire, dans le massif de l'Akfadou (Grande Kabylie) qu'en Kroumirie (Tunisie septentrionale). Ce qui peut supposer la présence probable d'un refuge glaciaire pour le cèdre en Algérie avec une migration à la fois vers le Rif marocain et le Moyen Atlas où il apparaît vers 6500 ans environ et vers la Kroumirie où il réapparaît dans le premier diagramme de Dar Fatma qui semble couvrir les derniers 4000 à 5000 ans BP.

En conclusion, la relative « rareté » des enregistrements polliniques couvrant la période postglaciaire, dans le Maghreb en général, ne permet d'appréhender l'histoire de la végétation et la dynamique des écosystèmes que partiellement et certainement avec plus d'hypothèses que de certitudes.

Le paléoclimat

Hormis la possibilité d'estimer les fluctuations climatiques de façon qualitative en se basant sur les modifications de végétation qui sont elles même induites des séquences polliniques du Maghreb, il existe peu de reconstitutions climatiques quantifiées.

Pour le dernier millénaire, des archives historiques et des reconstitutions à partir de cernes du cèdre au Maroc (Till et Guiot, 1990) indiquent un grand synchronisme dans les variations à faible fréquence des précipitations et des températures sur tout le bassin méditerranéen. Les tendances climatiques observées par Till et Guiot (1990) sont bien corrélées avec les fluctuations induites à partir des données isotopiques dans les forts taux d'accumulation des sédiments dans les carottes marines prélevées dans le bassin Levantin (Schilman *et al.*, 2001) et dans le Gulf de Taranto (Cini Castiglione *et al.*, 1999). Cependant, des différences inter-régionales peuvent être observées dans la succession des changements. Une tendance à un maximum d'humidité autour de 1250-1400 AD coïncidant avec une période médiévale européenne tempérée suivie par un déclin graduel vers des conditions plus sèches et plus froides autour de 1700-1850 AD durant la dernière partie du petit âge glaciaire.

Sur des périodes plus longues, l'une des tentatives de reconstitution quantifiée du climat pour la période holocène a été appliquée à l'enregistrement pollinique de Tigalmamine obtenu dans le Moyen Atlas marocain (Cheddadi *et al.*, 1998). Il faut signaler que les reconstitutions climatiques basées sur des assemblages polliniques, telles que celle citée ici, comportent toutes un biais, quelle que soit la méthode de reconstitution ou la région ou elle est appliquée, qui correspond au temps de réponse de la végétation au changement climatique en question. Ce temps de réponse varie entre 40 et 100 ans selon le type d'écosystèmes et l'amplitude du changement climatique. Il faut également mentionner que dans tous les cas, le problème de l'impact humain sur la végétation est si important dans toute la région méditerranéenne qu'il est assez difficile de faire la part entre changements climatiques et effet de l'homme sur la végétation de façon indiscutable. L'une des façons de répondre à ce genre de problème est la comparaison de reconstitutions basées sur des indicateurs différents tels que les données polliniques et les données biogéochimiques permettant de reconstituer les variations des niveaux d'un lac. Ces reconstitutions obtenues indépendamment permettent, dans une certaine mesure, de départager l'impact du climat de celui de l'Homme.

Cette démarche a été adoptée pour l'étude des variations climatiques à partir de l'enregistrement pollinique obtenu dans le lac de

Tigalmamine (Moyen Atlas, Maroc). Les variations du niveau du lac ont d'abord été reconstituées à partir d'organismes lacustres et de données géochimiques (Lamb *et al.*, 1995); ensuite ces données ont été comparées aux différents paramètres climatiques reconstitués à partir des pollens (Cheddadi, *et al.*, 1998).

La reconstitution climatique obtenue pour le site de Tigalmamine (Fig. 7) fait apparaître trois phases relativement distinctes. Le début de l'Holocène, entre 10 000 et 6500 ans BP, est plus chaud et plus sec que l'actuel. Une phase intermédiaire entre 6500 et 3500 ans BP, toujours plus chaude que l'actuel mais plus humide que le début de l'Holocène et une dernière phase, de 3500 ans jusqu'au présent où les températures à la fois estivales et hivernales sont comparables à l'actuel mais qui est plus aride qu'aujourd'hui.

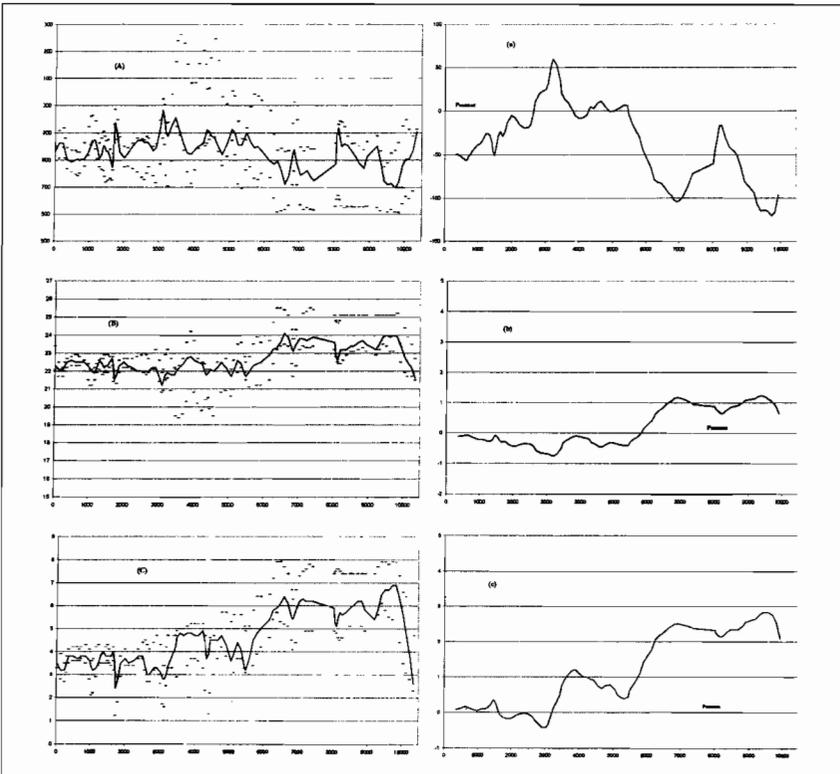


Fig. 7 : Reconstitution climatique obtenue pour le site de Tigalmamine (d'après Cheddadi *et al.*, 1998).

La période relativement aride entre 10 500 et 9000 ans BP semble être synchronisée avec celle identifiée par Gasse *et al.* (1990) dans la sebkha Mellala en Algérie et le niveau de lac reconstitué indépendamment indique un niveau plus bas que l'actuel ce qui permet de dire que le climat était effectivement plus aride que l'actuel. Durant la période d'environ 9500 à environ 8500 ans BP, les températures de janvier et celles de juillet étaient supérieures à l'actuel. Il semble que l'un des principaux facteurs induisant une augmentation de l'humidité dans le Moyen Atlas a pu être l'évaporation causée au-dessus de l'océan Atlantique qui est l'une des principales sources de précipitations au-dessus du Maroc. Cette période correspond effectivement à un niveau du lac plus élevé.

La période suivante entre 7500 et 6400 ans BP a connu de faibles précipitations au-dessus du Moyen Atlas. Cette baisse des précipitations au-dessus du Moyen Atlas peut être liée aux faibles températures de surface de l'océan Atlantique, qui permettent moins d'évaporation au-dessus du nord de l'Afrique. Cette baisse des températures de surface de l'océan Atlantique semble être causée par l'arrivée d'eau douce Nord Atlantique à partir de la fonte des glaces dans les Laurentides (Street-Perrot et Perrot, 1990). Le niveau du lac Tigalmamine varie dans le même sens que celui indiqué par les reconstitutions des précipitations issues des pollens. La température de janvier reconstruite entre ca 7000 et 5800 ans BP. est plus élevée d'environ 2,5°C que l'actuel ce qui a probablement contribué à un fort taux d'évaporation au-dessus du lac.

La période entre 5500 et 2500 ans BP semble avoir connu les précipitations les plus élevées de toute la période holocène avec un maximum centré autour de 3500 ans BP plus arrosée que l'actuel. Cette augmentation des précipitations est accompagnée d'une baisse substantielle des températures d'hiver ainsi que d'été. Les changements du niveau du lac montrent une tendance comparable mais interrompue par une série de changements abrupts de courte durée. Les variations du niveau du lac de Sidi Ali (Moyen Atlas, Maroc) ont également enregistré ces changements (Lamb *et al.*, 1999) ce qui indique qu'il s'agit d'une tendance plutôt régionale que locale.

Après 3500 ans BP, les précipitations ainsi que les températures diminuent. La dernière période de faible niveau lacustre a pris place entre 1700 et 2500 ans BP environ. Le refroidissement affectant à la fois les températures d'été ainsi que d'hiver autour de 3300 ans BP et l'augmentation associée des précipitations coïncident avec une baisse d'environ 2°C dans les températures annuelles reconstruite dans un site situé en Afrique de l'Est (Bonnefille *et al.*, 1990). La baisse des précipitations semble affecter

l'ensemble du nord de l'Afrique et serait due à une baisse des températures de surface de l'océan Atlantique à cette période (Bard *et al.*, 1987).

La baisse des précipitations accompagnées d'une légère augmentation des températures (au-dessus de l'actuel) n'est pas observée de façon parallèle dans les données limnologiques du lac Tigalmamine probablement à cause de l'effet anthropique qui a tendance à s'accroître au nord de l'Afrique durant les deux derniers millénaires.

Les reconstitutions climatiques quantifiées issues principalement de l'ouest du Maghreb indiquent que les variations à long terme qui ont affecté cette région sont corrélables avec les changements observés en Afrique et plus particulièrement les niveaux de lacs.

Futur

La reconstitution des paléoenvironnements nous permet non seulement de connaître l'histoire des changements qui ont affecté la distribution des plantes et des climats mais également de tester les modèles de végétation qui simulent ces changements. L'un des buts des modèles de simulation est d'être utilisés dans la prédiction des changements futurs qui peuvent survenir lors d'une modification du climat ou du taux de CO₂ atmosphérique. Le sud de la Méditerranée est l'une des régions au monde qui a le plus besoin de simulations des changements futurs de ses écosystèmes afin de mieux les gérer aujourd'hui et ainsi il est crucial d'utiliser des modèles de végétation dans cette région.

Afin de tester la robustesse des modèles, les données paléoécologiques telles que le pollen produisent des reconstitutions de végétation qui sont comparées aux simulations du (ou des) modèle(s). Si la végétation simulée est cohérente avec la végétation reconstituée à partir des données polliniques alors le modèle peut être utilisé dans une certaine mesure dans la projection de changements futurs. Dans cette perspective, l'un des modèles qui a été testé au niveau du globe versus la végétation actuelle en termes de biomes, est le modèle BIOME (Haxeltine et Prentice, 1996). La comparaison de la végétation simulée (biomes) avec celle observée montre un fort degré de cohérence à l'échelle du globe. À une échelle plus réduite, ce modèle a récemment été testé sur la végétation du pourtour méditerranéen (Cheddadi *et al.*, 2001). Deux tranches de temps ont été utilisées : l'actuel et 6000 ans BP pour tester le modèle. Ces comparaisons ayant montré une bonne adéquation entre les données palynologiques et les simulations issues du modèle, il a ensuite été utilisé pour prédire les changements qui vont affecter les écosystèmes végétaux du pourtour méditerranéen lors d'une augmentation du taux de CO₂ atmosphérique.

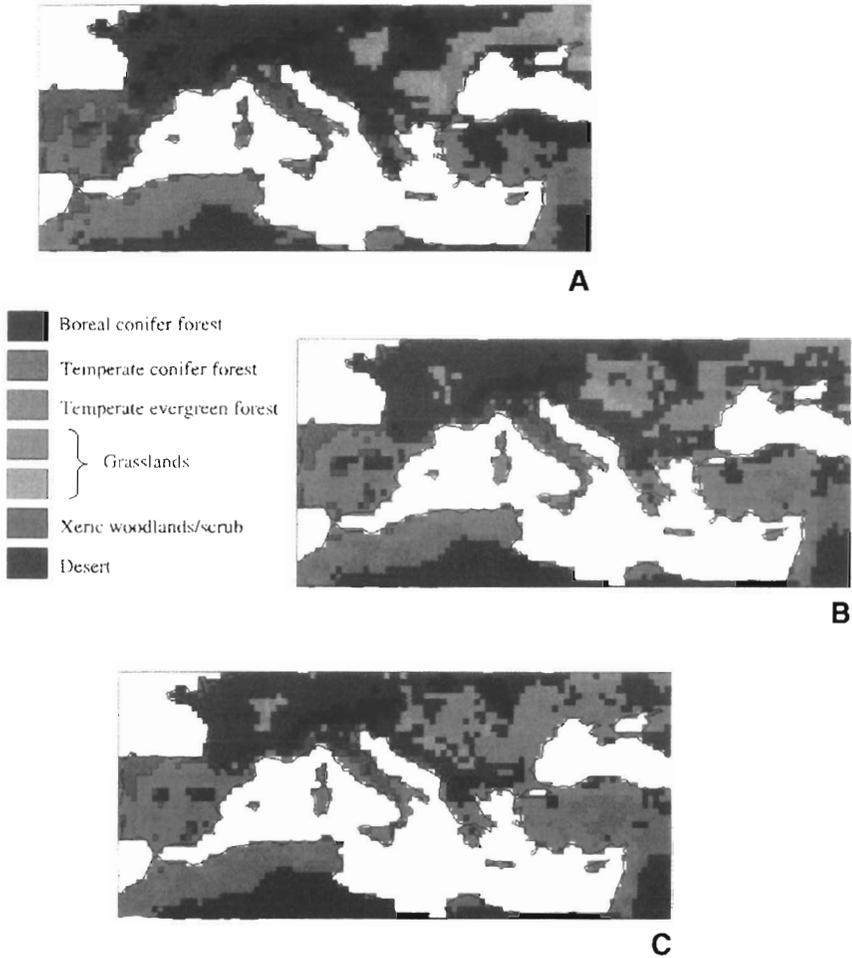


Fig. 8 : Modèle BIOME testé sur la végétation du pourtour méditerranéen (d'après Cheddadi et al., 2001).

Selon cette étude, il semble que la végétation du nord de l'Afrique sera affectée plutôt « positivement » par l'augmentation de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère estimée pour le siècle à venir si les précipitations ne baissent pas au-delà d'un certain seuil (Fig. 8a). L'augmentation de la température qui semble être corrélée à celle du CO_2 atmosphérique durant toute la période pré-industrielle aura pour effet de contraindre les plantes à

réduire leur évapotranspiration par un mécanisme de fermeture des stomates. Ainsi le CO₂ élevé dans l'atmosphère aura un effet fertilisateur favorisant ainsi la prédominance de plantes sempervirentes (Fig. 8b). L'effet « positif » de l'augmentation du taux de CO₂ atmosphérique sur la végétation sempervirente sera cependant contrebalancé par la quantité de précipitations. Si les précipitations baissent de plus de 20 % environ cette étude montre que le désert avancera inéluctablement et les formations sempervirentes et même celles caducifoliées en souffriront par une avancée des formations arides et semi-arides (Fig. 8c).

Il faut toutefois signaler que le modèle utilisé n'intègre pas de paramètre évaluant l'impact de l'homme sur les écosystèmes or il est clair que le facteur humain a une importance capitale en Méditerranée.

Conclusion

Au nord de l'Afrique il existe bien moins de données qu'en Europe pour permettre des reconstitutions spatiales de la recolonisation des espèces depuis le dernier maximum glaciaire. Il reste un grand effort à faire dans la collecte des données pour arriver à des synthèses robustes. Cependant, malgré le peu de données disponibles au Maghreb qui nous privent d'une évaluation spatiale de l'évolution de la végétation, les diagrammes polliniques dont nous disposons actuellement nous donnent des informations capitales sur les changements ayant affecté les écosystèmes et nous permettent également de contribuer à tester les modèles de végétation dans cette région.

Ces diagrammes polliniques montrent que depuis la dernière glaciation, autour de 18 000 ans BP, la végétation au Maghreb a connu des périodes plus « arborées » qu'actuellement et il y a tout une succession d'écosystèmes où les arbres conifères et tempérés décidus se sont relayés. La dominance de certaines espèces arborées, tel que le cèdre autour de 6000 ans BP, peut également signifier que ces espèces ont eu une extension géographique bien plus importante que celle que nous connaissons aujourd'hui.

Certaines corrélations entre les diagrammes polliniques nous renseignent aussi sur l'intensité de l'action de l'homme sur le paysage. Nous savons que l'impact de l'homme est très fort sur tout le pourtour de la Méditerranée mais l'effet de l'anthropisation, même s'il est identifiable de façon nette depuis 6000 ou 7000 ans BP, il est devenu encore plus prononcé durant les deux derniers millénaires.

Ajouté à cette anthropisation, le climat avec la baisse de précipitations (tel qu'indiquée par la dernière publication de l'IPCC) n'est pas en faveur d'un paysage plus arboré. Ainsi plusieurs études, notamment palynologiques (Saadi et Bernard, 1991) montrent une avancée du désert africain vers le nord. Parallèlement, les écologistes ont identifié plusieurs espèces arborées endémiques du Maghreb qui sont aujourd'hui menacées. Il est important que les données paléoécologiques mettent en évidence ces constatations avec encore plus d'acuité en reconstruisant les paléoenvironnements et en identifiant les causes des changements de répartition des écosystèmes et des plantes menacées afin de mieux gérer les écosystèmes dans le futur.

LES VÉGÉTATIONS D'AFRIQUE CENTRE-ORIENTALE DEPUIS 40 000 ANS

Jolly Dominique & Chepstow-Lusty Alex

avec la participation de Bentaleb Ilhem, Peyron Odile, Müller Serge, Delire Christine, Cassignat Christophe, Gritti Emmanuel, Raillard Alice, Duzer Danielle, Ferrier Jackie, Schevin Patrick, Boyer Ariane

Le continent africain est très simple d'un point de vue topographique. Les zones climatiques qui sont l'expression de surface de la circulation atmosphérique, tendent à montrer une répartition en bandes symétriques par rapport à l'équateur (Leroux, 1983). Les principaux centres d'endémisme africains montrent une distribution zonale similaire, avec une exception notable : l'Afrique centre-orientale est caractérisée par la présence de hauts plateaux et de montagnes pouvant atteindre jusqu'à 5895 m avec le Kilimanjaro (White, 1983). Cette zone géographique très particulière montre entre autres un étagement des types de végétation en fonction de l'altitude (Hedberg, 1951 ; Lewalle, 1972 ; Lind et Morrison, 1974). Le climat de cette région est une exception dans le monde tropical avec, à l'exception des zones d'altitude, une précipitation moyenne annuelle faible ; le climat est de type sub-humide ou semi-aride selon les définitions de Trewartha (1981). Les données météorologiques montrent que l'essentiel des précipitations a lieu durant le passage de la Zone de Convergence Inter-Tropicale [ITCZ : équateur météorologique], définissant un climat à deux *maxima* de précipitations (Griffiths, 1972 ; Boucher, 1975) ; l'ITCZ migre d'une position comprise entre 15 et 24°N en août et environ 16°S en février (Leroux, 1983). Les zones montagneuses [climat tropical humide selon Walter et Lieth (1960)] sont quant à elles caractérisées par un maximum de nébulosité et de précipitations (sur les versants ventés) entre 2000 et 3000 m d'altitude, avec une zone plus sèche au-dessus (Coetzee, 1967 ; Hastenrath, 1984) ; les températures diminuent avec l'altitude selon un gradient thermique moyen de l'ordre de 0,65°C / 100 m (Kenworthy, 1966).

En plus de ces caractéristiques climatiques et biogéographiques, l'Afrique centre-orientale peut être considérée comme la région tropicale possédant le plus de sites permettant des reconstructions paléoenvironnementales sur les quarante derniers millénaires (Hamilton, 1982). Ceci est dû au fait que d'un point de vue théorique, des gradients climatiques très forts

permettent d'enregistrer très finement les mouvements verticaux des étages de végétation (Morrison, 1968). C'est donc dans cet esprit, et à la suite de Flenley (1979) et d'Hamilton (1982), que nous proposons de réactualiser le « film » des mouvements de végétation d'Afrique centre-orientale pour les quarante derniers millénaires, en effectuant deux « arrêts sur image » à 18 000 et 6000 ans ¹⁴C BP (18 000 et 6000 ans). Cette étude intégrera toutes les nouvelles données polliniques publiées depuis 1982, et s'appuiera sur des synthèses partielles récentes (Street-Perrott et Perrott, 1993; Jolly *et al.*, 1997, 1998a; Peyron *et al.*, 2000; Bonnefille et Chalié, 2000).

Les données

La fenêtre géographique

Pour des raisons d'homogénéité des données, et afin de reconstruire une histoire ayant un sens commun, nous avons choisi une zone d'étude située à l'est du 29^{ème} méridien Est pour une bande latitudinale comprise entre 5° Sud et 10° Nord. Dans cette région, se trouvent les principaux massifs montagneux (Ruwenzori, Virunga, Crête Zaïre-Nil, Mt Elgon, Mt Kenya, Mt Kilimanjaro et montagnes d'Ethiopie), hauts plateaux et lacs de rift ayant fourni l'essentiel des informations paléoenvironnementales d'Afrique Centre-Orientale.

Les données polliniques

Dans cette étude, nous avons repris une première compilation de données polliniques (issue de la littérature) réalisée pour les trois périodes clé 18 000, 9000 et 6000 ans (Jolly *et al.*, 1998a), que nous avons complétée afin de la rendre plus exhaustive et afin de couvrir l'ensemble des quarante derniers millénaires. La reconstruction présentée ici est basée sur 35 sites (soit l'intégration de 10 nouveaux sites depuis 1998 pour cette région) couvrant un domaine altitudinal compris entre 600 et 4150 m (Fig. 1). La reconstruction sur chaque site pouvant être effectuée sur la base de plusieurs séquences, les coordonnées répertoriées dans la figure 1 correspondent à celles de la séquence apportant l'information la plus précise lors de cette étude. Par exemple, pour le lac Albert, les coordonnées géographiques correspondent aux séquences F et G (Beuning *et al.*, 1997) comportant 15 dates ¹⁴C alors que le diagramme pollinique 3PC n'en comportait qu'une seule (Ssemmanda et Vincens, 1993).

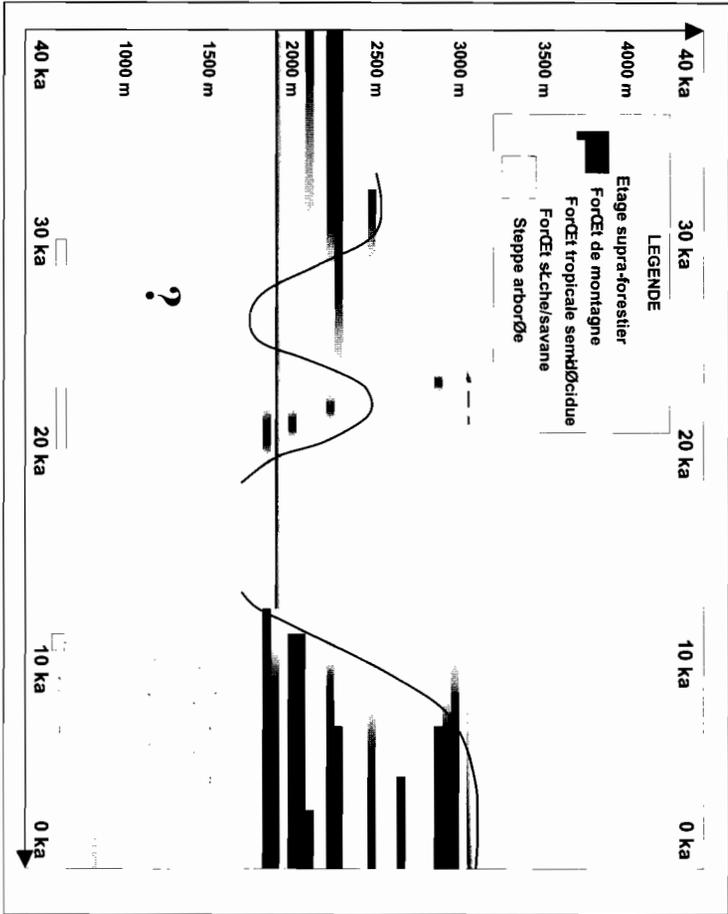


Fig. 1 : Reconstruction de l'évolution au cours du temps (axe des abscisses) des types de végétation en Afrique Centre-Orientale depuis 40 000 ans. La ligne noire représente la limite supérieure de la forêt ombrophile de montagne, variant en fonction de l'altitude (axe des ordonnées, unité en mètres).

Les autres données

Lors de la discussion, seront également utilisés d'autres types de données afin de confirmer ou de nuancer les résultats issus de la seule méthode palynologique. En premier lieu, seront intégrés les résultats isotopiques tels que les mesures de $d^{13}C$ qui peuvent, dans certaines conditions, renseigner sur le degré d'ouverture de la végétation, et sur l'évolution de la balance compétitive des plantes en C_3 et C_4 (Aucour *et al.*, 1993, 1994; Street-Perrott, 1994). Enfin les informations relatives aux données lacustres permettront de tester les hypothèses impliquant des changements hydrologiques pour expliquer les changements de végétation (Street-Perrott *et al.*, 1989; Jolly *et al.*, 1998a).

Les méthodes d'étude

La méthodologie employée pour cette étude peut se résumer en trois étapes majeures.

Sélection des sites

Seuls ont été retenus les sites d'origine strictement continentale. Cela exclut donc toutes les séquences marines et celles obtenues dans les deltas (par exemple, carotte MD 257 dans le delta du Zambèze [Elmoutaki, 1994], séquence marine du canal de Mozambique [Van Campo *et al.*, 1990]...). Ensuite, les sites présentant une résolution temporelle très faible et/ou un contrôle chronologique insuffisant ont également été éliminés (exemple de la séquence « Kuwasenkoko swamp » au Rwanda ne possédant que 2 datations ^{14}C pour seulement 4 spectres polliniques analysés [Hamilton, 1982]).

Définition du modèle d'âge

Séquence par séquence, en utilisant les datations fournies par les publications, il a fallu dans un premier temps estimer la durée de l'enregistrement sédimentaire, estimer la durée des lacunes sédimentaires potentielles et enfin dater les changements de type de végétation (selon les définitions du # suivant). Tous les modèles d'âge sont basés sur la chronologie ^{14}C parce que toutes les publications originales l'utilisent et qu'il est ainsi plus facile pour chacun de contrôler l'intégrité des reconstructions proposées ici. Un site a posé un problème majeur : le diagramme pollinique de Karimu (Perrott et Street-Perrott, 1982). En effet, d'après la figure 1 (1982, p. 60), la coupe présente 3 profils pour un total de quatre datations radiocarbone (sans explication, la date SRR-1125 à 29 251 ans BP n'est pas retenue) pour deux horizons organiques. Le même site présenté par Hamilton (1982; figure 84 p. 246) fait apparaître cette fois-ci, non pas deux mais trois horizons organiques, ce qui autorise une lecture complètement différente de la chronologie proposée. Sur cette base, Alan Hamilton étant responsable de la mission de terrain, nous reconstruisons avec certitude deux phases : une première phase qui commence légèrement avant 32 000 ans BP et qui s'achève à 29 000 ans BP, et une dernière phase organique qui couvre très vraisemblablement les dix derniers millénaires. La carotte P semble correspondre à l'emboîtement de deux phases organiques, une centrée sur 24 221 ans BP (la seule datation de cette séquence) et une autre correspondant possiblement à l'Holocène. Devant une telle incertitude, nous avons décidé de ne pas utiliser directement les résultats de la carotte P dans notre reconstruction.

Attribution à un type de végétation

L'attribution des spectres polliniques à un type de végétation s'effectue de manière empirique selon les critères définis dans Jolly *et al.* (1998a). Cette attribution se fait après exclusion des taxons aquatiques (*Nymphaea lotus*, *Polygonum senegalense*, *Xyris*, *Typha*, *Ascolepis*, Cyperaceae...) et taxons édaphiques tels que Melastomataceae, Pteridophyta ou *Laurembergia tetrandra*. L'attribution est basée sur la présence observée actuellement de chaque taxon dans les différents types de végétation. Même si certains taxons peuvent être présents dans plusieurs types de végétation, l'examen du spectre pollinique dans son ensemble permet une attribution unique. Cette étape s'est appuyée sur les études quantitatives menées à l'échelle de l'Afrique pour 6000 ans (Jolly *et al.*, 1998b) et 18 000 ans (Elenga *et al.*, 2000) et sur la description détaillée des centres d'endémisme africains publiée par White (1983). La principale différence fut de regrouper sous l'intitulé « Etage supra-forestier » l'étage à Ericaceae *sensu stricto* et les prairies afro-alpines : en effet, d'après les données polliniques, cette distinction n'est pas toujours aisée à réaliser et nous avons décidé de ne pas introduire une incertitude supplémentaire à nos reconstructions. Les résultats de cette synthèse sont présentés sous la forme d'un diagramme en deux dimensions dont l'abscisse est le temps en milliers d'années ^{14}C , et dont l'ordonnée est l'altitude. Chaque site, à son altitude, voit ainsi l'histoire de sa végétation retracée au cours du temps.

Résultats et interprétations

Mouvements de la limite supérieure des forêts de montagne

Entre 40 000 et 30 000 ans, la forêt de montagne était présente au moins de 1900 m jusqu'à environ 2500 m d'altitude soit environ 500 m plus basse qu'actuellement. L'étage afro-alpin est attesté vers 3100 m. Le faible nombre de sites couvrant cette période permet difficilement de reconstruire la distribution des autres types de végétation. Le diagramme pollinique de Kashiru démontre la présence d'une forêt de montagne bien développée à 2200 m, forêt dominée par *Podocarpus* et *Olea capensis* (Bonnieffille et Riollot, 1988). Ce type de végétation présent actuellement plutôt à haute altitude et sur les versants secs des montagnes est-africaines semble attester de conditions plus froides et plus sèches qu'à l'actuel. Des mesures de $\delta^{13}\text{C}$ sont consistantes avec les données polliniques avec des valeurs de *ca* -24 ‰, caractéristiques de forêts largement dominées par des plantes en C_3 (Aucour *et al.*, 1994).

Entre 30 et *ca* 22 000, la limite supérieure de la forêt baisse considérablement pour atteindre une altitude maximale de 1900 m. Les forêts ombrophiles de montagne sont remplacées par des formations sclérophylles à *Ericaceae*, *Artemisia*, *Stoebe*, *Gramineae* (Taylor, 1990), avec la présence de *Restionaceae*, plantes marécageuses dans les formations sclérophylles tempérées actuellement présentes que dans les formations sclérophylles tempérées (associées à des *Proteaceae*) d'Afrique australe (Bonnieffille et Riollet, 1988). La signature isotopique de ces végétations est d'environ -17 ‰, démontrant la dominance des plantes C₄ dans ces formations herbacées (Aucour *et al.*, 1994). Entre 20 000 et 12 000 ans, la situation biogéographique des différents écosystèmes est beaucoup mieux documentée et fournit une reconstruction tout à fait comparable à celle *ante* 22 000. Les valeurs de δ¹³C sur le carbone organique total, les charbons et la cellulose (Aucour *et al.*, 1994) et celles obtenues après extraction moléculaire (Street-Perrott *et al.*, 1997) ont montré que la faible concentration atmosphérique en CO₂, certainement associée à une augmentation hydrique avaient un fort impact sur les écosystèmes tropicaux, y compris les végétations marécageuses et aquatiques. Notre reconstruction montre la présence d'un événement discuté (Plateau Aberdare, Kenya) dès 1982 par Perrott et Street-Perrott, à savoir la remontée de la limite supérieure des forêts centrée sur 22 000 ans. Les auteurs essayèrent de corréler cet événement à des travaux précurseurs montrant un épisode lacustre majeur dans le bassin du lac Tchad (Servant, 1973), avec une date unique (21 350±350 ans BP) obtenue dans la dépression de Fachi dans un petit lac couvert de *Phragmites* (Faure, 1969). Cet événement a depuis été retrouvé et parfaitement calé chronologiquement à Kashiru (Burundi), caractérisé par une forêt dominée par *Podocarpus* (Bonnieffille et Riollet, 1988) avec des valeurs de δ¹³C voisines de -25 ‰ (Aucour *et al.*, 1994).

Post *ca* 12 500 ans, la distribution actuelle se met en place (Jolly *et al.*, 1997). Cela correspond sans aucun doute à l'activation précoce de la mousson démontrée par Sirocko *et al.* (1996) à partir d'une séquence marine prélevée en mer d'Arabie, et mise en évidence dans la synthèse des niveaux lacustres (Kutzbach et Street-Perrott, 1985; Street-Perrott *et al.*, 1989). En Afrique centre-orientale, il est très difficile de mettre en évidence la présence du Dryas récent. En effet, malgré des études à très haute résolution sur une séquence particulièrement bien datée (séquence Ru3, 31 datations dont 18 AMS), au moment du Dryas Récent la forêt de montagne se réinstalle avec la présence d'une phase à *Hagenia abyssinica*, arbre vivant près de la limite supérieure de la forêt pouvant être considéré comme arbre pionnier (Bonnieffille *et al.*, 1995). A ce jour, seule la présence d'une phase caractérisée par l'importance des *Chenopodiaceae*, synchrone d'une baisse significative

du niveau du lac Magadi, parfaitement calée chronologiquement par la présence de lamines dans le sédiment (Williamson *et al.*, 1993), démontre l'existence d'un impact climatique (diminution du bilan hydrique) lors du Dryas Récent (Elmoutaki, 1994). Pour tous les autres sites plus élevés en altitude, il est très délicat de séparer dans le signal pollinique ce qui revient à la dynamique de succession forestière de ce qui pourrait être attribué à un changement climatique décrit initialement dans l'Hémisphère Nord (Becker *et al.*, 1991).

Notre reconstruction montre un Holocène homogène (Fig. 1), en tout cas à l'échelle des biomes et de leur distribution altitudinale. Si on examine les diagrammes polliniques plus en détail, il apparaît clairement des changements majeurs dans la composition taxonomique de ces formations durant les 12 derniers millénaires (Jolly *et al.*, 1997). Ainsi sur les montagnes africaines de la branche occidentale du rift, après une période d'installation de plantes pionnières préférant des conditions plus ouvertes (*Hagenia abyssinica*, *Alchornea*, *Macaranga*) au Burundi (Bonnefille *et al.*, 1991; Jolly *et al.*, 1994; Bonnefille *et al.*, 1995) comme en Ouganda (Taylor, 1990, 1993). Ensuite, post-10 000, la composition taxonomique s'enrichit avec l'apparition de plantes telles que les Ebenaceae, Araliaceae (*Polyscias fulva* et *Schefflera barteri*) et *Celtis*, et à Kuruyange vers 3800, *Vernonia* (buisson) associé à Umbelliferae (plantes herbacées héliophiles) pouvant indiquer la présence de perturbations internes liées à la dynamique de succession forestière en domaine montagnard. Cependant, il est très probable que ce changement à 3800 soit le résultat d'un changement climatique majeur (diminution significative du bilan hydrique) ayant affecté l'ensemble des régions sous influence de mousson, en Afrique de l'Est [Burundi (Bonnefille *et al.*, 1991; Jolly et Bonnefille, 1992; Jolly *et al.*, 1994), Rwanda (Hamilton, 1982), Ouganda (Kendall, 1969; Hamilton, 1982; Taylor, 1990, 1992), Ethiopie (Bonnefille et Hamilton, 1986; Umer, 1992)] dans le reste de l'Afrique intertropicale [Cameroun (Brénac, 1988; Maley, 1991), Congo (Elonga *et al.*, 1994)] et même en Inde (Caratini *et al.*, 1994; Bentaleb *et al.*, 1997). Si une activité anthropique destructrice sur les écosystèmes inter-tropicaux peut être envisagée post 3500 (Premier Age du Fer, Van Grunderbeck *et al.*, 1983; De Maret, 1985), le synchronisme des changements observés à une échelle spatiale si large plaide pour un changement climatique majeur; même les tenants d'une action anthropique précoce en Afrique de l'Est, sur la base de pics de charbons (Hamilton *et al.*, 1986, 1989) ont amendé cette hypothèse après des études complémentaires (Taylor, 1992). A l'heure actuelle, les premières dégradations liées à l'action anthropiques semblent commencer à grande échelle il y a environ un millénaire, correspondant très probablement à des changements substantiels des

conditions socio-économiques lors du Dernier Age du Fer sur les plateaux bordant les grands lacs du rift (Jolly *et al.*, 1997).

Focus sur le dernier Maximum Glaciaire

La période 18 000 ans (chronologie ^{14}C) correspondant au Dernier Maximum Glaciaire (DMG) est une période clé des paléoclimatologues (COHMAP, 1988; Wright *et al.*, 1993) et notamment des modélisateurs du climat (e.g. programme PMIP, Braconnot, 2000). Cette période se caractérise par un contraste d'insolation entre l'hiver et l'été similaire à la situation actuelle. Par contre, les températures de surface océanique étaient plus froides (CLIMAP, 1976), la concentration en CO_2 atmosphérique était beaucoup plus faible (190 ppmv, Barnola *et al.*, 1987), la concentration en aérosols et poussières beaucoup plus élevée (Kohfeld et Harrison, 2000), le niveau des mers environ 120 m plus bas qu'actuellement, avec la présence de gigantesques calottes glaciaires (culminant à plus de 3000 m de hauteur) en Amérique du Nord (Laurentide) et en Fénno-Scandinavie (Peltier, 1994). Les données polliniques permettant de reconstruire la nature de la végétation au DMG sont relativement peu nombreuses (comparées aux spectres polliniques actuels servant d'analogues) et mal distribuées sur le transect Europe-Afrique. Cette caractéristique rend impossible toute tentative scientifique sérieuse de reconstruction spatiale des distributions de biomes par interpolation mathématique ou manuelle telle que proposée par J. Adams et ses collègues (<http://www.soton.ac.uk/~tjms/adams1.html>). Les biomes reconstruits aux sites géographiques montrent tout d'abord que l'Afrique de l'Est possède plus de la moitié des sites africains au DMG (Elenga *et al.*, 2000; <http://medias.obs-mip.fr/apd>). Ces sites sont pour la plupart en altitude et mal distribués car on observe leur concentration sur la branche occidentale du rift Est-Africain. L'essentiel des sites montre la présence de végétation tempérée sclérophylle (étage à Ericaceae) à une altitude où la forêt ombrophile de montagne est présente actuellement (Coetsee, 1967; Hamilton, 1982; Bonnefille et Riollet, 1988; Taylor, 1992; Vincens, 1993; Jolly *et al.*, 1997). Cependant, des refuges forestiers ont dû exister localement, car les données polliniques montrent toujours (notamment au Burundi et en Ouganda) la présence d'une quantité faible mais non négligeable de taxons caractéristiques de la forêt de montagne tels *Podocarpus*, probables « hotspots » de forte biodiversité glaciaire en zone tropicale (Moore, 1998).

L'interprétation en terme paléoclimatique fut depuis longtemps un vrai débat, avec les tenants d'un refroidissement majeur de 6°C et plus (Coetsee, 1967; conversion directe de la descente altitudinale de la limite

supérieure des forêts de montagne en terme de changement de température supposant la constance du gradient thermique altitudinal actuel) et les adeptes d'une aridité significative sur les montagnes d'Afrique de l'Est (Livingstone, 1967). Ces deux interprétations supposaient implicitement la présence d'un seul facteur climatique forçant la végétation.

Les travaux pionniers de l'équipe de R. Bonnefille ont permis pour la première fois la reconstruction quantitative du climat du DMG en zone intertropicale, en appliquant la fonction de transfert dite des plus proches analogues (Guiot, 1990) aux données polliniques d'Afrique Centre-Orientale (Bonnefille *et al.*, 1990, 1992; Vincens *et al.*, 1993; Bonnefille et Chalié, 2000). Les résultats ont montré un climat glaciaire caractérisé par une température moyenne annuelle plus basse d'environ 3,5°C et un montant annuel des précipitations inférieur d'environ 30 % par rapport à l'actuel. Ces reconstructions quantitatives sont basées explicitement sur le fait que seules, les températures et les précipitations sont responsables des changements de végétation observés au DMG. Ce postulat peut être accepté vis-à-vis de l'action anthropique. En effet, *ante* le 1er Age du Fer, les populations humaines étaient peu nombreuses et avaient une activité de type chasseur-cueilleur, et donc n'avaient qu'un impact extrêmement limité sur leur environnement. Par contre, ces reconstructions quantitatives si elles expliquent bien la descente altitudinale des forêts de montagne, ne permettaient pas d'expliquer, même en faisant intervenir un changement du gradient altitudinal de température au DMG, l'extension du domaine altitudinal de l'étage à Ericaceae combinée à une diminution de celui des forêts de montagne telle que suggérée par Street-Perrott (1994) et mise en évidence dans cet article (Fig. 1). Street-Perrott (1994) suggéra (i) que la faible concentration en CO₂ atmosphérique au DMG devait avoir un impact important sur les écosystèmes forestiers tropicaux et (ii) que cet impact devait être largement amplifié sur les montagnes car la pression partielle en CO₂ diminue avec l'altitude.

L'utilisation d'un modèle de végétation (Biome 3; Haxeltine et Prentice, 1996) au site de Kashiru (Burundi) a permis de montrer (Jolly et Haxeltine, 1997, Fig.2) (i) que la faible concentration en CO₂ atmosphérique du DMG associée (ou non) à une baisse de la température moyenne du mois le plus froid avait un impact majeur sur la limite supérieure de la forêt de montagne, (ii) que la compétition plantes arborées/plantes ligneuses basses de même que la compétition des plantes C₃/C₄ se faisait au détriment des premières expliquant l'augmentation glaciaire de la niche écologique des plantes de l'étage à Ericaceae et la diminution de celle des arbres de la forêt de montagne, et (iii) l'effet direct de la faible concentration en CO₂ atmosphérique sur la physiologie des plantes (ouverture maxi-

male des stomates entraînant une plus forte évapo-transpiration, créant ainsi une sécheresse physiologique) implique que toute reconstruction quantitative du climat à partir de données polliniques pour des périodes où la composition atmosphérique est différente de l'actuel produit des estimations erronées. Dans le meilleur des cas, les reconstructions paléoclimatiques fournissent la valeur maximale du changement climatique réel.

Ces conclusions, obtenues d'après des simulations ont été confirmées par des analyses géochimiques (isotopes du carbone) réalisées sur des molécules extraites de sédiments issus d'un petit lac du Mt Kenya (Olago, 1996; Street-Perrott *et al.*, 1997). Ces auteurs ont démontré l'importance des changements de concentration en CO₂ atmosphérique sur l'écosystème terrestre mais aussi en domaine lacustre, concluant à la nécessité d'effectuer des analyses isotopiques non plus sur le sédiment lacustre brut mais sur du matériel biologique sélectionné, afin d'éviter le bruit sur le signal recherché, lié à la composante locale lacustre (algues).

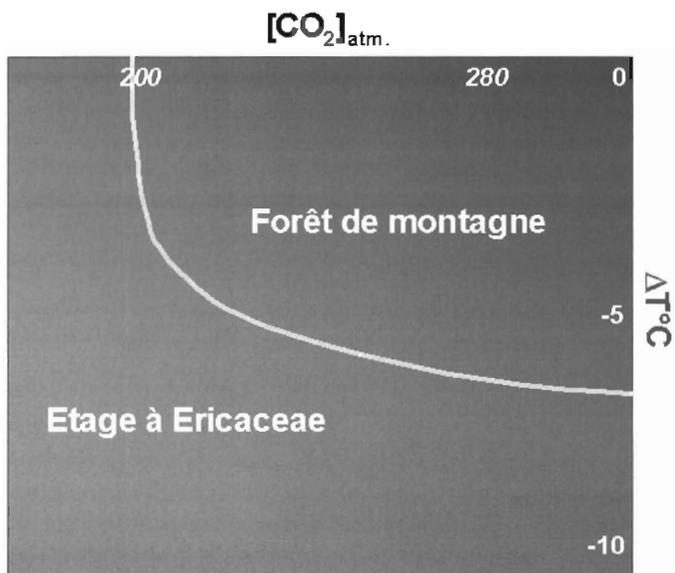


Fig. 2 : Simulation de l'évolution de la limite supérieure de la forêt de montagne à Kashiru (Burundi) lorsque la concentration en dioxyde de carbone atmosphérique (en ppmv) et la température moyenne du mois le plus froid sont abaissées par rapport au climat actuel (d'après Jolly et Haxeltine, 1997).

Une étude récente a par contre démontré que l'altitude, *via* une baisse de la pression partielle en CO_2 , n'avait qu'un effet mineur sur la balance compétitive arbres/herbacées contrairement aux suggestions de Street-Perrott (1994). Une série de simulations entreprises sur le site de Kashiru (Burundi) a permis de quantifier l'impact d'un changement altitudinal comparé à l'impact issu d'un changement de concentration en CO_2 atmosphérique sur la productivité primaire nette (NPP) de la composante arborée de l'écosystème forestier ombrophile (Plagnol, 2000). Ces résultats (Fig. 3) montrent qu'une descente de végétation de 2000 m (cas extrême) entraînerait une baisse de NPP de seulement 20 g C/m²/an alors qu'un changement de concentration en dioxyde de carbone actuelle à une concentration glaciaire entraîne, au niveau de la mer, une baisse de NPP d'environ 270 g C/m²/an. Cela est dû au fait que l'activité de la Rubisco (enzyme prépondérante dans les processus photosynthétiques des plantes en C_3) dépend certes de la pression partielle en CO_2 mais aussi de celle en O_2 qui diminue elle aussi en fonction de l'altitude.

Sur ces bases, toujours en utilisant Biome 3 (Haxeltine et Prentice, 1996), une étude préliminaire a tenté de définir les connexions entre les sites à Ericaceae, ayant aujourd'hui une distribution discontinue, les montagnes pouvant être assimilées à des « îles biogéographiques » et qui ont dû avoir des connexions dans un passé proche (au DMG ?) car certaines espèces sont communes entre l'Afrique du Sud et l'Afrique Centre-

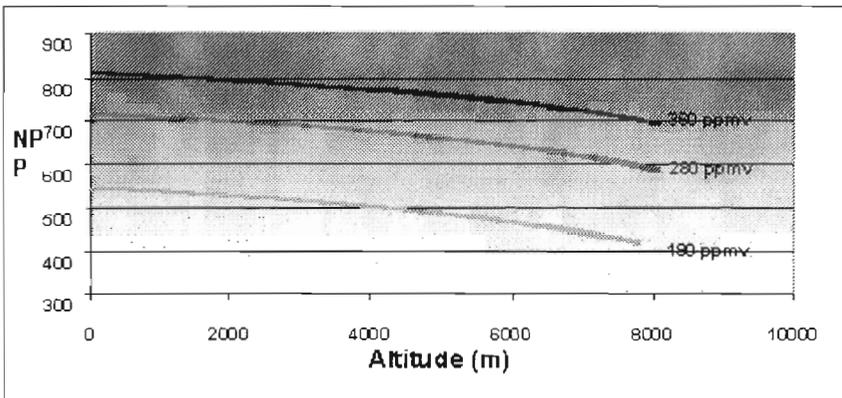


Fig. 3 : Effet d'un changement altitudinal (simulé par Biome 3 [Haxeltine & Prentice, 1996]) selon 3 concentrations en dioxyde de carbone atmosphérique (valeurs actuelle [360 ppmv], pré-industrielle [280 ppmv] et glaciaire [190 ppmv]) sur la productivité primaire nette (NPP en g C/m²/an) de la composante arborée d'une forêt ombrophile de montagne à Kashiru (Burundi) [d'après Plagnol, 2000].

Orientale (White, 1983) suggérant des flux géniques récents et répétés par le passé (Raillard *et al.*, 2001, Fig. 4). Comme préconisé par Van Zinderen Bakker (1976), la voie de migration principale glaciaire entre l'étendue sclérophylle australe (de l'actuel Kalahari et Orange Free State-Natal, au Botswana) et les montagnes de Tanzanie, Ouganda, Kenya et Ethiopie, passait vraisemblablement entre les 2 grands lacs du rift est-africain (Lac Tanganyika et Lac Malawi). Une liaison latérale reliait également l'Afrique

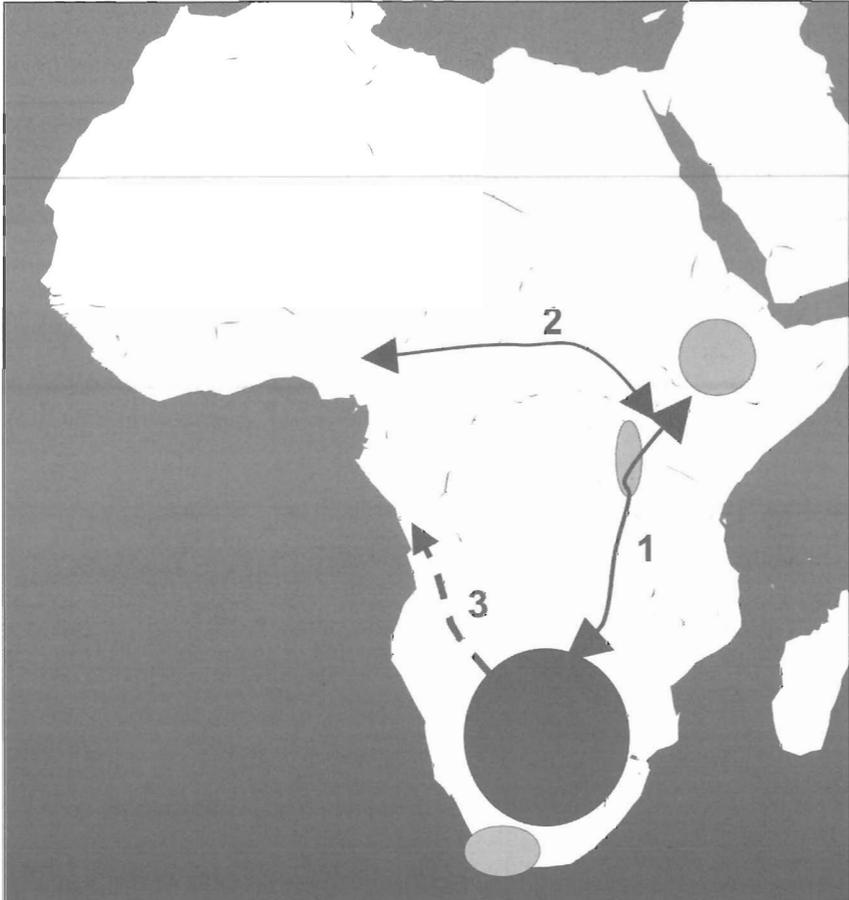


Fig. 4 : Distribution actuelle des Ericaceae (gris clair) et au Dernier Maximum Glaciaire (gris foncé) ainsi que les voies de migration simulées par Biome 3 (Haxeltine & Prentice, 1996) en faisant varier les paramètres climatiques en entrée de modèle (d'après Raillard *et al.*, 2001).

Centre-Orientale à l'Afrique occidentale en contournant par le nord le grand massif forestier actuel Guinéo-Congolais. Enfin, une voie reliant le sud de ce massif à l'Afrique australe (flèche 3) n'est pas complètement exclue. Des simulations complémentaires devront encore être effectuées afin de préciser le réalisme de ce troisième axe.

En conclusion de ce chapitre, il apparaît clairement qu'une meilleure connaissance de la distribution des végétations au DMG ainsi que les reconstitutions paléoclimatiques passeront par l'étude d'un nombre accru de sites palynologiques, principalement dans les régions de basse altitude, afin de mieux définir la descente de la limite inférieure de la forêt ombrophile de montagne. L'utilisation de modèles de végétation simulant explicitement les processus de photosynthèse couplés au cycle hydrique des plantes *via* la résistance stomatale (Biome 3 [Haxeltine et Prentice, 1996], CARAIB [François, 1999]) fonctionnant en mode dynamique (IBIS [Foley *et al.*, 1996]) permettra de tenir compte de la dynamique interne des écosystèmes (processus de succession végétale) lors des transitions importantes (e.g. Tardiglaciaire-Holocène). Il ressort également que, du fait d'une composition atmosphérique très différente au DMG de l'actuel, l'utilisation des fonctions de transfert classiques est déconseillée. Quant à elle, l'utilisation des mouvements de la limite supérieure de la forêt de montagne pour reconstituer les changements de température en Afrique de l'Est (Coetzee, 1967) comme dans les autres pays de la zone intertropicale (Boom *et al.*, 2002) ne peut être considérée comme une méthode rigoureuse (i) car cette limite peut être forcée par d'autres paramètres climatiques que la température et (ii) parce que le gradient altitudinal (aujourd'hui *ca* 6 °C/1000 m) était d'environ 8 °C/1000 m au DMG comme vient de le mettre en évidence une étude pluridisciplinaire de la zone intertropicale au DMG (Farrera *et al.*, 1999).

Focus sur l'Holocène moyen

La période de l'Holocène moyen (6000 ans) est une autre période très différente de l'actuelle. Elle se caractérise par des conditions topographiques (calottes de glace, niveau des mers...), des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre voisines des conditions pré-industrielles (Wright *et al.*, 1993). La différence majeure est liée à un contraste saisonnier de l'insolation plus grand à 6000 ans, avec aux moyennes latitudes de l'Hémisphère Nord environ +6 % d'insolation l'été et -6 % l'hiver (Harrison *et al.*, 1998). Cette configuration orbitale particulière dégagée de l'influence des calottes de glace qui ont fondu, est favorable entre autres à une intensification de la mousson (Joussaume *et al.*, 1999). Du point de vue des végétations à l'échelle de l'Afrique, le seul changement notable concerne le rem-

placement du désert actuel du Sahara par des végétations herbacées (steppes, savanes sclérophylles) au moins jusqu'à 22°N de latitude (Ritchie *et al.*, 1985; Ritchie et Haynes, 1987; Lézine et Casanova, 1989; Schulz, 1980; Jolly *et al.*, 1998a, b; Hoelzmann *et al.*, 1998). Partout ailleurs, la distribution des végétations africaines à 6000 ans fut très proche de l'actuelle, excepté en zone intertropicale où les forêts sempervirentes étaient moins étendues que maintenant (Prentice *et al.*, 2000). Des reconstitutions quantitatives du climat à 6000 à partir des données polliniques rassemblées dans le cadre du programme Biome 6000 (Prentice et Webb, 1998), ont cependant permis de mettre en évidence une baisse du gradient thermique altitudinal en Afrique Centre-Orientale d'environ 0,2 °C/100 m (Fig. 5; Peyron *et al.*, 2000).

L'augmentation de l'importance des taxons décidus (*Celtis...*) dans les diagrammes polliniques de basse altitude (Lac Victoria: Kendall, 1969) et de montagne (Kuruyange: Bonnefille *et al.*, 1991; Jolly *et al.*, 1994) est notable même si le type de végétation n'a que peu changé à 6000 (Fig. 1). Les auteurs ont conclu à une baisse des précipitations annuelles et/ou une

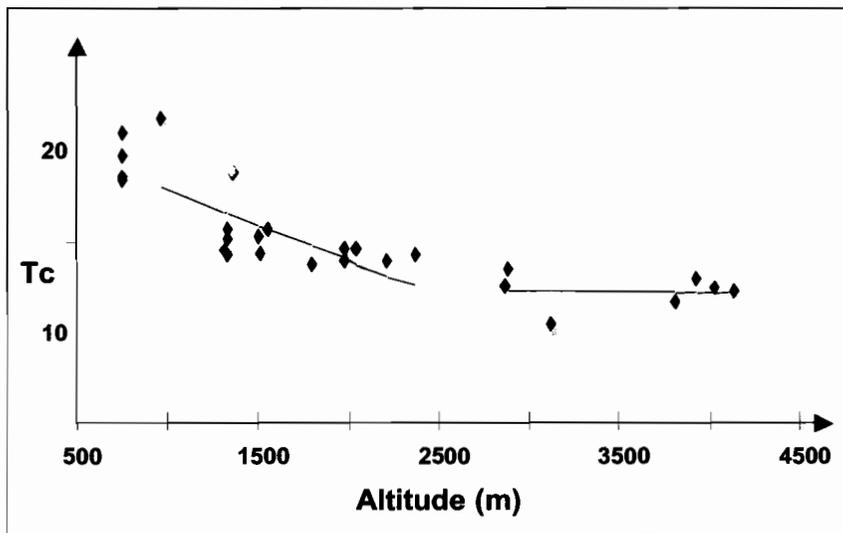


Fig. 5 : Reconstruction des gradients thermiques altitudinaux en Afrique Centre-Orientale pour l'actuel et 6000 ans BP en traçant l'évolution de la température moyenne du mois le plus froid (T_c , en °C) à des sites situés à des altitudes (en m) différentes (d'après Peyron *et al.*, 2000).

augmentation de la longueur de la saison sèche. Afin de tester cette seconde hypothèse, Cassignat *et al.* (2002) ont simulé (utilisation de Biome 3; Haxeltine et Prentice, 1996) à température et précipitations constantes (valeurs actuelles) l'impact d'un changement de la distribution saisonnière des pluies (de 0 à plus de 160 jours secs consécutifs) sur les écosystèmes forestiers du Lac Victoria et de la Crête Zaïre-Nil au Burundi. Les résultats montrent que dans les deux cas, la longueur de la saison sèche a une importance primordiale sur les forêts tropicales (Fig. 6). Au lac Victoria, la forêt semi-décidue est remplacée par une forêt décidue lorsqu'il y a une saison sèche supérieure à 80 jours consécutifs (Fig. 6a). Au Burundi, la forêt sempervirente est remplacée par une forêt semi-décidue qui elle-même laissera la place à une forêt décidue lorsque la saison sèche dépasse respectivement 40 et 140 jours consécutifs (Fig. 6b). Ces résultats indiquent de façon très explicite l'importance du paramètre saisonnalité. Ceci est particulièrement vrai pour les précipitations, mais il est fort probable que la distribution saisonnière des températures, notamment celles d'hiver, doit également influencer la distribution des grands types de végétation ainsi que la balance compétitive entre plantes C_3 et C_4 .

Conclusions

De nombreuses données palynologiques bien datées et maintenant en accès libre grâce à l'African Pollen Database (Médias-France : <http://medias.obs-mip.fr:8000/apd/>) documentent bien l'histoire des écosystèmes tropicaux pour les 40 derniers millénaires. Cependant, l'amélioration de nos connaissances va nécessiter l'obtention de nouvelles données collectées, notamment pour la période glaciaire, dans des régions géographiques encore trop peu étudiées et si possible à basse altitude. Ainsi, il sera possible de connaître avec précision l'étendue altitudinale et géographique de la forêt tropicale de montagne, et définir les zones refuges s'il y en avait. Un des enjeux majeurs des prochaines années sera de reconstruire précisément (i) les changements climatiques agissant sur ces écosystèmes, et (ii) l'impact de ces changements sur la biodiversité tropicale, élément jusqu'à présent complètement occulté. Si les données polliniques restent des données paléoenvironnementales privilégiées, il deviendra nécessaire de les coupler avec des analyses des isotopes stables (carbone, oxygène, azote) comme cela a été fait lors des travaux pionniers d'Aucour *et al.* (1994) et de Street-Perrott *et al.* (1997).

Enfin, au niveau méthodologique, il apparaît clairement maintenant que l'utilisation de l'évolution supérieure de la forêt comme indicateur quantitatif de changement de température n'est pas scientifiquement

acceptable car (i) cette limite forestière n'est pas sous le seul forçage des températures et (ii) le gradient altitudinal thermique jusqu'à récemment considéré comme constant a en fait varié continuellement de 0.8 °C/100 m au DMG à 0.4 °C/100 m à 6000. De même, l'utilisation de fonctions de transfert pour reconstruire les paléoclimats en domaine continental doivent faire l'objet de réserves car elles ne peuvent être employées lors de périodes où la concentration en dioxyde de carbone était très différente de l'actuelle (e.g. période glaciaire) ou lors de périodes caractérisées par un changement potentiel de saisonnalité (e.g. changement du contraste d'insolation en zone de mousson). A ce niveau, il semble que l'utilisation en mode itératif inverse de modèles de végétation simulant explicitement les processus physiologiques soit la voie la plus prometteuse pour reconstruire les paléoclimats continentaux (Guiot *et al.*, 2000).

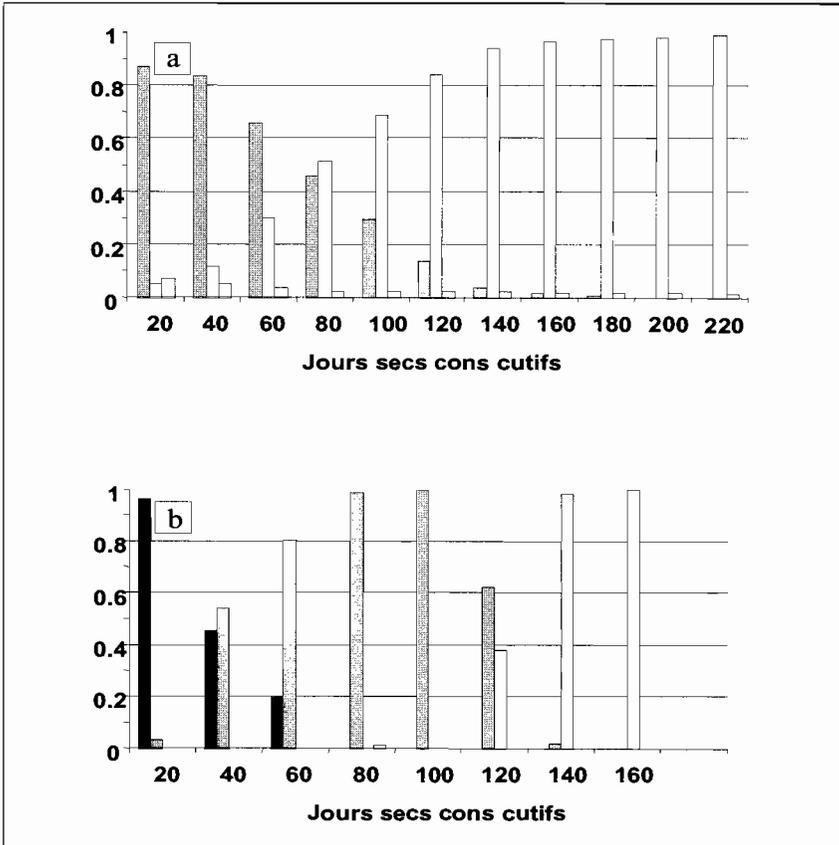


Fig. 6 : Simulation par Biome 3 (Haxeltine & Prentice, 1996) de l'impact d'un changement du nombre de jours secs consécutifs (température moyenne annuelle et montant annuel des précipitations maintenus constants) sur les écosystèmes tropicaux (a) de basse altitude (Lac Victoria) et (b) de montagne (Kuruyange, Burundi, 2000 m). Les biomes sont respectivement la forêt sempervergente (noir), la forêt semi-décidue (gris foncé), la forêt décidue (gris clair) et la savane (blanc) [Cassignat et al., 2002]. En ordonnée est exprimée la fraction NPP biome / NPP totale pour chaque type de biome.

Remerciements

Cette étude synthétique a mobilisé un certain nombre de chercheurs et étudiants que nous souhaitons remercier ici tels R. Bonnefille, J. Guiot, C. Plagnol, avec un remerciement spécial pour I.C. Prentice et son équipe de modélisateurs de la végétation (A. Haxeltine, M. Sykes, B. Smith et J.O. Kaplan) qui mettent en accès libre les programmes des modèles qu'ils développent mais aussi les fichiers source qui nous ont permis d'apporter des modifications pour réaliser certaines simulations. Cette étude est financée essentiellement par les programmes français Eclipse-CLEHA, ACI Ecologie Quantitative RESOLVE et ACI Biodiversité ERICA. Cet article est la contribution n°048 de l'ISEM.

LES VARIATIONS DE LA VÉGÉTATION ET DES PALÉOENVIRONNEMENTS DU DOMAINE FORESTIER AFRICAIN AU COURS DU QUATERNAIRE RÉCENT

Jean Maley

Pendant longtemps, les forêts denses des régions tropicales ont été considérées comme étant des écosystèmes très stables et leur très grande biodiversité a souvent été associée à leur éventuelle persistance depuis leur origine vers la fin du Crétacé. Grâce aux avancées récentes dans les domaines de la palynologie et de la paléoécologie, il est maintenant démontré que les forêts denses, en Afrique (Maley, 1991, 1996, 2001a, b 2002; Maley *et al.* 2000) comme en Amazonie (Van der Hammen et Hooghiemstra, 2000; Colinvaux et De Oliveira, 2001; Ledru *et al.*, 2001), ont subi de profondes modifications en réponse aux changements climatiques globaux (Sultan *et al.*, 2001).

Vers la fin du Tertiaire, l'accroissement progressif de l'amplitude des variations glaciaires sur les hautes latitudes de l'Hémisphère Nord, a résulté surtout de la variation des paramètres de l'orbite terrestre. Deux étapes principales ont été mises en évidence, la première survenue vers 2,5 millions d'années, avec l'apparition de cycles glaciaires de 41 000 ans et la seconde il y a environ 800 000 ans avec des cycles de 100 000 ans qui ont abouti à une plus grande variabilité climatique et à des phases de refroidissement plus intense dont l'influence s'est étendue jusqu'en zone équatoriale (Ruddiman *et al.*, 1989). En effet l'étude de divers enregistrements sédimentaires et micropaléontologiques obtenus dans le Golfe de Guinée (Mc Intyre *et al.*, 1989; Bonifay et Giresse, 1992; Little *et al.*, 1997) a montré que les grands événements climatiques mondiaux s'y retrouvent d'une manière très marquée.

L'évolution en phase des hautes et basses latitudes, particulièrement durant les périodes froides, est due d'abord à l'activité des anticyclones subtropicaux et aux alizés qu'ils génèrent et qui convergent vers l'équateur pour former la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT). L'accroissement du gradient thermique Pôle-Equateur durant les périodes de refroidissement — à comparer, par exemple, au phénomène qui survient annuellement durant l'hiver arctique puis, six mois plus tard, durant l'hiver antarctique — entraîne une accélération des alizés boréaux et austraux en

surface des océans tropicaux. D'un point de vue climatique et à l'échelle annuelle, les alizés* constituent « la courroie de transmission » principale entre les hautes et basses latitudes. La mousson se forme sur le Golfe de Guinée par évolution des alizés austraux qui se chargent en humidité. La poussée de ces alizés accompagne ensuite la pénétration de la mousson sur le continent voisin. Lorsque la configuration des océans et des continents est favorable, comme c'est le cas pour la majeure partie des régions côtières du Golfe de Guinée, l'accélération saisonnière des alizés déplace les eaux de surface, ce qui entraîne des remontées (upwellings) d'eaux profondes (entre 100 et 200 m) relativement froides (Merle, 1980). Les Températures Marines de Surface (TMS) sont directement liées à la remontée de ces eaux profondes relativement « froides », ou lorsque les alizés sont faibles, à la quasi absence de telles remontées avec la conséquence que les eaux de surface restent « chaudes ». De nombreuses recherches ont montré que l'activité de la mousson et la dynamique des pluies sur l'Afrique tropicale sont directement contrôlées par les variations saisonnières et pluri-annuelles des TMS (Fontaine et Bigot, 1993; Enfield, 1996; Fontaine *et al.*, 1998; etc.) (Fig. 1).

Histoire de la forêt africaine au Quaternaire récent.

L'histoire du Domaine Forestier** africain de basse altitude est maintenant connue dans ses grandes lignes pour le Quaternaire récent, jusque vers 30 000 BP***, grâce surtout aux études polliniques effectuées sur les sédiments des lacs Bosumtwi au Ghana et Barombi Mbo dans l'ouest Cameroun (Fig. 2, 3); ces 2 sites sont les seuls de l'Afrique équato-

* Les Alizés sont des vents qui circulent entre les Anticyclones Subtropicaux nord et sud et la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). La surface terrestre parcourue par les Alizés nord et sud détermine la zone tropicale. L'harmattan est un Alizé particulier qui circule au-dessus du continent nord-africain. Habituellement il s'agit d'un vent chaud et sec qui se charge parfois de poussière lorsqu'il survole les régions sahariennes. Par opposition la mousson* est à l'origine un Alizé qui se charge en air humide lorsqu'il survole l'océan et particulièrement le Golfe de Guinée pour la mousson qui affecte l'Afrique tropicale.

** Le Domaine Forestier, sensu White, 1983 et Letouzey, 1985, correspond à l'ensemble de la Région Guinéo-Congolaise. Il s'agit des régions qui sont couvertes par la forêt dense équatoriale et à leur contact nord et sud, par les savanes périforestières. Ces dernières Formations sont incluses dans le Domaine Forestier car les surfaces qu'elles occupent correspondent probablement aux secteurs d'extension forestière potentielle, comme cela apparaît par exemple pour le site de Sinnda vers le sud du Congo.

*** Dans ce Chapitre toutes les datations radiocarbone en BP (Before Present) correspondent à des âges non calibrés. Seules les datations en AD sont calibrées.

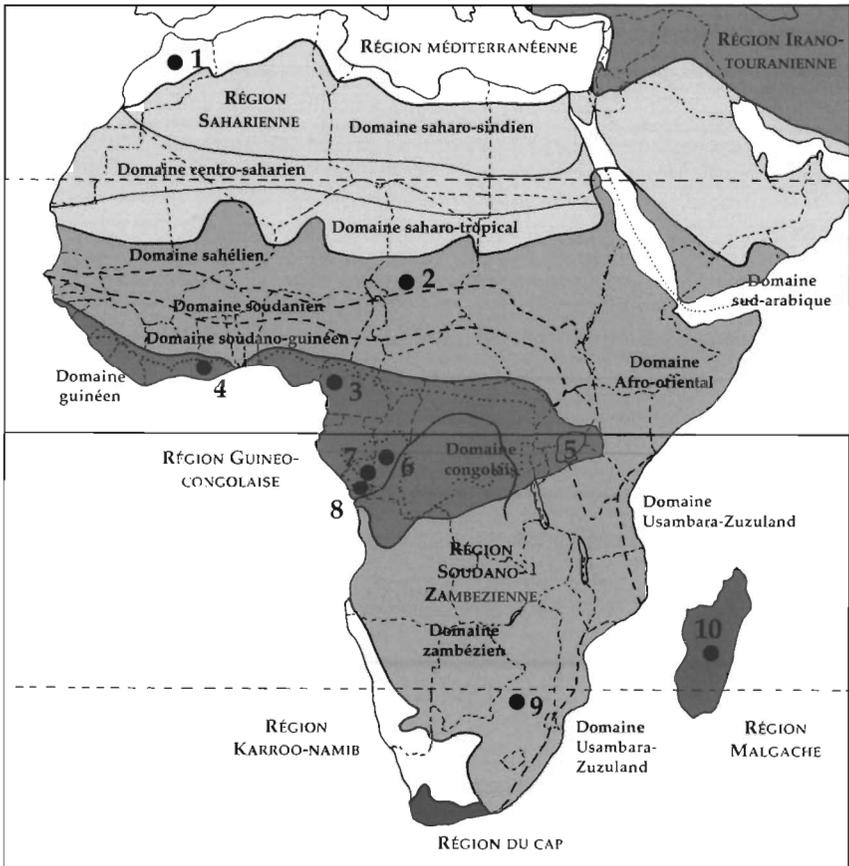


Fig. 1 : Les grandes zones de végétation (adaptée de F. White, 1983 ; J.P. Lebrun, 1977).

riale à posséder des enregistrements remontant jusqu'à cette date. Un autre site de la bande équatoriale, l'étang de Ngamakala ($4^{\circ}4'S-15^{\circ}23'E$), vers l'altitude de 430 m et à environ 20 km au NE de Brazzaville (Fig. 2, 3), possède un enregistrement qui remonte à ca. 24 000 BP (Elenga *et al.*, 1994). Toutefois ce site est inclus dans le large secteur savanicole des Plateaux Batéké qui reposent sur un épais substrat sableux Tertiaire, ce qui entraîne l'infiltration à grande profondeur des précipitations (Laraque et Pandi, 1996). Ce phénomène, en déterminant une sécheresse édaphique élevée, rend compte du développement azonal des savanes. De ce fait, à part une végétation marécageuse arborée qui a entouré cet étang en permanence, avec une certaine extension vers 24 000 BP et durant l'Holocène inférieur,

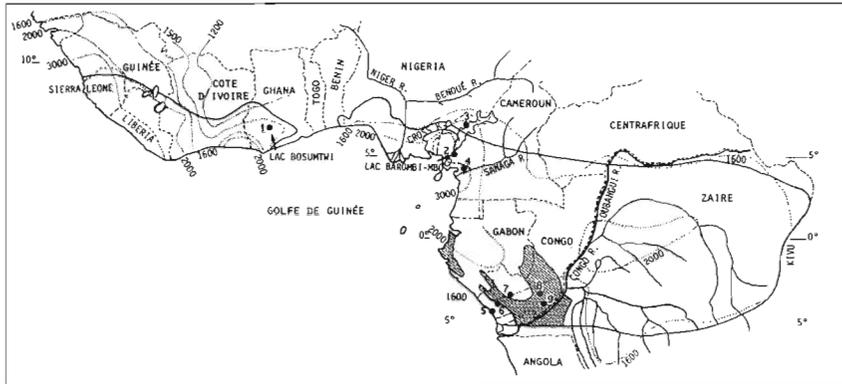


Fig. 2: Carte de situation des sites utilisés dans cette synthèse. Trait plein, Limite du Domaine Forestier. Pointillés, Isohyètes, précipitations. 1: Bosumtwi; 2: Barombi Mbo; 3: Njupi (près de Nyos); 4: Ossa; 5: Songo et CORAF; 6: Kitina; 7: Sinnda; 8: Bilanko; 9: Ngamakala.

l'enregistrement pollinique retrace l'histoire d'un environnement végétal régional qui a toujours été relativement ouvert et de type savanicole (Elena *et al.*, 1994).

De la fin du Pléistocène à l'Holocène.

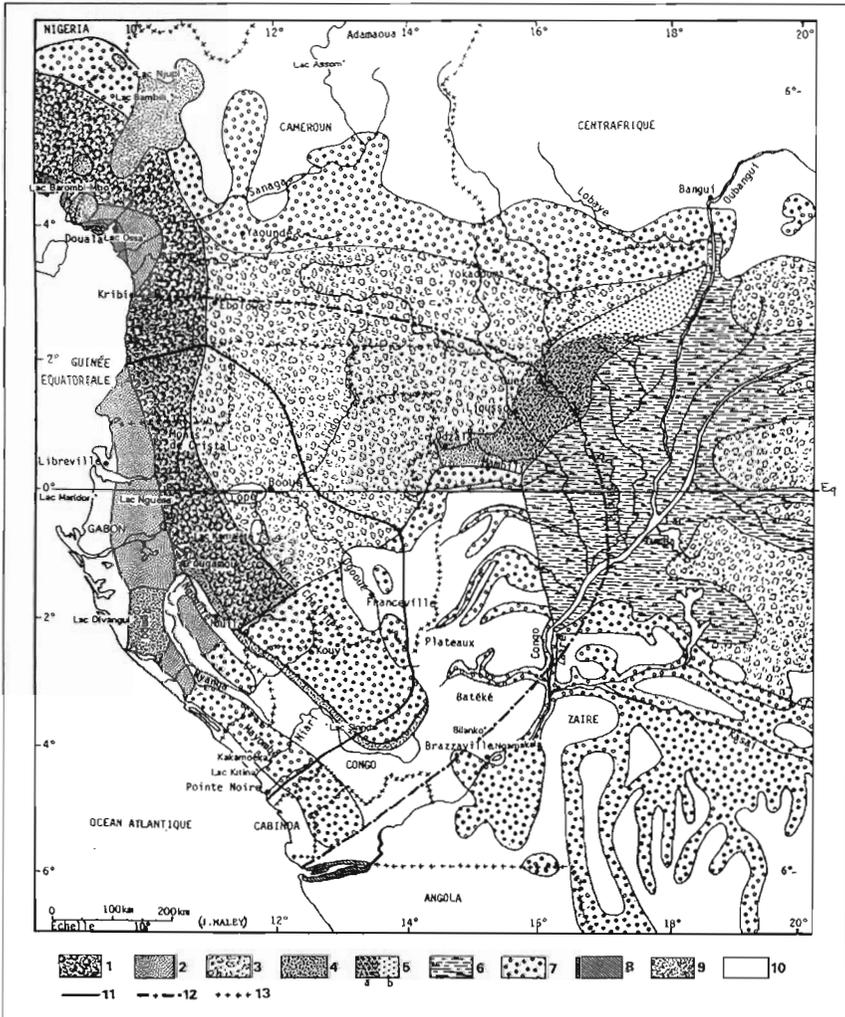
Pour la région du **lac Bosumtwi** au Ghana, où les collines environnantes culminent entre 500 et 600 m, les principaux résultats polliniques sont les suivants (Maley et Livingstone, 1983; Maley, 1987,1991) (Fig. 4).

- Entre 28 000 et 24 000 BP existait une forêt avec un élément montagnard caractérisé par *Olea capensis* (syn. *O. hochstetteri*), sous un climat relativement humide et frais,

- de 24 000 à 19/20 000 BP cette forêt a régressé progressivement,

- de 19 000 à 15 000 BP, sous l'effet d'un climat très aride, disparition

Fig. 3 (page suivante) : Carte schématique de la végétation actuelle de l'Afrique Centrale Atlantique : synthèse et adaptation de divers documents et cartes cités dans Maley (1990). 1: Forêts Sempervirentes Biafréennes et Gabonaises à nombreuses *Caesalpinaceae*. 2: Forêts Atlantiques Littorales à *Sacoglottis gabonensis* et *Lophira alata* (Azobé) au sud Cameroun, l'Azobé étant remplacé au Gabon par *Aucoumea klaineana* (Okoumé) (voir 11 — limite de l'Okoumé). La limite entre 1 et 2 est irrégulière et progressive. 3: Forêts de type Congolais caractérisées surtout par l'alternance ou le mélange de formations sempervirentes et semi-caducifoliées. 4: Forêts Clairsemées (canopée semi-ouverte) à *Marantaceae* et *Zingiberaceae*. 5a: Mélange des types 4 et 5b. 5b: Forêts Sempervirentes à *Gilbertiodendron dewevrei*. 6: Zone inondée presque toute l'année, avec des formations sempervirentes, des raphiales et d'autres



formations hygrophiles. 7: Forêts semi-caducifoliées. 8: Mangroves. 9: Formations montagnardes diverses. 10: Savanes. 11: Limite de l'extension vers l'est et le sud-est de l'Okoumé (d'après Brunck et al., 1990, et données inédites). 12: Extension moyenne maximum des influences « rafraichissantes » (d'après Saint-Vil, 1984). Ce rafraichissement observé au niveau du sol est dû à la persistance des couvertures nuageuses stratiformes non précipitantes qui s'étendent sur une grande partie de l'Afrique centrale pendant la grande saison sèche annuelle (environ 4 mois, de Juin à Septembre, Fig. 12). L'abaissement marqué des températures, en réduisant l'évaporation, favorise le maintien d'une humidité atmosphérique élevée, supérieure en moyenne à 80 %. C'est surtout ce dernier facteur qui permet à la végétation forestière de perdurer sans dommage durant cette longue saison « sèche » particulière (Maley & Elenga, 1993). 13: Frontières entre Etats.

de la forêt (les pollens arborés étaient alors inférieurs à 5 %) qui a été remplacée par une formation très ouverte, qu'on pourrait comparer, non à une savane de basse altitude, mais à une prairie de moyenne altitude comportant des bouquets d'arbres épars constitués de taxons montagnards et de quelques taxons forestiers dont l'aire peut s'étendre aussi jusqu'en plaine (cf. Schnell, 1976).- Ensuite, après 15 000 BP, le climat s'améliorant, la forêt a recolonisé progressivement la région avec une première phase de transgression forestière qui a culminé vers 13 500 BP. Un retour à des conditions plus sèches est intervenu entre 12 000 et 10 000 BP : cette période est en partie synchronisée du « Dryas récent » des plus hautes latitudes de l'Hémisphère nord (Talbot et Johannessen, 1992).

- Entre 9500 et 8500 BP, en même temps que l'élément montagnard disparaissait, indice d'un accroissement de la température, la forêt s'est réinstallée complètement pour se maintenir jusqu'à l'Actuel.

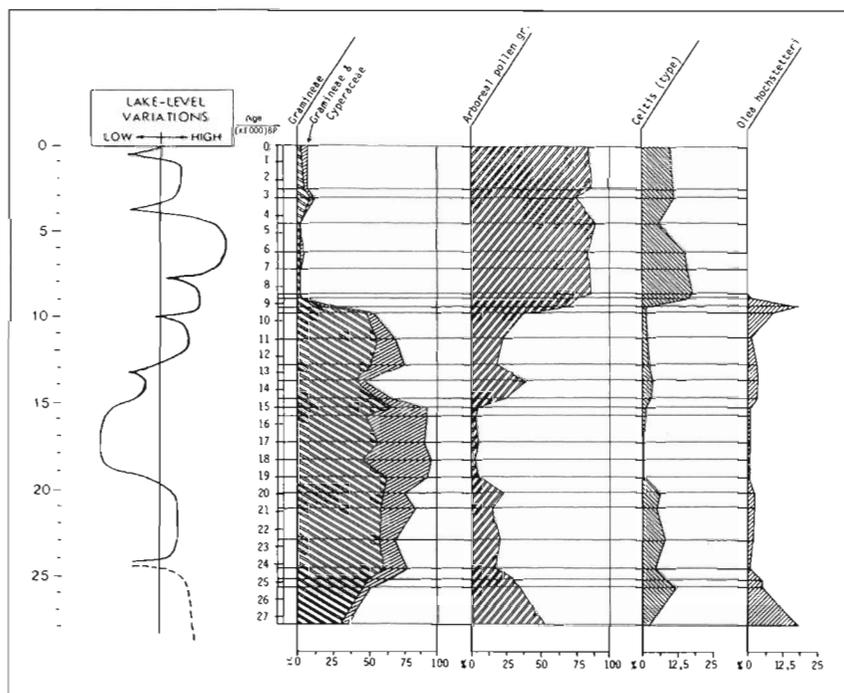


Fig. 4: Site du lac Bosumtwi au Ghana. A gauche, principales variations du niveau lacustre (d'après Talbot et al., 1984 ; Maley, 1991). A droite, diagramme pollinique synthétique (NAP/Herbacées ; AP/total des Arbres) et de deux taxons significatifs, Celtis et Olea capensis (Maley, 1991) (chronologie interpolée avec des âges ^{14}C non calibrés, d'après Talbot et al., 1984).

- Au début de l'Holocène récent, le retour de la petite saison sèche estivale a été la cause de la régression brutale du lac entre 3800 et 3300 BP (les sédiments perturbés par l'événement empêchent d'obtenir une date plus précise; Talbot *et al.*, 1984; Talbot, 2001). Le total des pluies a alors diminué (réapparition de la « petite saison sèche » estivale) mais sans accroissement marqué de l'évaporation, ce qui explique pourquoi la forêt a pu se maintenir près du lac. Toutefois, cette baisse des pluies a dû affecter davantage le secteur voisin de la « Coupure du Dahomey », dans le sud du Togo et du Bénin, qui s'est réouvert à cette époque (Maley, 1991) — phénomène et datation confirmés par des analyses polliniques effectuées récemment sur une carotte prélevée au sud du Bénin (Salzman *et al.*, 2001). L'étude pollinique d'une carotte marine prélevée au large du Bénin avait déjà montré que la reconquête forestière du début de l'Holocène avait complètement submergé et refermé la « Coupure du Dahomey » (Dupont et Weinelt, 1996). Il semblerait que lors de sa réouverture vers 3500 BP, la « Coupure du Dahomey » s'étendait beaucoup plus vers l'est en direction du fleuve Niger (Maley, 2001b, 2002).

Le lac Barombi Mbo se situe vers 300 m dans les forêts de basse altitude de l'ouest du Cameroun. Il est entouré par des collines qui culminent entre 400 et 600 m. L'étude pollinique d'une carotte de ca. 24 m a conduit aux conclusions suivantes (Maley *et al.*, 1990; Giresse *et al.*, 1994; Maley et Brenac, 1998a) (Fig. 5):

- Entre environ 28 000 et 20 000 BP existait une forêt nettement plus riche en *Caesalpinaceae* que dans les forêts actuelles. Cette forêt comportait aussi un élément montagnard similaire à celui présent près du lac Bosumtwi (voir plus haut) avec des pourcentages relativement élevés des pollens d'*Olea capensis* (entre 18 et 32 %) alors qu'il est totalement absent depuis 3000 BP (Fig. 5). Des pollens de *Podocarpus cf. latifolius* étaient présents mais avec des pourcentages qui sont restés très faibles (± 1 %) jusqu'au Pléistocène terminal (Fig. 5). Comme on le verra plus bas, l'évolution opposée de ces 2 taxons s'est poursuivie au cours de l'Holocène. Cette différence marquée est probablement le résultat de leur écologie différente bien que ces 2 taxons montagnards vivent habituellement dans des milieux de type « forêt de nuage » (Kerfoot, 1968; White, 1981). Cependant, certains auteurs ont signalé en Afrique orientale que, dans ces milieux particuliers, *Olea capensis* se rencontre dans des secteurs moins humides (secteur montagnard sous le vent) que ceux de *Podocarpus latifolius* (secteur au vent) (Coetzee, 1978; Hamilton et Perrott, 1981). White (1981) indique aussi qu'*Olea capensis* est un « transgresseur écologique » car il est capable de s'étendre à relativement basse altitude. Cette aptitude particulière serait peut-être liée à son écologie plus « sèche »? Cette différence écologique est

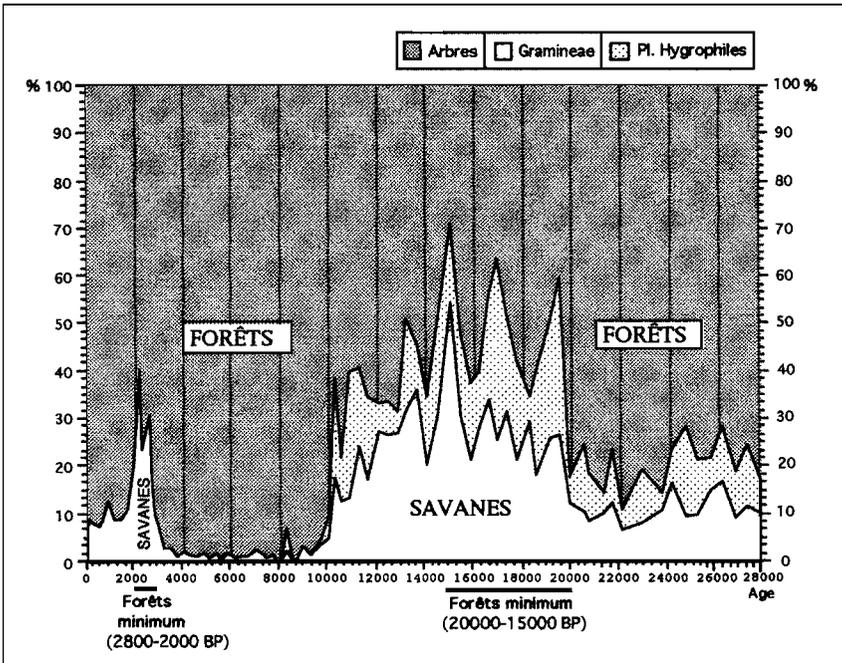


Fig. 5: Site du lac Barombi Mbo dans l'Ouest Cameroun. Diagramme pollinique synthétique. Pourcentages relatifs et chronologie interpolée avec des âges ^{14}C non calibrés. Pointillés denses, total des pollens d'arbres, extension relative des milieux forestiers; pointillés légers, pollens de Cyperaceae, herbacées hygrophiles dont l'extension relative se corrèle avec la baisse du niveau lacustre (Fig. 8); blanc, total des pollens d'herbacées terrestres, surtout les Gramineae qui dominent en savane (d'après Maley & Brenac, 1998a). Les 2 phases de forte extension des Gramineae traduisent 2 phases de forte réduction des milieux forestiers (forêts minimum de ca 20 000–15 000 BP et 2800–2000 BP).

indirectement confirmée au Mont Kupé qui est une montagne très humide recevant environ 4800 mm/an de pluies et qui culmine vers 2060 m. Sur le plateau sommital se trouve la station à *Podocarpus latifolius* la plus proche du Barombi Mbo, à 25 km au sud-ouest (Letouzey, 1985; Tchiengue, 2001). *Olea capensis* n'a pas été recensé au Mont Kupé mais, par contre, une seconde station isolée avec *Podocarpus latifolius* a été observée récemment vers 1100 m sur le versant Est où « la fréquence des couvertures de nuages y entretient un microclimat humide » (Tchiengue, 2001). De ce fait, les pourcentages élevés des pollens d'*Olea capensis* recensés avant 20 000 BP au Barombi Mbo, pourraient s'expliquer par la présence de cet arbre sur les collines proches du lac, entre 400 et 600 m, et peut-être même au sein des

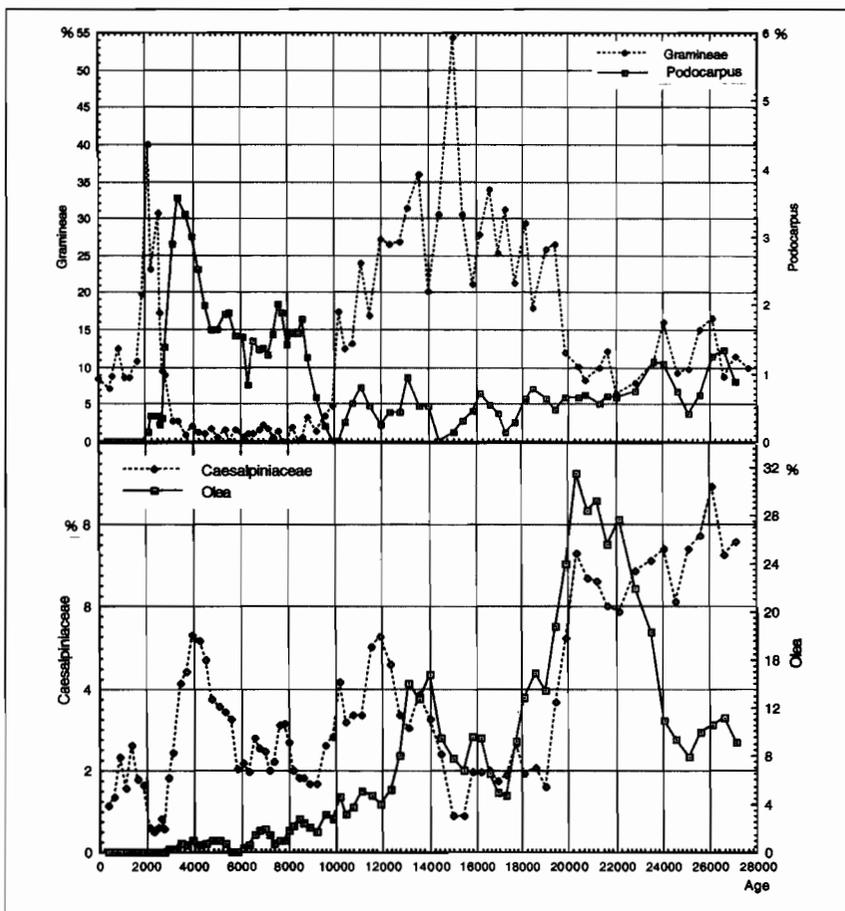


Fig. 6: Site du lac Barombi Mbo dans l'Ouest Cameroun.

- (en haut) Comparaison entre la variation des pollens (pourcentages relatifs, moyenne glissante sur 3 échantillons) de *Podocarpus cf. latifolius*, arbre typique des « forêts de nuage » montagnardes, et des pollens de Gramineae qui dominent en savane. Les maximums successifs et opposés, entre ca 4500 et 3000 ans BP pour les *Podocarpus*, puis entre ca 3000 et 2000 ans BP pour les Gramineae, illustrent une opposition climatique qui a probablement résulté d'un changement majeur du fonctionnement de la mousson africaine, avec domination des nuages stratiformes entre 4500 et 3000 ans BP suivie de celle des nuages cumuliformes entre 3000 et 2000 ans BP.

- (en bas) Comparaison entre la variation des pollens (pourcentages relatifs, moyenne glissante sur 3 échantillons) de *Olea capensis*, autre arbre typique des « forêts de nuage » montagnardes, mais adapté à des milieux moins humides, et des pollens de Caesalpiniaceae, famille caractéristique des forêts sempervirentes.

forêts à Caesalpinaceae qui étaient très développées à cette époque (Fig. 5 et 9). Par contre, le faible développement de *Podocarpus latifolius* pourrait s'expliquer par son confinement sur le Mont Koupé et aussi par le renforcement en altitude de l'harmattan*, surtout pendant la saison sèche qui pouvait d'ailleurs durer plus longtemps chaque année, ce qui est compréhensible vu la grande extension du Sahara vers le sud à la fin du Pléistocène (les paléo-dunes les plus méridionales ont été observées vers 10° N sur le Nord-Cameroun, entre Maroua et Bongor, soit une extension vers le sud de plus de 600 km; Brabant et Gavaud, 1985). On verra plus loin qu'au cours du IIIe millénaire BP c'est aussi le renforcement de l'harmattan qui a été principalement responsable du recul de la forêt et en même temps d'une forte diminution des milieux montagnards.

- Concernant ces milieux montagnards particuliers, il faut rappeler qu'au Congo, pour le site de Bilanko qui se trouve vers 600 m d'altitude sur les Plateaux Batéké (Fig. 2, 3), Elenga (1992) et Elenga *et al.* (1991) ont mis en évidence avant l'Holocène une phase forestière largement dominée (60 %) par une association pollinique de type afro-montagnard, avec 50 % de *Podocarpus*, et 10 % pour *Ilex mitis* et *Olea capensis*. Toutefois la petite carotte étudiée, longue de 60 cm, ne possède qu'une seule datation d'environ 10 850 BP qui a été effectuée sur une racine incluse vers la base. Il s'agit donc d'un âge minimum, mais l'âge réel du sédiment pourrait être plus ancien et se situer peut-être entre ca. 15 000 et 25 000 BP. La présence d'une telle association montagnarde à Bilanko s'explique aussi probablement par le développement des couvertures nuageuses (Maley et Elenga, 1993).

- Au Barombi Mbo, une phase sèche est intervenue brutalement vers 20 000 BP, faisant régresser la forêt au profit de végétations plus ouvertes. Cette situation a perduré jusque vers 14 000 BP, toutefois les pourcentages des pollens arborés ayant oscillé autour de 40 %, il apparaît que le climat était beaucoup moins aride qu'au Ghana, où les pollens arborés étaient inférieurs à 5 %, et donc que des îlots forestiers relativement importants ont dû subsister dans cette région (pour la question des Refuges, voir Maley, 1987, 1996) (Fig. 7). Cette persistance forestière est confirmée par des études isotopiques effectuées sur de la matière organique détritrique venant du bassin versant et conservée dans les sédiments de cette époque: les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ se situent en moyenne vers la limite inférieure des valeurs typiquement forestières (Giresse *et al.*, 1994).

- Durant cette phase sèche, le niveau du lac s'est abaissé de quelques mètres comme on peut le déduire du développement d'une abondante végétation hygrophile (Cyperaceae, *Typha*, *Nymphaea*, *Utricularia*, *Potamogeton*) qui s'est étendue sur la plateforme deltaïque sous lacustre qui

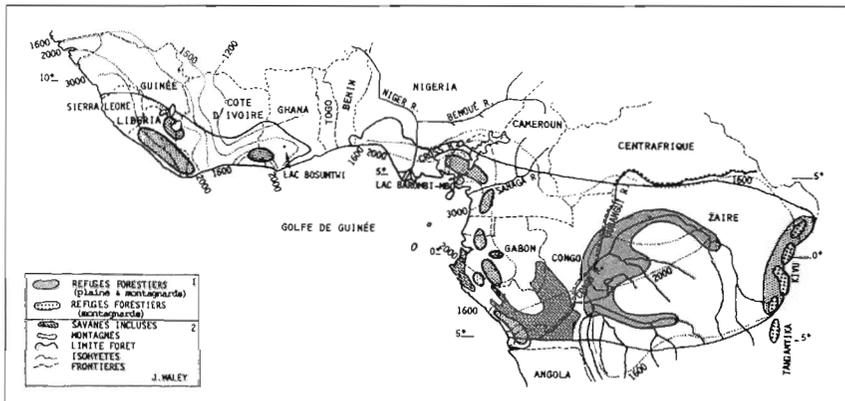


Fig. 7 : Schéma des « Refuges » forestiers durant la grande phase aride synchrone de la dernière phase Glaciaire Maximum (ca 18 000 BP) (d'après Maley, 1987, 1996).

se situe actuellement entre 3 et 5 m de profondeur (Maley et Brenac, 1998a). La variation des pollens de Cyperaceae étant positivement corrélée avec celle du total des autres pollens hygrophiles (corrélation $R=0,648/n=35$), l'inverse de cette courbe peut servir de proxy à la variation des niveaux lacustres dont les 2 stades les plus bas sont intervenus vers 19 000 et 17 000 ans BP (Fig. 8).

- Une forte transgression du lac s'est produite entre 13 000 et 12 500 ans BP. Cette phase humide qui a correspondu au premier retour bien marqué de la mousson, a été très générale en Afrique tropicale, du Sahara méridional (Maley, 1981) à l'équateur et jusqu'en Afrique orientale où est intervenu un nouveau remplissage du lac Victoria, asséché depuis ca 20 000 BP (Johnson *et al.*, 1996).

- Une dernière régression importante est intervenue avant le début de l'Holocène, associée à une diminution des pluies qui a été maximum entre 11 500 et 10 400 BP, intervalle en partie synchrone de la période du « Dryas récent » (entre ca 11 000 et 10 000 BP) sur les latitudes moyennes de l'Hémisphère Nord.

- Le retour des conditions humides au début de l'Holocène a conduit à la dernière extension maximum du Domaine forestier entre ca 9500 et 3000 BP; durant cette phase les pollens d'herbacées, essentiellement des Gramineae, ont été minimum et ont varié entre 0 et 3 %.

- Entre 3000 et 2800 BP s'est produit un brutal accroissement des pollens de Gramineae, qui ont culminé entre 2500 et 2000 BP avec des valeurs

de près de 40 %, témoignant d'une importante phase de recul de la forêt associée à une extension synchrone des savanes et des milieux ouverts (Maley et Brenac, 1998a ; Maley, 2001b, 2002).

- Après 2000 BP la forêt a transgressé à nouveau en regagnant une partie du terrain perdu, mais sans atteindre l'extension maximum de l'Holocène inférieur et moyen.

En conclusion, pour ces 2 sites, les grands traits de l'évolution de la végétation ont été les suivants :

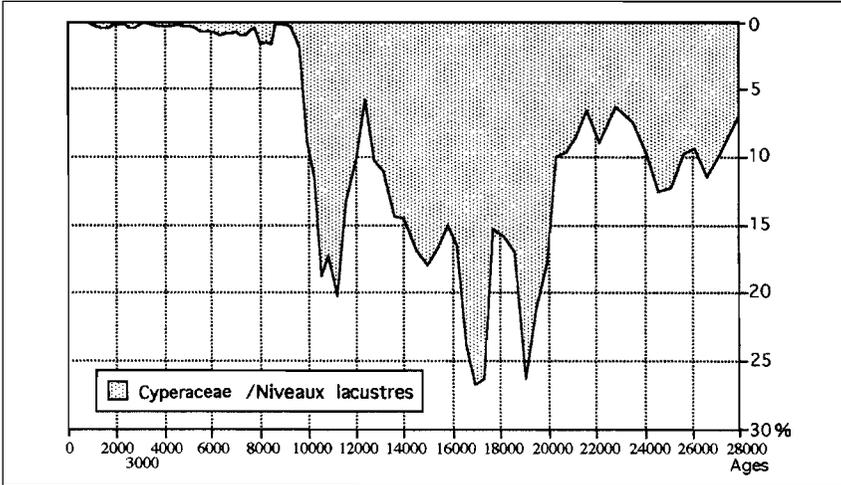


Fig. 8 : Variation des niveaux du lac Barombi Mbo depuis 28 000 BP, basée sur l'importance relative des pollens de Cyperaceae, principales herbacées hygrophiles (d'après Maley et Brenac, 1998a ; moyenne glissante sur 3 échantillons ; chronologie interpolée avec des âges ^{14}C non calibrés). La profondeur maximum de ce lac de cratère est de 110 m. Plus le niveau était bas, plus la végétation hygrophile s'est développée sur une plateforme sous-lacustre qui correspond à l'avancée deltaïque face au débouché du principal tributaire du lac, le Toh-Mbonk (cf. Maley et Brenac, 1998a). Cette plateforme se situe entre -3 et -5m sous le niveau actuel qui est stabilisé par un déversoir, ce qui permet d'estimer que les régressions maximum n'ont probablement pas dépassées -5m.

- Entre 20 000 et 14 000 BP le lac était relativement bas avec 2 très bas niveaux vers 19 000 et 17 000 BP.

- Une première phase transgressive a culminé entre 13 000 et 12 500 BP,

- Dernière grande régression entre ca 11 500 et 10 400 BP, en partie synchrone du Dryas Récent.

- Haut niveau durant tout l'Holocène.

Aucune fluctuation n'est intervenue durant l'Holocène car les mouvements transgressifs ne sont pas possibles du fait de la stabilisation du niveau du lac par un déversoir qui est toujours fonctionnel et qui élimine les trop-pleins survenant durant chaque saison des pluies.

- avant *ca* 20 000 BP, on assiste à la fin, plus ou moins progressive, d'une phase forestière de type montagnard,

- entre *ca* 20 000 et 14 000 BP, période du maximum glaciaire sur les latitudes moyennes et hautes, la forêt a disparu autour du Bosumtwi alors qu'elle s'est maintenue partiellement dans l'ouest du Cameroun sous forme d'une mosaïque forêt et savane. Ces données confirment bien certaines des conclusions des biogéographes sur la présence d'une série de Refuges forestiers entre la Cross River, à l'est du Nigéria, et le Gabon vers le sud (Maley, 1987, 1996) (Fig. 7).

- de *ca* 14 000 à 9500 BP, les deux régions ont été affectées par une intense recolonisation forestière avec toutefois une importante phase de recul qui semble avoir été partiellement synchrone de la période du « Dryas récent » (Maley et Brenac, 1998a),

- de *ca* 9500 à 3000 BP l'extension forestière a été maximum et générale, en dépassant probablement presque partout les limites actuelles. Toutefois on ne connaît pas les limites géographiques maximums exactes de la forêt, ni quand précisément elles ont été atteintes. On peut signaler, par exemple, que dans le secteur littoral du Congo occidental (région de Pointe-Noire), qui est actuellement couvert de savanes, la forêt y avait transgressé comme cela est attesté par la présence de souches d'arbres forestiers datés de l'Holocène moyen (Deschamps *et al.*, 1988). Au Ghana, autour du Bosumtwi, cette extension s'est poursuivie ensuite durant l'Holocène récent, jusqu'à l'Actuel, tandis que dans la région du Barombi Mbo la forêt s'est largement ouverte entre *ca* 2800 et 2000 BP pour ensuite se refermer rapidement.

La variation des niveaux lacustres a été aussi très différente entre les lacs Bosumtwi et Barombi Mbo, du fait surtout que le niveau de ce dernier a été stabilisé durant tout l'Holocène par un déversoir qui est encore actuellement fonctionnel (Fig. 7). Toutefois on a vu plus haut que le niveau de ce lac s'était abaissé de quelques mètres avant l'Holocène. Par contre le lac Bosumtwi a énormément fluctué depuis *ca* 28 000 BP (Fig. 3: alors que sa profondeur maximum actuelle est de *ca* 75 m, les données obtenues par Talbot *et al.* (1984) montrent tout d'abord qu'il a été près de s'assécher vers 18 000 ans BP, puis ensuite, il a entamé une longue phase transgressive, avec plusieurs oscillations négatives, qui a culminé entre *ca* 7000 et 4000 BP. C'est seulement durant ce niveau maximum que le déversoir du lac a été fonctionnel; ce dernier se situe 105 m au-dessus du niveau actuel, d'où a résulté un décalage d'environ 180 m entre le quasi assèchement vers 18 000 BP et le plus haut niveau contrôlé par le déversoir. Ensuite, entre *ca* 3800 et 3300 ans BP, le lac a régressé brutalement de plus de 130 m, puis après une

phase transgressive de faible importance entre *ca* 3000 et 1000 BP, une dernière régression d'environ 30 m est intervenue au cours du dernier millénaire. Overpeck (2001) a pu montrer récemment que cette régression a été maximum au XVII^e siècle lors du maximum du Petit Age Glaciaire; la baisse concomitante des pluies a dû se traduire par un recul de la forêt. Dans la Côte d'Ivoire voisine, Fairhead et Leach (1998) ont rapporté diverses sources historiques montrant que vers cette époque la limite forestière était en recul de 30 à 50 km suivant les points; un recul similaire peut donc être estimé au Ghana. Concernant la coupure du Dahomey dont a vu plus haut à propos du Bosumtwi que lors de sa réouverture vers 3500 BP, sa limite orientale devait se trouver nettement plus à l'est. Des données historiques et isotopiques obtenues pour le secteur d'Okomu (à environ 100 km à l'ouest du fleuve Niger) montrent que la reforestation de ce secteur ne remonterait qu'à 2 ou 3 siècles (Maley, 2001b ; 2002).

La dynamique forestière en Afrique centrale à la fin du Pléistocène et au cours de l'Holocène.

Pour l'Afrique centrale, le Barombi Mbo est le seul site qui permette actuellement d'analyser l'installation progressive du milieu forestier à la fin de la dernière grande phase aride, c'est-à-dire au Pléistocène terminal et au début de l'Holocène. Les autres sites pour lesquels des carottes ont fait l'objet d'analyses polliniques ont des enregistrements qui ne remontent pas, au mieux, au-delà de l'Holocène moyen (*ca* 7000 BP). Ces sites sont actuellement au nombre de 9 et répartis en 2 ensembles, l'un dans la partie nord du Domaine Forestier, avec des sites situés à l'ouest et au sud Cameroun, l'autre dans la partie sud de ce Domaine, au Congo occidental et oriental (Fig. 2 et 3):

- Au nord du Domaine Forestier et dans l'ouest Cameroun, les lacs Barombi Mbo (Maley et Brenac 1998a), Mboandong (Richards, 1986) et Njupi (Zogning *et al.*, 1997); dans le sud Cameroun, le lac Ossa (Reynaud-Farrera *et al.*, 1996; Van Geel *et al.*, 1998).

- Au sud du Domaine Forestier, au Congo occidental et dans le Mayombe, le lac Kitina (Elenga *et al.*, 1996) et les dépôts fluvio-marécageux de Songolo près de Pointe-Noire (Elenga *et al.*, 2001) et de Kakamoéka, près du fleuve Kouilou (Maley et Giresse, 1998), le lac Sinnda dans les savanes du Niari à l'est du Mayombe (Vincens *et al.*, 1994 ; 1998) et l'étang de Ngamakala sur les Plateaux Batéké, ce dernier déjà présenté plus haut (Elenga *et al.*, 1994).

Dans ces recherches, une des difficultés est de pouvoir établir une relation entre les variations climatiques et la réponse de la végétation

(Ritchie, 1986, 1995). L'étude de plusieurs sites répartis à travers le massif forestier d'Afrique centrale devrait permettre de mieux repérer l'impact du climat par rapport à la dynamique propre des différentes Formations Forestières* autour des différents sites. Toutefois cette difficulté est accentuée par la grande complexité de l'écosystème forestier, liée d'abord à la diversité spécifique énorme que les taxonomistes sont encore très loin d'appréhender complètement, mais aussi à la multiplicité des échelles temporelles qui gouvernent son fonctionnement (Hallé *et al.*, 1978; Oldeman, 1983; Pascal, 1995; Porter *et al.*, 1996):

- entre 10 et 100 ans pour la régénération et la cicatrisation des chablis causés par des chutes d'arbres,

- entre 100 et 500 ans, ou plus, pour des vagues de colonisation ou de succession de végétation associées à des phases d'amélioration du climat,

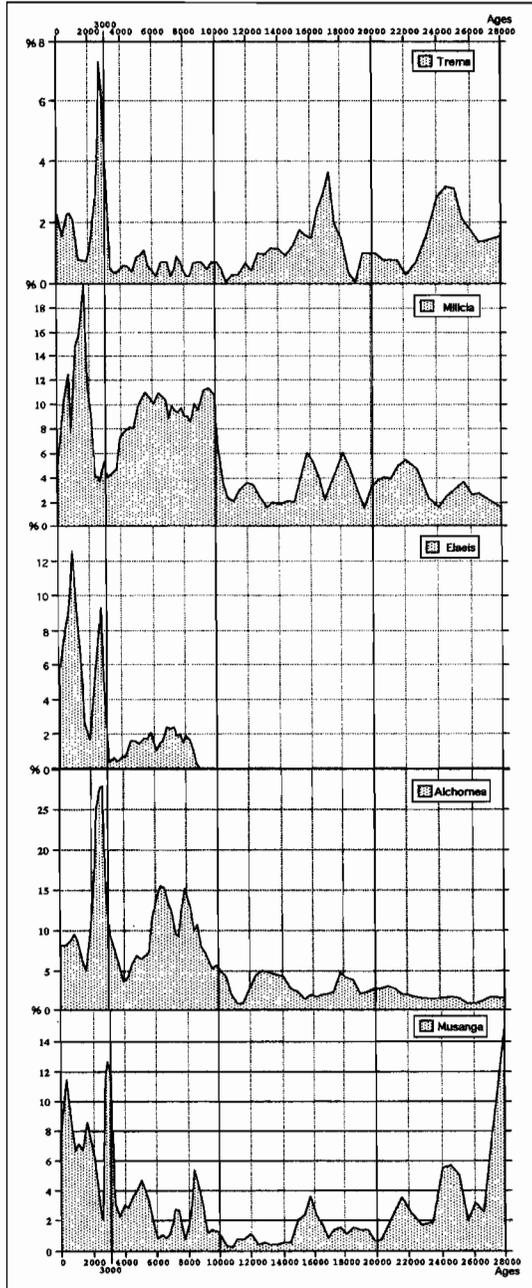
- entre 10 et 100 ans pour des reculs dus à des phases climatiques défavorables, ou même à des périodes plus courtes lors des destructions massives causées par de grands incendies comme ceux qui ont été décrits au Kalimantan à Bornéo durant l'année très sèche 1982-1983 (Goldammer et Seibert, 1990). Alors que la destruction peut être très rapide, de quelques mois à quelques années, la reconstitution forestière est un processus très lent et très complexe, qui comporte au moins 2 types de Formation Forestière qui se succèdent l'une l'autre. En premier intervient d'abord une formation pionnière, aussi appelée « secondaire », composée par des espèces héliophiles, qui, en l'absence d'autres perturbations, va reconstituer rapidement la canopée** (de 10 à 50 ans). Ensuite, sous cette canopée, une formation mature, appelée aussi « primaire », et composée d'espèces sciaphiles, c'est-à-dire tolérant l'ombre, mais poussant beaucoup plus lentement, va se développer progressivement (de 100 à 500 ans et peut-être plus) au dépend des taxons pionniers héliophiles qui vont disparaître assez rapidement (Swaine et Hall, 1983; Whitmore, 1989; Maley, 1990; White *et al.*, 2000). En fait, on constate bien souvent que ces 2 Formations coexistent en formant des mosaïques imbriquées (Letouzey, 1968 ; 1985; White, 1983; Maley, 1990).

* Une Formation Forestière correspond ici à un ensemble végétal qui se définit d'abord par le comportement proche de la majorité des arbres, ce qui se traduit aussi par la dominance de certaines familles. Par exemple les arbres vivant dans la « Formation Forestière semi-caducifoliée » perdent leurs feuilles, pour la plupart, durant quelques semaines au moment de la saison sèche principale; les principales familles sont les Ulmaceae et Sterculiaceae. En opposition, la « Formation Forestière Sempervirente » ne perd pas ses feuilles et est riche en Caesalpiniaceae.

** La Canopée se situe au sommet des arbres d'une forêt; elle constitue l'interface entre le milieu forestier et l'atmosphère. C'est à ce niveau que s'effectue l'essentiel des échanges d'eau, de CO₂ et d'énergie avec le soleil.

Fig. 9: Site du lac Barombi Mbo dans l'Ouest Cameroun.

Variation pollinique relative (moyenne glissante sur 3 échantillons) des principaux arbres pionniers (de type « secondaire »): Trema, Milicia, Elaeis, Alchornea, Musanga. Une phase d'extension brutale est quasi-synchrone de la phase d'extension des savanes qui a culminé vers 2500 ans BP (Fig. 4), initiant une longue phase de succession forestière qui a perduré jusqu'à l'époque actuelle. (extrait de Maley & Brenac, 1998a).



Les résultats polliniques qui ont été obtenus au Barombi Mbo montrent d'une part que ces 2 Formations principales ont pu être identifiées grâce à divers taxons caractéristiques et d'autre part, basées sur ces taxons, comment ces Formations ont évolué au cours du temps. On a ainsi constaté que la reconstitution du milieu forestier a débuté à partir de ca. 14 000 BP, puis le phénomène s'est accéléré à partir d'environ 12 500 BP par des phases d'accroissement abrupt de plusieurs taxons pionniers (*Antiaris*, *Macaranga*, *Celtis*) (Maley et Brenac, 1998a) (Fig. 9). La phase d'extension forestière maximum qui a débuté vers 10 000 BP a été caractérisée surtout par l'extension de plusieurs taxons arborés matures qui ont présenté des variations périodiques avec des pseudo-périodes de l'ordre de 2000 à 2500 ans (*Diospyros*, *Flacourtiaceae*, *Pycnanthus*, *Lophira*) (Fig. 10) ou bien parfois de 1000 à 1500 ans (*Klainedoxa*, *Strombosia*) (Fig. 9). Un minimum pour toutes ces courbes est intervenu entre environ 2800 et 2000 ans BP, mais les pics ayant correspondu aux phases d'extension maximum n'ont pas été synchrones entre eux. De ce fait, ces variations quasi périodiques pourraient être interprétées comme correspondant à des grandes phases de sylvigénèse, avec des remplacements progressifs ou brusques de groupes de taxons par d'autres. La maille des échantillons étudiés (4 à 5 éch./1000 ans durant l'Holocène) n'a pas été assez fine pour mettre en évidence des cycles de durée inférieure au millénaire, qui, on peut le supposer, ont dû aussi exister. Les pseudo-périodes de 2000 à 2500 ans et aussi celles moins fréquentes de 1000 à 1500 ans peuvent être mises en rapport, d'une part avec des cycles climatiques de même durée observés en divers points du Globe durant l'Holocène (Magny, 1993; Bond *et al.*, 2001), et d'autre part avec certaines périodicités dominantes de l'activité solaire, environ 2400 ans et environ 1500 ans (Stuiver et Braziunas, 1989; Van Geel *et al.*, 1999).

Toutefois une évolution différente de la végétation forestière a été détectée au cours de l'Holocène moyen (de ca 5000 à 3000 BP) entre les sites du sud du Domaine Forestier, au Congo occidental (lacs Sinnda et Kitina), et ceux du nord, au sud Cameroun (Barombi Mbo et Ossa). En effet au Congo occidental un accroissement progressif des taxons de type semi-caducifolié comme *Celtis* et *Macaranga* est intervenu particulièrement à Sinnda (Fig. 11) entre ca 5000 BP et l'assèchement du lac vers 3800 BP (Vincens *et al.*, 1998; Bertaux *et al.*, 2000). Par contre au Barombi Mbo (Fig. 10) et à Ossa (Fig. 12) on a assisté à un accroissement des taxons de type sempervirent*, en particulier ceux appartenant aux *Caesalpinaceae*, avec un maximum entre ca 4000 et 3000 ans BP; l'augmentation des pluies est confirmée par le niveau relativement élevé du lac Ossa durant cette époque (Nguetsop *et al.*, 1998). On a donc ici un déphasage climatique entre le nord et le sud du Domaine forestier (secteur congolais atlantique).

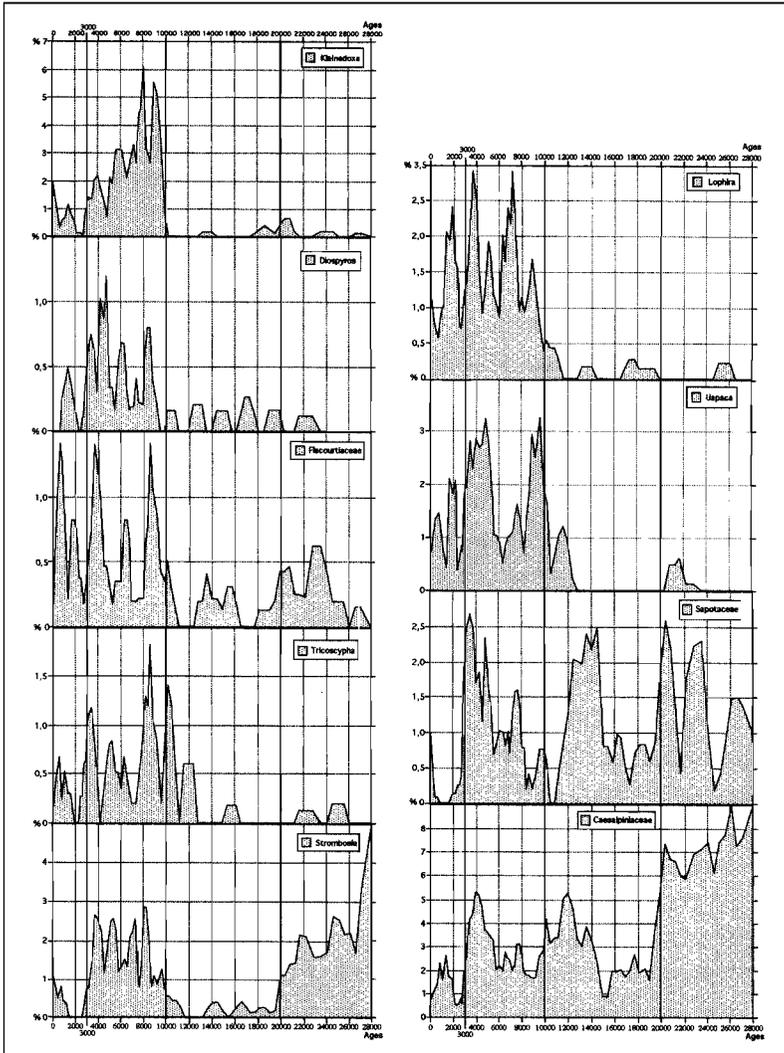


Fig. 10: Site du lac Barombi Mbo dans l'Ouest Cameroun. Variation pollinique relative (moyenne glissante sur 3 échantillons) de quelques arbres matures (de type « primaire ») : *Klainedoxa*, *Diospyros*, *Flacourtiaceae*, *Tricoscypha*, *Strombosia*, *Lophira*, *Uapaca*, *Sapotaceae*, *Caesalpiniaceae*. Ces taxons polliniques se sont développés avec des pseudo-périodes de l'ordre de 2000 à 2500 ans et, pour certains, de ca 1500 ans, qui peuvent correspondre à de grandes phases de sylvoigénèse et être mises aussi en rapport avec des cycles climatiques de même durée, observés à travers le Globe, eux mêmes en rapport avec des périodicités dominantes de l'activité solaire.

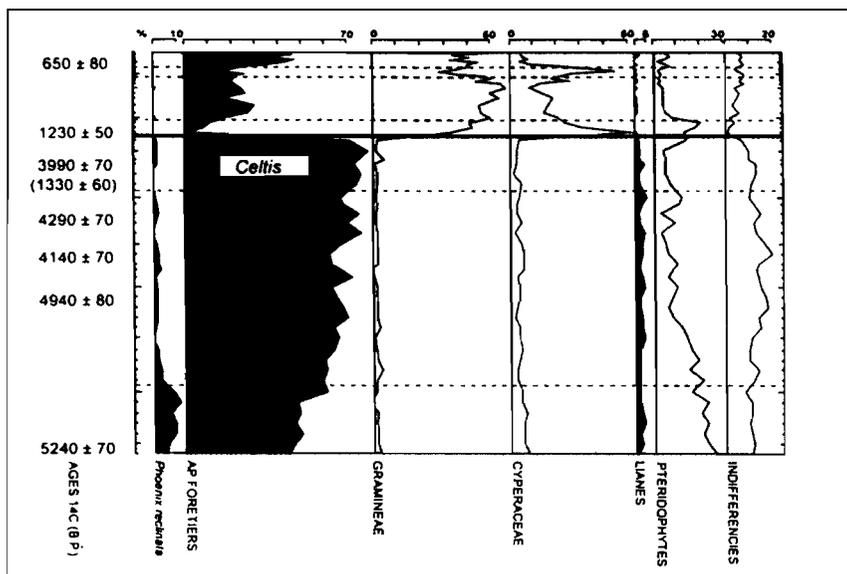


Fig. 11 : Site du lac Sinnda dans les savanes du Niari au sud-ouest du Congo. Diagramme pollinique synthétique (pourcentages relatifs et âges ^{14}C non calibrés) ; dans les taxons arborescents, *Celtis* prend une importance croissante à partir de ca 4500 BP (extrait de Vincens et al., 2000).

L'histoire de l'Okoumé au cours de l'Holocène met aussi en évidence une opposition climatique entre le nord et le centre du Domaine forestier Atlantique (Maley, 2001b ; 2002). D'un point de vue écologique l'Okoumé est un arbre pionnier qui ne supporte pas le déficit hydrique et les températures élevées de la saison sèche (de Décembre à Février), d'origine boréale, caractérisant le climat tropical qui règne sur le sud Cameroun. Par contre cet arbre supporte très bien la longue saison sèche (de Juin à Août) du climat équatorial gabonais, d'origine australe, car les températures y sont modérées et l'humidité de l'air reste élevée (Brunck *et al.*, 1990) (Fig. 13). Ces contraintes écologiques particulières expliquent probablement pourquoi cet arbre est actuellement endémique du Gabon avec une faible extension sur le Congo occidental (Chaillu et Mayombe) (Fig. 3). Toutefois l'Okoumé présente une certaine variabilité à travers son aire car des recherches en génétique moléculaire ont montré que cet arbre possède 2 écotypes, l'un caractérisant la partie nord de son aire, le second la partie sud (Muloko-Ntoutoumé *et al.*, 2000 ; Muloko-Ntoutoumé, 2001). Cette caractéristique particulière pourrait résulter des multiples contractions et extensions de l'aire de cet arbre au cours des temps géologiques comme

celles qui sont intervenues au cours de l'Holocène. En effet des données polliniques obtenues dans le sud Cameroun, au lac Ossa près d'Edea (Reynaud-Farrera, 1995), ont montré qu'entre *ca* 7500 et 3000 BP l'aire de l'Okoumé s'étendait nettement plus vers le nord, jusqu'autour de ce lac qui se situe à environ 170 km au nord de sa limite actuelle. De ce fait, durant l'Holocène moyen, l'aire de l'Okoumé devait être nettement plus grande et s'étendre à la majeure partie du sud Cameroun occidental (Muloko *et al.*, 1998). Ultérieurement, il est probable que cette aire ancienne s'est fragmentée lors de la phase générale de destruction forestière qui a culminé vers 2500 BP. Ensuite, à la faveur des nombreuses ouvertures créées par cette phase particulière, a pu se mettre en place progressivement l'aire actuelle lorsque la forêt s'est reconstituée au cours des 2 derniers millénaires (Maley, 2001b ; 2002). Ainsi, le fait que cet arbre ne se soit pas étendue à nouveau sur le sud Cameroun, serait probablement la conséquence du remplacement du climat équatorial qui devait y régner entre *ca* 7500 et 3000 BP, et peut-être même dès le début de l'Holocène, par le climat de type tropical qui y règne actuellement et qui s'y serait donc installé à partir d'environ 2800 BP.

La destruction des forêts d'Afrique centrale au cours du IIIe millénaire BP et sa reconstitution progressive au cours des 2 derniers millénaires.

Durant l'Holocène le changement de végétation le plus important est intervenu entre 3000 et 2500 BP et il a affecté tous les sites mentionnés plus haut. Il s'est marqué d'abord par un fort recul des taxons forestiers de type primaire et surtout par un accroissement très abrupt et synchrone des formations de type ouvert, particulièrement des savanes caractérisées par les Gramineae (Fig. 5). Ce phénomène généralisé a donc correspondu à une importante ouverture et destruction du milieu forestier qui pourrait se comparer aux grandes fragmentations qui sont intervenues plus anciennement durant les périodes glaciaires sur le plan global (Maley, 1987 ; 1996). Dans les sites étudiés, lorsque des datations encadrent bien l'événement, on peut le situer plus précisément entre 2800 et 2500 BP (Maley, 2001b ; 2002).

Plusieurs données montrent que la phase d'ouverture et de destruction forestière a dû être très brève car dans les mêmes niveaux où a été notée une brutale quasi disparition des arbres de type primaire (Fig. 10), il a été aussi observé pour plusieurs sites, comme au lac Barombi Mbo (Fig. 9), au lac Ossa (Fig. 12) et au lac Kitina (Fig. 14), une « explosion » des végétations arborées pionnières, ce qui montre que cette expansion rapide des arbres pionniers a dû correspondre à une première phase de cicatriza-

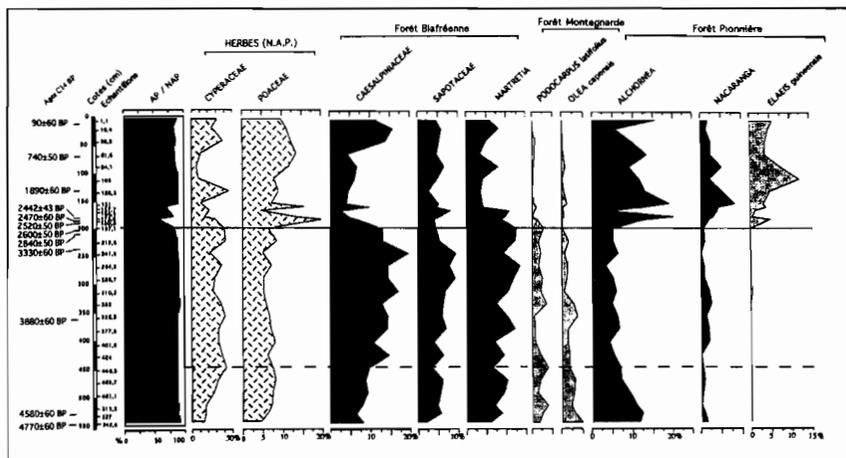
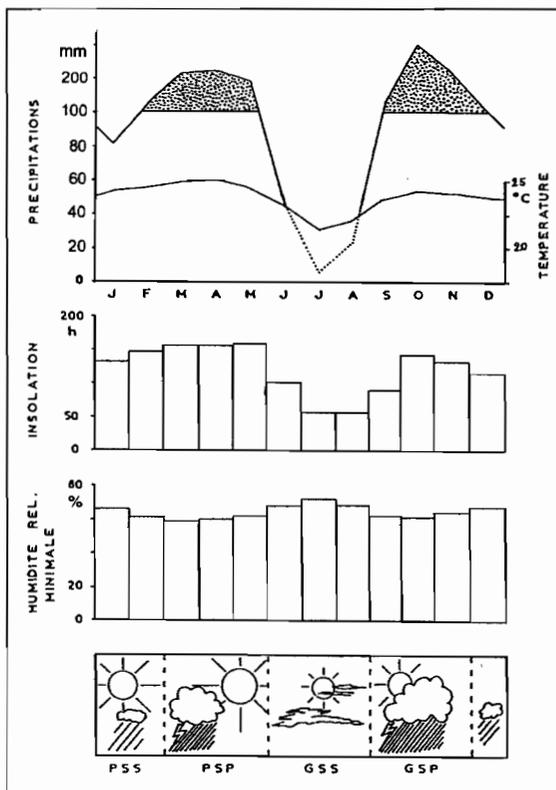


Fig. 12: Site du lac Ossa dans les forêts du sud-ouest Cameroun. Diagramme pollinique synthétique et de plusieurs taxons significatifs appartenant aux grandes Formations forestières régionales (pourcentages relatifs et âges ^{14}C non calibrés) (extrait de Reynaud-Farrera et al., 1996; Van Geel et al., 1998).

tion qui a initié la reconstitution de la canopée. Les taxons polliniques pionniers les plus fréquents étaient *Alchornea*, *Musanga*, *Trema*, *Macaranga*, *Milicia*, *Elaeis guineensis*, etc. Cette phase d'extension abrupte des taxons pionniers peut être rattachée à des phénomènes de croissance exponentielle (Bennett, 1990) qui se rencontrent actuellement lors de la recolonisation de chablis ou d'autres ouvertures plus importantes du milieu forestier (Swaine et Hall, 1983; Whitmore, 1989). Dans l'espace qui s'ouvre soudainement, généralement un seul taxon pionnier va être capable d'occuper très vite tout l'espace en créant une Formation forestière monodominante, comme par exemple avec *Musanga cecropioides* ou *Alchornea cordifolia*, ou *Macaranga barteri*, etc. Le plus souvent, surtout dans les chablis, ces Formations sont de courte durée (10 à 20 ans) (Swaine et Hall, 1983), mais lorsqu'il s'agit d'ouvertures beaucoup plus grandes, comme dans des savanes incluses en forêt ou vers la périphérie du Domaine Forestier, ces Formations peuvent perdurer beaucoup plus longtemps car l'ouverture persistant, les taxons pionniers peuvent alors se renouveler constamment en transgressant sur la savane (au Gabon, voir l'exemple des Formations Forestières pionnières monodominantes à *Aucoumea klaineana*: Nasi, 1997; White, 2001). Au cours des deux derniers millénaires les taxons pionniers qui se sont succédés au Barombi Mbo (Fig. 8) ont correspondu typiquement à des phénomènes de succession.

Fig. 13: Diagramme ombrothermique de la station de Makokou au Gabon.
 Variation annuelle: Précipitations, Température moyenne, Insolation et Humidité minimale relative.
 Principales caractéristiques climatiques (en bas): Nébulosité schématisée pour les 4 saisons principales: PSS, petite saison sèche; PSP, première saison des pluies; GSS, grande saison sèche; GSP, grande saison des pluies (extrait de Maley et al., 2000).



Cette phase de forte perturbation a affecté non seulement les écosystèmes forestiers mais aussi l'Homme. En effet certains spécialistes estiment que cet événement a beaucoup facilité et peut-être même a pu déclencher la vague principale de migration des Bantous qui, au cours de ce millénaire, ont traversé l'Afrique centrale Atlantique à partir d'une région présente-ment au nord de la forêt (est du Nigéria) vers une autre située au sud (sud Congo) (Schwartz, 1992; Lavachery *et al.*, 1996). Certains épidémiologistes ont aussi estimé que cette phase d'ouverture des forêts d'Afrique centrale pourrait avoir correspondu avec l'apparition de la Malaria, en particulier du fait que la forme ancestrale du parasite *Plasmodium falciparum* vivait dans le sang de certains grands singes forestiers (Coluzzi *et al.*, 2002; Coluzzi, 2002).

Le retour des conditions humides favorables à la forêt est revenu très tôt dans l'ouest Cameroun, en particulier au Barombi Mbo (Fig. 5) où

on observe, dès 2000 BP, une forte extension de la forêt qui était alors dominée par divers taxons pionniers (Fig. 9). Toutefois suivant les sites et suivant probablement la position des secteurs forestiers résiduels entre 2500 et 2000 BP (Fig. 15), le retour des milieux forestiers, et en particulier des Formations Forestières de type « primaire », n'a pas été synchrone entre les divers sites : il y a donc eu un phénomène de retard qui peut être assimilé à

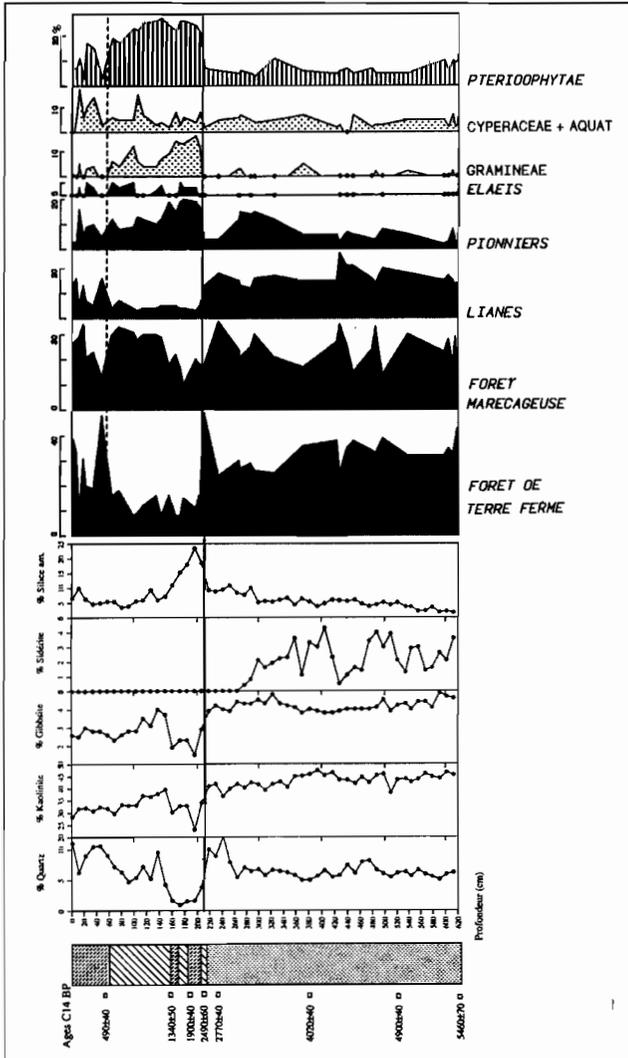


Fig. 14 : Site du lac Kitina dans les forêts du Mayombe, sud-ouest du Congo (de gauche à droite). Ages ^{14}C non calibrés. Colonne sédimentaire schématisée ; de la base à 2,10 m : argile grise organique riche en vivianite ; de 2,10 m au sommet : argile grise très organique et sans vivianite. Les hachures obliques correspondent à des niveaux noirs de type sapropélique (niveaux régressifs). Principaux constituants minéraux du sédiment d'après une spectrométrie Infra-Rouge à transformée de Fourier (IRTF). Diagramme pollinique synthétique et de quelques taxons significatifs (adapté de Elega et al., 1996).

un phénomène d'hystérésis (Ritchie, 1986; Maley et Brenac 1998a). Les Formations de type « primaire », caractérisées particulièrement par l'importance des Caesalpiniaceae, ont été surtout en extension au cours du dernier millénaire, comme au lac Ossa vers le nord du Domaine Forestier (Fig. 12) et au lac Kitina vers le sud (Fig. 14). Il est intéressant de remarquer que durant toute cette longue phase de reconstitution forestière les Bantous ont vécu dans cette région en y pratiquant leur agriculture et, par exemple, en exploitant les palmiers à huile, comme semble le montrer l'importance de ses pollens (Fig. 9) et des noyaux de ses fruits qui ont été recensés dans la plupart des dépôts de cette période (Richards, 1986; Fay, 1997; Maley et Brenac 1998a; Vincens *et al.*, 1999). Toutefois, comme cela a été observé dans les sociétés africaines traditionnelles, les Bantous ne plantent pas ce palmier car il pousse d'abord comme un arbre pionnier dans les milieux perturbés, quelque soit l'origine de la perturbation, naturelle ou anthropique, et ensuite seulement l'Homme intervient pour exploiter le palmier à huile (Maley, 1999; Maley et Chepstov-Lusty, 2001).

Ces observations montrent clairement que l'Homme préhistorique n'a pas influencé les fluctuations du Domaine Forestier africain au cours du Quaternaire récent. Cette cohabitation, que l'on peut qualifier d'harmonieuse, entre le paysan africain et la forêt s'est d'ailleurs poursuivie au cours du XXe siècle car pour cette période il a été clairement montré que les activités agricoles traditionnelles n'ont pas entravé la reconstitution forestière qui s'est poursuivie d'une manière très active et généralisée à l'ensemble du Domaine Forestier africain, y compris dans le Bloc occidental Guinéen (Blanc-Pamard et Peltre, 1984; Letouzey, 1985; Maley, 1990; White, 1995; Fairhead et Leach, 1995; 1998; Youta Happi, 1998). Cette forte dynamique forestière a été en particulier prouvée par la comparaison de plusieurs séries successives de photographies aériennes et satellitaires, dont les premières remontent souvent au début des années 50. Par exemple dans le sud Cameroun, au sud de l'Adamaoua, les surfaces gagnées par la forêt durant cette période récente sont de l'ordre de plus d'un million d'hectares (Letouzey 1985; Youta Happi *et al.* 1996; Achoundong *et al.* 2000).

Le rôle des conditions climatiques dans la dynamique des Formations forestières au cours de l'Holocène.

Les forêts actuelles présentent fréquemment un aspect en mosaïque qui est caractérisé par un mélange ou une juxtaposition de groupements d'espèces de type sempervirent appartenant aux Caesalpiniaceae, Sapotaceae, Irvingiaceae, etc., et de type semi-caducifolié appartenant aux

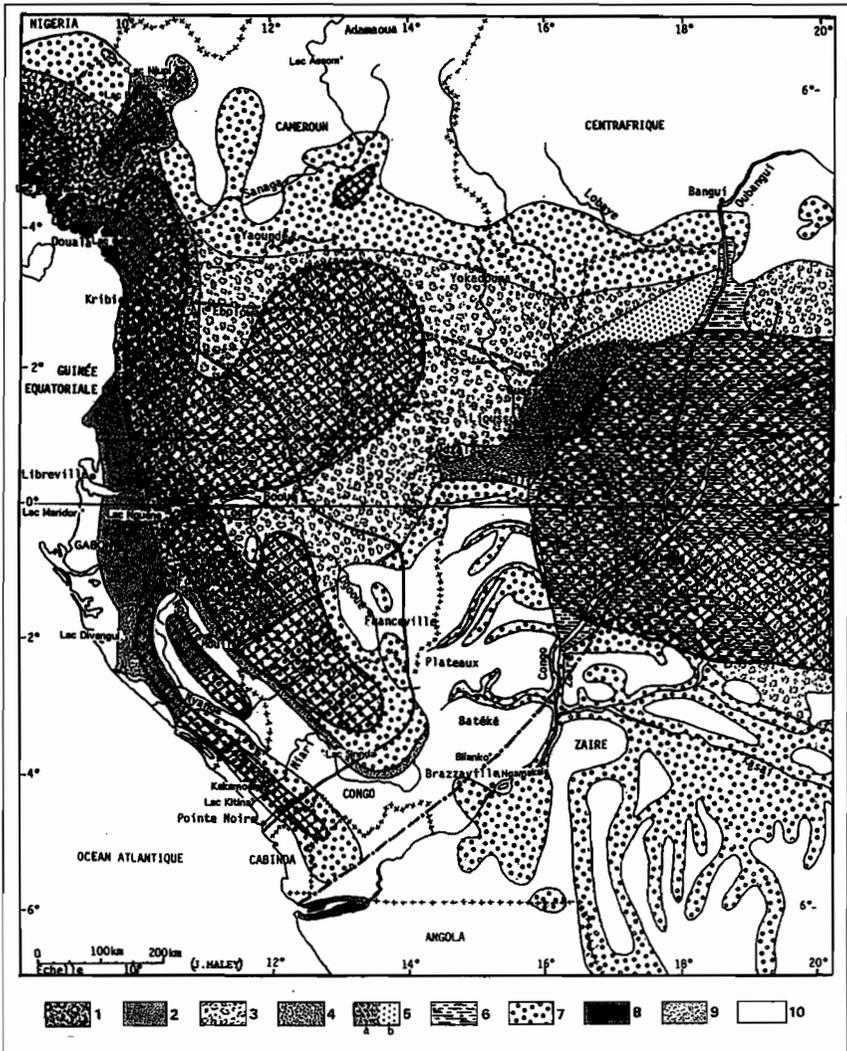


Fig. 15: Estimation schématique de l'état de l'Afrique centrale atlantique lors de la phase de perturbation et de destruction maximum des milieux forestiers qui a culminé vers 2500 BP. Les aires quadrillées schématisent le Domaine forestier résiduel vers 2500 BP qui devait être surtout constitué par des mosaïques forêt/savane avec des îlots forestiers dominants (voir le texte). Toutes les surfaces restantes autour de ces îlots résiduels devaient être colonisées par des végétations ouvertes, surtout des savanes, mais aussi des forêts clairesemées, etc. Le fond de cette figure présente l'état actuel des grands biotopes de l'Afrique centrale atlantique (forêts et savanes) d'après la Fig. 2.

Ulmaceae, Euphorbiaceae, etc. (Maley, 1990) (Fig. 3). Cette caractéristique pourrait être une conséquence à long terme des perturbations qui ont affecté le Domaine Forestier au cours des trois derniers millénaires, particulièrement la perturbation majeure qui a culminé vers 2500 BP et qui a été retrouvée dans tous les sites d'Afrique centrale atlantique ayant fait l'objet d'études détaillées (Maley, 2001b, 2002).

Cette phase de forte perturbation des forêts d'Afrique centrale s'étant d'abord marquée par une quasi disparition des arbres de type primaire et, pour presque tous les sites, par une phase de plus ou moins forte d'extension régionale des savanes ou d'autres types de végétation ouverte, ces constatations tendraient à montrer que cette phase a correspondu à une aridification du climat liée à une brutale diminution des pluies. Toutefois cette conclusion doit être relativisée car bien qu'au lac Ossa la courbe des diatomées planctoniques indique une baisse du niveau (Nguetsop *et al.*, 1998), par contre au lac Barombi Mbo la courbe des pollens de Cyperaceae montre que le niveau ne s'est pas abaissé (Maley et Brenac, 1998a) (Fig. 8) et la courbe des diatomées planctoniques pour le second (Nguetsop *et al.*, 1998). Par ailleurs les niveaux grossiers qui ont été mis en évidence en divers points du Domaine Forestier, entre *ca* 2800 et 2000 BP dans des dépôts fluviatiles (conglomérats à la base de la « Basse Terrasse », Maley et Brenac, 1998b) ou dans des séquences lacustres (par exemple, l'accroissement des apports en quartz au lac Kitina, daté vers 2800 BP, Elenga *et al.*, 1996)

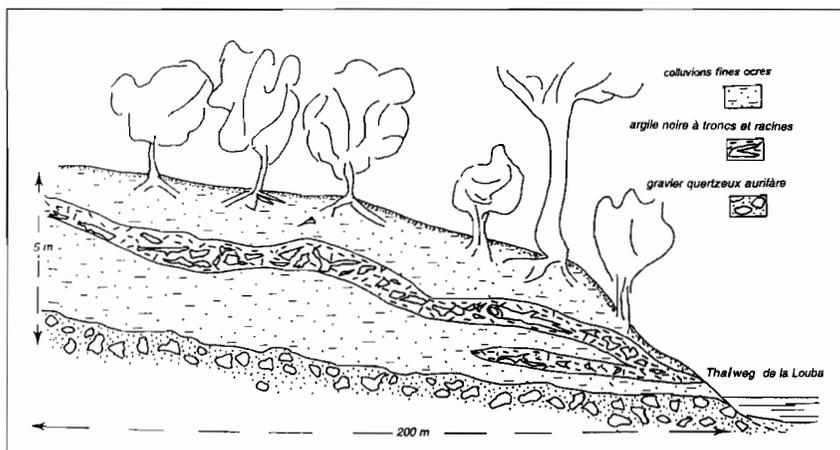


Fig. 16 : Site de Kakamoëka, thalweg à 2 km au NW du fleuve Kouilou, au cœur des forêts du Mayombe. Profil pédologique incluant un niveau fortement remanié, constitué de nombreux fragments de troncs et branches d'arbres dans une matrice argileuse noirâtre (extrait de Maley & Giresse, 1998).

(Fig. 14) ou dans des sols (par exemple à Kakamoéka une séquence détritique interstratifiée a été datée aussi vers 2800 BP : Maley et Giresse, 1998) (Fig. 16) ont résulté de processus érosifs intenses qui ont nécessité des écoulements très violents (Maley, 1982). Enfin, la forte extension quasiment synchrone de divers taxons arborés pionniers (Fig. 9) n'est pas non plus en faveur d'une diminution des pluies.

La perturbation qui a culminé entre 2800 et 2500 BP a donc affecté l'ensemble des végétations et des paléoenvironnements, et de ce fait, elle a correspondu à un changement climatique majeur. Au vu des différentes données présentées ici, l'hypothèse la plus probable serait que ce changement climatique se soit surtout manifesté par un accroissement de la saisonnalité et avec une certaine diminution du total annuel des pluies. Plutôt que de parler de *phase « aride »*, il est donc préférable de désigner cette période comme une « *péjoration climatique* » qui aurait été causée par une diminution de la longueur de la saison des pluies et, corrélativement, avec un accroissement de la longueur de la saison sèche (Maley, 1997). Sur le nord du Domaine forestier, cette modification a concerné la saison sèche principale (actuellement trois mois de Décembre à fin Février) qui est d'origine septentrionale et qui résulte de l'intensification des alizés septentrionaux, c'est-à-dire ici de l'harmattan (Suchel, 1988). Or une étude des diatomées effectuée par Nguetsop *et al.* (1998) dans les sédiments du lac Ossa, pour la même carotte que celle ayant fait l'objet d'une étude pollinique (Reynaud-Farrera *et al.*, 1996) (Fig. 12), a montré que des diatomées allochtones d'origine septentrionale sont apparues brutalement entre 2800 BP et 2000 BP. Cette phase d'apports liée à un transport par des aérosols sous l'effet d'une forte intensification de l'harmattan (Nguetsop *et al.*, 1998), a dû être associée à une période de refroidissement hivernal sur l'Hémisphère Nord, particulièrement pour les secteurs Atlantique et de l'Europe occidentale. A cette première cause directe, Van Geel *et al.* (1998) ont aussi ajouté une cause plus générale ayant résulté d'une forte perturbation de l'activité solaire qui a culminé vers 2800 BP. Par ailleurs *antérieurement durant l'Holocène moyen, un renforcement des influences australes* ayant été mis en évidence sur le nord du Domaine Forestier (cf. *supra*), la recrudescence de l'harmattan sur cette région à partir d'environ 2800 BP est la preuve d'un renversement des influences climatiques qui a conduit *au renforcement des influences boréales à l'Holocène récent, à partir d'environ 2800 BP* (Maley, 2001b ; 2002).

À titre d'hypothèse, on pourrait avancer que l'accroissement de la saisonnalité a pu être associé à une domination des « lignes de grains » (ou « squall lines » en anglais) qui constituent habituellement les formations nuageuses dominantes des zones de savanes et qui sont formées par des

alignements nord/sud de nuages cumuliformes (nuages de type convectif ou orageux). Entre 2800 et 2500 BP la domination des formations nuageuses cumuliformes aurait pu se faire au détriment des autres types de nuage, principalement des nuages stratiformes de type « pluie de mousson » qui, à basse altitude, donnent des pluies relativement fines et régulières (Maley, 1982 ; Suchel, 1988 ; Bigot, 1997). Cette hypothèse, basée sur l'évolution des principaux types de nuage affectant la mousson, semble être confirmée par l'évolution des écosystèmes forestiers au cours de l'Holocène moyen et supérieur.

La première partie de la démonstration s'appuie sur le fait qu'entre *ca* 4500/4000 et 3000/2800 BP ce sont des Formations Forestières de type sempervirent, caractérisées par les *Caesalpinia* au Barombi Mbo (Fig. 10) et à Ossa (Fig. 12), qui ont été en forte augmentation à basse altitude dans la partie nord du Domaine Forestier. En effet, lorsqu'actuellement ces Formations Forestières se trouvent vers les limites de leur aire dans le sud Cameroun, comme par exemple sur les collines situées entre Yaoundé et Ebolowa (Letouzey, 1985 ; Achoundong, 1985 ; 1996), mais aussi au Gabon, comme sur les Monts de Cristal, et au Congo occidental sur le Mayombe, la persistance de ces Formations riches en *Caesalpinia* résulte de la fréquence des nuages de type stratiforme (Maley, 1990 ; Doumenge, 1992 ; Maley et Elenga, 1993). Ces données s'accordent bien aussi avec l'extension sur le sud Cameroun à l'Holocène moyen du climat de type équatorial gabonais qui a été déduit de l'extension de l'Okoumé.

Une seconde donnée vient appuyer la démonstration : elle concerne pour la même période (*ca* 4500–3000 BP) l'extension très marquée de *Podocarpus cf. latifolius* sur les montagnes voisines du Barombi Mbo (Fig. 6) et d'Ossa (Fig. 12). Cet arbre de type montagnard doit sa survie au fait que ces milieux sont régulièrement baignés dans les brouillards associés aux nuages stratiformes, surtout en saison sèche (Kerfoot, 1968 ; Maley *et al.*, 1990 ; Maley et Elenga, 1993 ; Maley, 1996 ; 1997 ; Maley et Brenac, 1998a). C'est peut-être de cette époque que daterait une extension de cet arbre sur le flanc est du Mont Koupé (sommet à 2060 m) avec établissement d'une station ponctuelle vers 1100 m qui a persisté jusqu'à l'Actuel (Tchiengue, 2000). Maley (1997) a montré qu'une phase d'extension des milieux montagnards et surtout de *Podocarpus* se retrouve à cette époque à travers toute l'Afrique équatoriale, jusqu'en Afrique orientale.

Enfin cette démonstration s'appuie sur la caractéristique principale des forêts de la partie sud du Domaine Forestier, qui a été marquée pour la même période par un accroissement très marqué des taxons de type semi-caducifolié (Fig. 11). De prime abord cette extension peut sembler curieuse

car elle traduit une tendance à la diminution des pluies et à l'accroissement de la saisonnalité, ce qui s'oppose aux phénomènes qui ont été observés en même temps dans la partie nord du Domaine Forestier et qui se sont marqués par l'extension des Formations sempervirentes et par la hausse ou la stabilité des niveaux lacustres. D'autant plus que dans la partie sud du Domaine Forestier, diverses données proxy s'ajoutent aussi pour confirmer la baisse des pluies, comme le fait que le lac Sinnda a fini par s'assécher vers 3800 BP. Cependant, toutes ces données confirment bien qu'à partir de *ca* 4500 BP on assiste à une relative domination des nuages stratiformes sur toute l'Afrique centrale Atlantique car il apparaît que la diminution des pluies sur la partie sud du Domaine Forestier a probablement correspondu à l'installation progressive de la grande saison sèche estivale qui dure actuellement 4 mois, de Juin à Septembre, et est caractérisée par des couvertures nuageuses stratiformes dont la particularité est d'être non précipitantes (Saint-Vil, 1984) (Fig. 13). Cette conclusion est importante pour comprendre le fonctionnement de la mousson sur l'Afrique centrale. On voit ainsi que l'évolution des nuages et en particulier la transformation des nuages stratiformes non précipitants en nuages précipitants de type nimbostratus ou autres, est probablement un des mécanismes de base de l'évolution saisonnière de la mousson (Bigot, 1997 ; Maley *et al.*, 2000).

Impact des Températures Marines de Surface sur les variations de la mousson africaine.

Les recherches effectuées en Climatologie Dynamique Tropicale depuis une vingtaine d'années ont montré que les Températures Marines de Surface (TMS) jouent un très grand rôle dans la dynamique de la mousson africaine (Folland *et al.*, 1986 ; Moron *et al.*, 1995 ; Enfield, 1996 ; Bigot, 1997 ; Fontaine *et al.*, 1998 ; etc.). Afin de caractériser plus précisément les relations entre les pluies de mousson et les TMS, particulièrement durant l'été boréal, plusieurs études des *anomalies climatiques* survenues depuis le début des années 60 sur l'ensemble de l'Afrique tropicale ont mis en évidence deux modes dominants de répartition des pluies qui sont chacun associés à deux modes particuliers de répartition des TMS. Le premier mode se caractérise, d'une part par des températures plus chaudes que la moyenne dans le Golfe de Guinée et sur l'Atlantique sud, et d'autre part par des températures plus froides sur l'Atlantique nord tropical, au large de l'Afrique de l'ouest. Le deuxième mode présente des répartitions opposées pour le continent africain et l'océan. Il apparaît ainsi que l'oscillation entre ces 2 anomalies dominantes met en évidence un Dipôle Atlantique tropical (Fontaine et Bigot, 1993 ; Wotling *et al.*, 1995 ; Swart *et al.*, 1998 ; Bigot *et al.*, 1997).

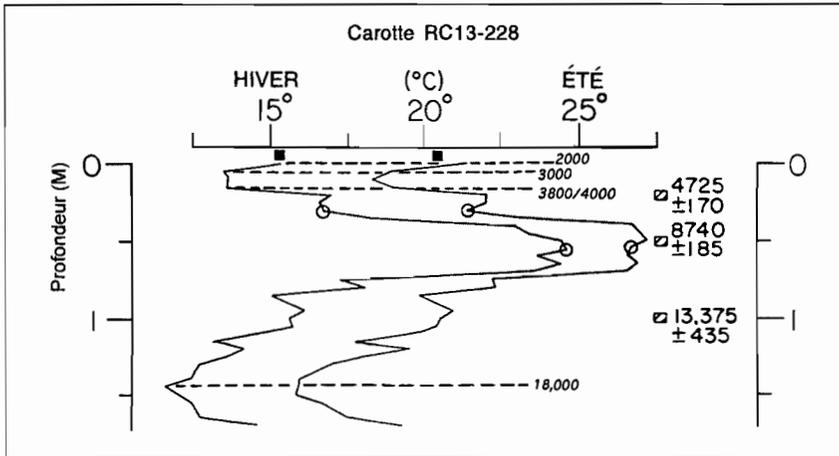


Fig. 17 : Variation des Températures Marines de Surface (TMS) dans le sud du Golfe de Guinée, secteur de Benguela. Les températures ont été estimées par une fonction de transfert basée sur l'abondance de diverses espèces de radiolaires présentes dans la Carotte RC13-228 ; cotes à g. et à dr. (extrait de Morley & Dworetzky, 1993). La chronologie a été établie par trois datations ^{14}C portées à droite (l'effet réservoir régional implique une correction relativement réduite de 125 ± 20 ans, d'après Stuiver & Braziunas, 1993). Les cercles ouverts sur les 2 courbes désignent les dates interpolées à 6000 et 9000 ans BP. Les lignes en pointillés matérialisent d'autres dates interpolées (italiques) : 18 000 ans BP, par corrélation avec la stratigraphie isotopique, 3800/4000 ans BP, 3000 ans BP et 2000 ans BP ; ces âges sont confirmés par les résultats d'une étude isotopique indépendante effectuée sur des coquilles marines prélevées dans le même secteur (Cohen et al., 1992). Les valeurs des TMS ($^{\circ}\text{C}$) sont portées en haut ; les TMS actuelles par des carrés pleins au-dessus de chaque courbe (moyennes pour les saisons d'hiver et d'été). Etant donné que Merle (1980) a mis en évidence la cohérence des principales anomalies des TMS à travers l'ensemble du Golfe de Guinée, il est donc possible d'utiliser ces courbes pour interpréter la paléoclimatologie de l'Afrique centrale atlantique.

Pour caractériser durant l'Holocène le fonctionnement du Dipôle Atlantique tropical il est nécessaire d'obtenir des informations précises sur l'évolution des TMS durant cette période sur les parties nord et sud de l'Atlantique tropical. Les données disponibles ne sont pas nombreuses mais cependant suffisantes pour reconstituer les principales tendances et bien caractériser certaines périodes clés. Pour la partie nord du Dipôle, on a utilisé les résultats obtenus par De Menocal *et al.* (2000) sur une carotte marine prélevée au large du Cap Blanc, Afrique Occidentale. Pour la partie sud du Dipôle, étant donné la cohérence des anomalies actuelles des TMS à travers l'ensemble du Golfe de Guinée (Merle, 1980 ; Swart *et al.*, 1998), on a utilisé les résultats obtenus par Morley et Dworetzky (1993) sur une carotte

marine prélevée dans le secteur de Benguela, au large de la Namibie (Fig. 17).

Sur la partie nord du Dipôle Atlantique tropical les TMS étaient inférieures aux actuelles de 2° à 6°C durant l'Holocène inférieur. Ensuite durant l'Holocène moyen, de *ca* 7000 à 4500 BP, s'est manifestée une augmentation progressive qui a culminé par une brusque remontée des TMS vers 4800 BP, atteignant alors des valeurs voisines des actuelles (De Menocal *et al.*, 2000). Puis, après une fluctuation négative peu marquée, les valeurs les plus chaudes de l'Holocène ont été atteintes entre *ca* 4000 et 3500 BP, supérieures d'environ 1°C aux actuelles. Une tendance négative s'est amorcée ensuite, avec une oscillation positive entre *ca* 3000 et 2500 ans BP. Pour les 2 derniers millénaires on peut aussi s'appuyer sur une autre étude effectuée près des Bermudes par Keigwin (1996). Un minimum relatif bien marqué a été atteint entre 2000 et 1500 BP, puis est intervenue une importante remontée des TMS, voisines des valeurs actuelles, dont le maximum a correspondu à la phase « chaude » du Moyen-Age de *ca* 800 à 1100 AD. Ce maximum s'est achevé par un refroidissement brusque et très marqué au XIIIe s. AD. Enfin, après une faible remontée des TMS durant le XVIe s., un dernier refroidissement, le plus intense, s'est produit au XVIIe s. AD et a correspondu au maximum du Petit Age Glaciaire.

Pour le Golfe de Guinée les résultats obtenus mettent en évidence une première phase entre *ca* 9000 et 6500/6000 BP avec des TMS relativement élevées, d'environ 4°C au-dessus des valeurs actuelles durant l'été boréal, synchrone de l'hiver austral (Morley et Dworetzky, 1993) (Fig. 17). Puis un premier palier de baisse relative est intervenu entre 6500 et 4000 ans BP, les TMS étant encore supérieures aux actuelles d'environ 2°C. Ensuite s'est produit un refroidissement brusque et très marqué entre *ca* 4000 et 3000 BP, avec des TMS inférieures aux actuelles d'environ 2°C. Enfin un dernier réchauffement caractérise les derniers centimètres de la carotte qui s'achève vers 2000 BP. Cette chronologie et ces tendances sont confirmées et complétées pour l'Holocène moyen et supérieur par des études isotopiques effectuées par Cohen *et al.* (1992) sur de nombreuses coquilles marines prélevées dans le même secteur.

La comparaison de ces 2 enregistrements met en évidence une tendance d'ensemble opposée des TMS au cours de l'Holocène entre le Golfe de Guinée et l'Atlantique nord tropical; cette tendance opposée se confirme aussi pour les variations plus « rapides » et plus marquées qui sont intervenues à l'Holocène récent. Ces résultats montrent que le fonctionnement du Dipôle Atlantique a joué un rôle climatique dominant durant l'Holocène (Maley, 1997; Maley *et al.*, 2000) (Fig. 18). On peut donc en déduire que les

mécanismes climatiques sont restés les mêmes aux échelles de temps annuelles, séculaires ou millénaires (ibidem).

En se basant sur la dynamique actuelle de la mousson on pourrait donc estimer que la baisse relative des TMS dans le Golfe de Guinée à partir de *ca* 6000 BP, surtout durant l'hiver austral, aurait conduit à générer principalement des nuages de type stratiforme qui, comme on l'a montré plus haut, auraient évolué différemment entre le nord et le sud du Domaine Forestier central, c'est-à-dire entre le sud Cameroun d'une part et le Gabon et Congo occidental d'autre part. On pourrait aussi conclure que la grande saison sèche du climat équatorial qui est caractérisée par la quasi

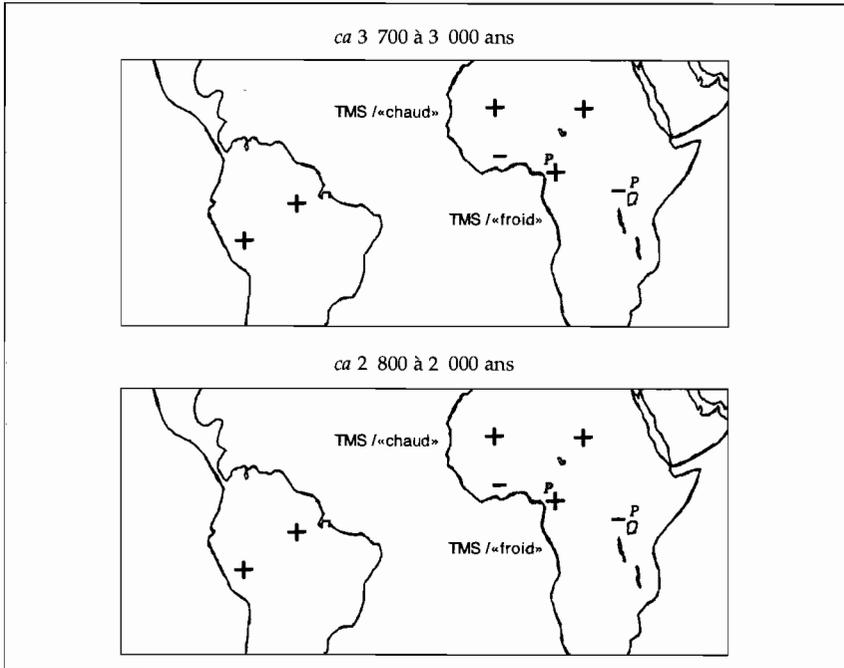


Fig. 18 : Principales tendances des précipitations (estimations du rapport P/E, Pluie/Evaporation, déterminant des anomalies positives/+ ou négatives/-) sur l'Afrique tropicale et l'Amérique du Sud pour 2 phases climatiques opposées : de 3700 à 3000 ans BP et de 2800 à 2000 ans BP. Ces variations sont mises en relation avec les Températures Marines de Surface (TMS) qui présentent des tendances opposées entre l'Atlantique tropical nord et l'Atlantique tropical sud, et qui oscillent d'une phase à l'autre, mettant ainsi en évidence un Dipôle Atlantique comparable à celui qui a été décrit pour la période contemporaine (voir le texte) (extrait de Maley, 1997). P signale les secteurs où des maximum de pollen de *Podocarpus* ont été recensés, caractérisant des forêts de nuage.

permanence des nuages stratiformes non précipitants (Saint Vil, 1984) (Fig. 13), se serait mise en place progressivement entre 5000 et 4000 ans BP. Comme on l'a déduit de l'histoire de l'Okoumé le renforcement des influences australes sur le nord du bloc forestier a probablement suivi l'évolution des TMS. Ensuite sous l'impact d'un fort renforcement de l'harmattan à partir de *ca* 2800 BP, les influences australes ont reculé et cédé la place aux influences boréales.

Concernant le Bloc forestier occidental au nord du Golfe de Guinée, la même histoire de la mousson peut lui être appliquée. On a montré plus haut que le lac Bosumtwi avait fortement régressé vers 3500 BP, sans recul de la forêt autour du lac mais avec, par contre, plus à l'est, une brutale extension des savanes qui a correspondu à la réouverture de la « Coupure du Dahomey ». Ces phénomènes étant le contrecoup d'une phase brutale de refroidissement des TMS sur le Golfe de Guinée (Fig. 17), il apparaît donc, comme pour le secteur sud du Domaine forestier d'Afrique centrale, que cette baisse des TMS a été la cause principale d'un fort ralentissement de la mousson avec développement des nuages stratiformes qui ont déterminé dans le secteur forestier guinéen la réapparition de la petite saison sèche estivale, avec toutes les conséquences qui ont été déjà décrites (Maley, 1991 ; 1997 ; Maley *et al.* 2000).

Conclusions

On a montré plus haut que la phase d'ouverture et de fragmentation des forêts d'Afrique centrale qui a culminé vers 2500 BP a été un phénomène généralisé (Fig. 14). De ce fait cette phase particulière pourrait se comparer aux grandes fragmentations qui sont intervenues plus anciennement durant les périodes glaciaires sur le plan global (Maley, 2001b ; 2002). La phase de fragmentation forestière antérieure la mieux caractérisée, tout au moins celle qui a été la plus étudiée, est celle qui est survenue entre environ 20 000 et 15 000 ans BP (Maley, 1987 ; 1996 ; 2001a ; Sosef, 1994 ; Maley et Brenac, 1998a) (Fig. 4 et 5). Ce qui pourrait rapprocher ces deux phases serait surtout la localisation des milieux forestiers résiduels qui auraient pu correspondre à une série de « refuges » (Fig. 7). Il faut remarquer que ces « refuges » n'ont pas dû être constitués par de petits blocs forestiers relativement homogènes mais plutôt correspondre à des paysages de mosaïque forêt/savane (cf. Leal, 2000) dans lesquels les îlots forestiers seraient restés majoritaires. Par contre, deux caractéristiques importantes différencient nettement ces deux phases de fragmentation forestière : d'une part la durée relativement longue de la plus ancienne, et d'autre part et surtout les conditions climatiques générales très différentes et même opposées qui ont

accompagné chacune d'elles. En effet la perturbation située entre 20 000 et 15 000 ans BP a coïncidé avec le développement maximum des conditions glaciaires sur les latitudes moyennes et hautes; des conditions plus fraîches de quelques degrés ont affecté aussi toute la région du Golfe de Guinée (Maley, 1996; Maley et Brenac, 1998a) ainsi que l'Afrique orientale (Bonfille *et al.*, 1992; Elenga *et al.*, 2000). Par contre la perturbation plus récente est intervenue durant l'Interglaciaire Holocène qui, sur le plan global, a été caractérisé par des extensions glaciaires réduites et des températures relativement chaudes. Concernant la période entre 2800 et 2000 ans BP et par rapport aux diverses phases de l'Holocène récent, elle a été associée à des conditions climatiques un peu plus chaudes sur le plan régional (Maley, 1997; Maley *et al.* 2000; De Menocal *et al.*, 2000). Une conclusion importante découlant de ces constatations est que le recul et la fragmentation du massif forestier africain peuvent se produire sous des climats très différents, soit relativement froids, ou soit relativement chauds, et donc avec des situations climatiques très différentes (Maley, 1996 ; 1997); des constatations similaires ont été faites pour l'Amazonie à l'Holocène moyen (Van der Hammen et Hooghiemstra, 2000).

Lorsqu'on examine les Modèles Climatiques concernant le phénomène de « Réchauffement Global » que la plupart des Climatologues estiment devoir intervenir au cours du XXI^e siècle, il apparaît qu'un accroissement moyen de la température d'environ 4°C conduirait aussi à un accroissement de l'évaporation d'environ 30 % mais avec seulement 12 % de plus de pluie pour l'Afrique tropicale (Rind, 1995). Bien que les causes du réchauffement survenu vers 2500 ans BP soient naturelles (Magny, 1993) et donc différentes du réchauffement prévu pour le XXI^e s., qui serait dû à l'augmentation du CO₂ atmosphérique (Rind, 1995), on peut cependant estimer que la destruction catastrophique des forêts d'Afrique centrale qui a culminé vers 2500 ans BP pourrait être un « analogue » mais aussi un signal d'alarme de ce qui pourrait survenir dans cette région au cours du futur « Réchauffement Global » (Maley, 1997; Maley *et al.*, 2000).

Remerciements.

Certains résultats présentés dans cet article ont été obtenus dans le cadre des programmes ECOFIT (ORSTOM/IRD et CNRS), CAMPUS (Minist. Coopération, Paris), PVC et PALEOTROPIQUE (IRD/lex ORSTOM). Cet article est la contribution 2003-007 de l'Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier (ISEM/CNRS).

MÉTHODE DE DÉTERMINATION D'UN POLLEN FOSSILE PAR RAPPORT À UN POLLEN FRAIS DE RÉFÉRENCE

Vues du grain de pollen actuel de *Olea capensis* Baker (syn. *Olea hochstetteri*) Oleaceae, photographié au microscope photonique.

Échantillon prélevé au Mont Bala, vers 1200 m, à l'est de la Guinée, par le Botaniste Raymond Schnell, n° 2696, déposé à l'Herbier du Muséum à Paris.

Description sommaire : Pollen quasi-équiaxe, diamètre 20–25 microns, ornementation régulière constituée par un réseau de fines bacculles ; épaisseur de l'exine, 3 microns.

Photos n° 1 : mésocolpium, L. O ; n° 2 : coupe optique de 2 colpores ; n° 3 : vue polaire, L.O. ; n° 4 : coupe optique équatoriale, grossissement x 1000.

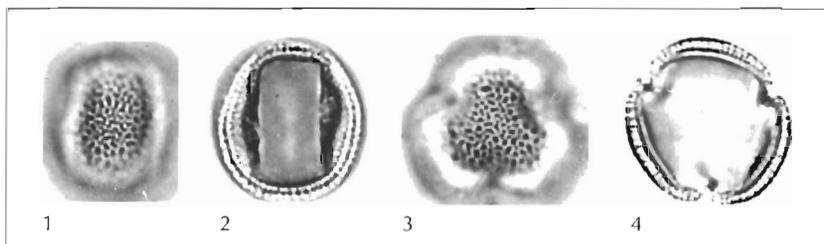
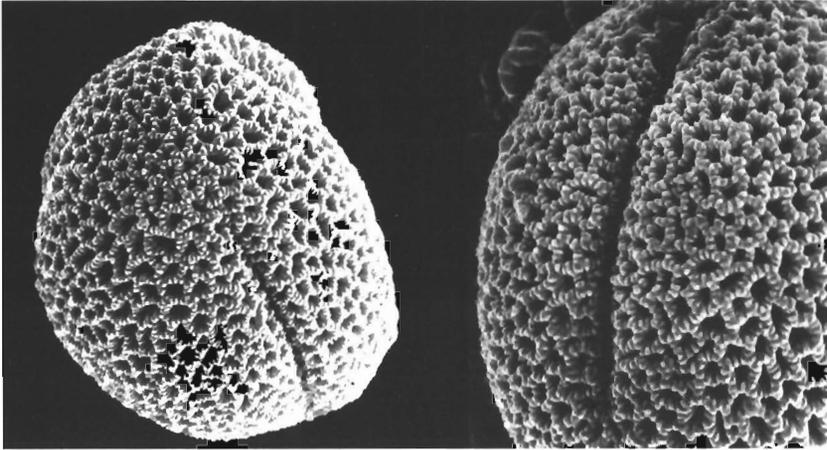


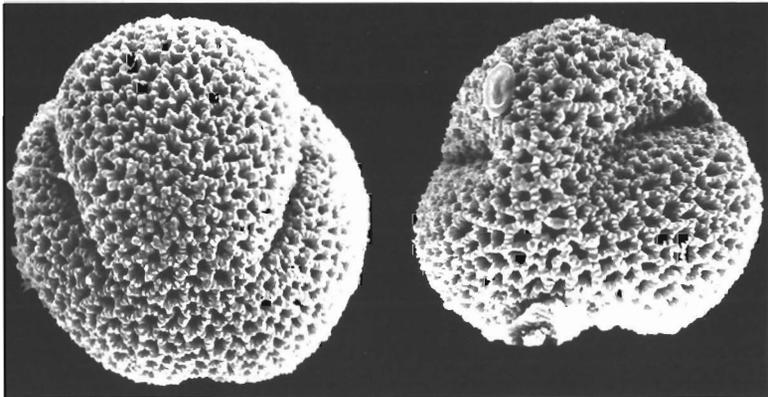
Photo d'un arbre en fleurs sur le Mont Momi, vers 1200 m d'altitude, à l'ouest de la Côte d'Ivoire, Massif des Dans, photo J. Maley, Orstom, Février 1984.



Fossile : pollens extraits d'une carotte (n° B-7/2) prélevée au centre du lac Bosumtwi. Le niveau (cote 2,4 m) d'où proviennent les pollens a été daté d'environ 9000 ans ¹⁴C BP.



Échantillon actuel prélevé au Mont Ziama, vers 1200–1300 m, à l'est de la Guinée, par le Botaniste Raymond Schnell, déposé à l'Herbier du Muséum, Paris.



La comparaison des pollens actuels et fossiles permet de confirmer la détermination des pollens fossiles qui mettent en évidence un abaissement d'environ 600 m des milieux montagnards et de déterminer une baisse de la température de 3 à 4° C (voir p. 146-148).

LE BASSIN DU TCHAD AU QUATERNAIRE RÉCENT : FORMATIONS SÉDIMENTAIRES, PALÉOENVIRONNEMENTS ET PRÉHISTOIRE. LA QUESTION DES PALÉOTCHADS

Jean Maley

La caractéristique majeure du bassin du Tchad est l'*endoréisme* quasi complet de ses réseaux fluviatiles. Ce phénomène va déterminer les grands traits de la géomorphologie du bassin, particulièrement sa subdivision en 2 entités principales : d'une part, la région orientale du bassin où se trouve la partie la plus basse et qui correspond à ce qui est appelé la Cuvette Centrale, située presque totalement au Tchad, et d'autre part la région occidentale qui est plus élevée et se localise essentiellement au Niger oriental.

- *La Cuvette Centrale* (Fig.1) s'étire suivant un axe nord-est/sud-ouest avec des altitudes comprises entre environ 320 m et 165 m pour le point le plus bas, au pied du Tibesti. Cette cuvette, qui concerne la moitié orientale du bassin tchadien, est en rapport avec plusieurs réseaux fluviatiles venant d'une part des régions humides méridionales (bassin du Chari et Logone), d'autre part des montagnes du nord (Tibesti) et enfin de l'est (Ennedi et Ouaddai). Le réseau fluvial septentrional et oriental est actuellement très peu fonctionnel, tandis que le réseau méridional est responsable de quasiment toute l'alimentation fluviale qui joue un rôle majeur dans l'alimentation du lac Tchad et de ses fluctuations depuis la fin du Pléistocène. Les pluies régionales apportent un complément qui est actuellement assez faible (entre 10 et 15 % des apports fluviaux annuels, d'après Carmouze, 1976), mais ces pluies ont aussi un rôle indirect très important par le contrôle de l'évaporation qui est exercé par les nuages générant ces pluies (Riou, 1975). On verra plus loin que concernant les pluies sur le bassin du Tchad, la majeure partie provient de la *mousson*, surtout en période interglaciaire, toutefois durant certaines périodes du Quaternaire une partie plus ou moins importante a pu résulter de *pluies cycloniques, d'origine septentrionale*, et liées à l'activité du Jet Stream Subtropical (Maley, 1977 ; 1981 ; 2000). Les dépôts lacustres de la Cuvette Centrale, comme par exemple ceux de la Formation de Tjéri (Tableau II et Fig. 2, 3 et 5), ont résulté d'apports en eau multiples et variables au cours du temps, surtout météoriques et fluviaux, mais aussi par la nappe phréatique. Tout au long du Quaternaire une succession de dépôts lacustres (périodes humides) se sont

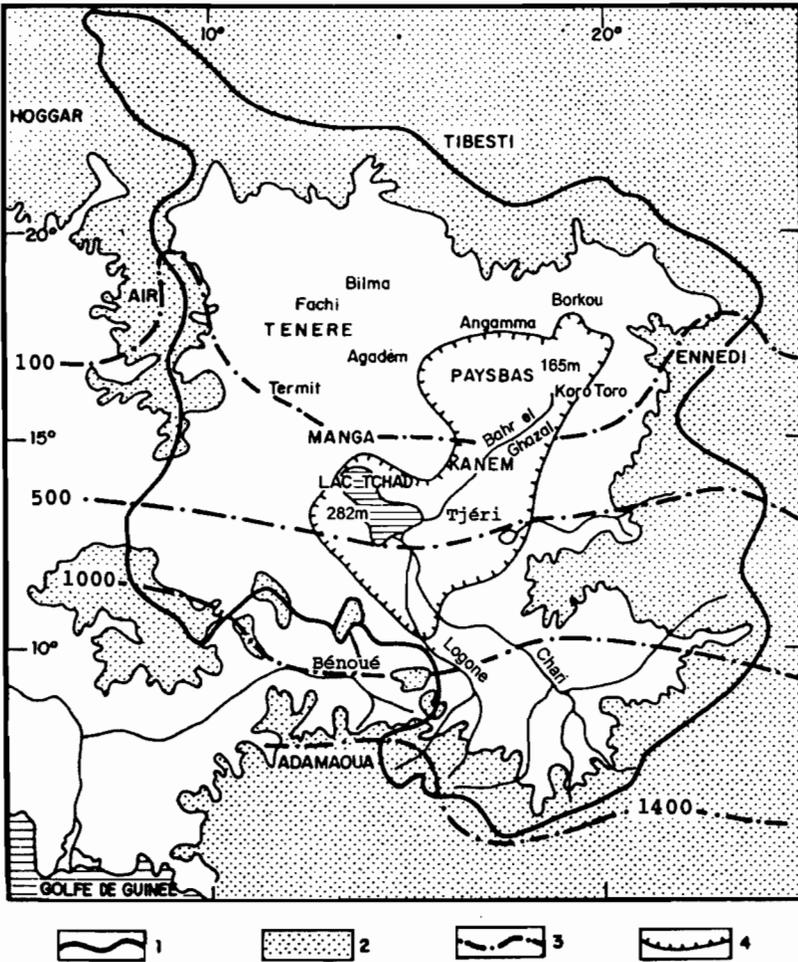


Figure 1: Le bassin du Tchad. 1, Limite du bassin. 2, Courbe de niveau à 500 m d'altitude. 3, Isohyètes principaux. 4, Limite du Méga-Tchad vers 320 m, d'après Schneider, 1969 (d'après Maley, 1981).

interstratifiés avec des formations éoliennes (périodes arides) (Servant, 1973; Maley, 1980). Sur le long terme, l'érosion éolienne a eu une action géomorphologique en modelant les roches et en surcreusant certaines dépressions comme celle du Djourab au sud du Tibesti (Mainguet et Chemin, 1990).

- La partie occidentale du bassin se trouve à des altitudes comprises entre un peu plus de 300 m et 700 m à l'ouest vers les contreforts de l'Air (Fig. 1). Cette partie est surtout constituée par un ensemble de plateaux et de dépressions isolées les unes des autres, au moins depuis le Pleistocène supérieur. Les sédiments lacustres déposés dans ces dépressions isolées ont surtout enregistré les variations locales et régionales des paléoenvironnements. Du fait de ces caractéristiques géomorphologiques, l'étude des dépôts lacustres du Niger oriental apportera des informations sur les fluctuations climatiques régionales, tandis que les dépôts formés dans la Cuvette Centrale ont correspondu aux différentes formations lacustres, ou « Paléotchad », qui se sont succédées au cours du Quaternaire. L'interprétation de ces derniers dépôts sera plus difficile car il sera nécessaire de faire la part des pluies régionales et des apports fluviaux dont les sources peuvent se situer parfois très loin et dans des régions climatiquement différentes. Toutefois les dépôts de la Cuvette Centrale, du fait justement de cette diversité des apports, présentent des séries sédimentaires plus com-

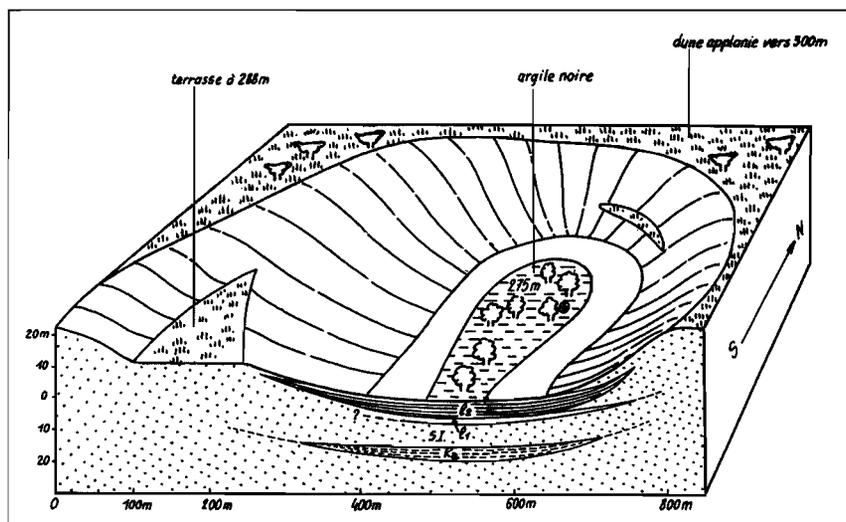


Figure 2: Coupe et perspective de l'interdune de Tjéri. Présentation schématique des différentes formations sédimentaires et de leur extension latérale (Martin, 1973). Croix cerclée, position du puits dans lequel se situe la coupe étudiée par M. Servant (1973). Ka: Formation lacustre de Kamala (période en partie « humide » du Ghazalien), de ca 40 000 à 20 000 ans BP; SI: Série Intermédiaire, sables éoliens (période aride du Kanémien); L: Formation lacustre de Tjéri (période « humide » du Nigéro-Tchadien) subdivisée en Séquence L1, de ca 13 000 à 9500 ans BP, et Séquence L2, de ca 9500 au subactuel. Sur le flanc de l'interdune, une replat d'érosion vers 288 m et et au sommet, le niveau aplani vers 300 m faisant partie du Plateau du Harr (Fig. 1 et 5).

plètes car, contrairement aux petits bassins isolés du Niger oriental qui se sont asséchés durant les phases arides régionales, les dépôts de la Cuvette Centrale ont pu perdurer durant certaines phases arides, apportant ainsi des informations sur des époques souvent moins bien connues que celles qui ont été plus humides.

Les principales techniques d'étude.

- *Des études stratigraphiques et géomorphologiques*, complétées avec des datations par le radiocarbone de certains niveaux, ont été d'abord effectuées dans le but d'établir un cadre précis des phases humides et sèches qui se sont succédées au cours du Quaternaire récent (Servant, 1973 ; Servant et Servant, 1970 ; Martin, 1973).

- Ensuite *l'étude des diatomées*, très abondantes dans les dépôts lacustres du bassin du Tchad, a été appliquée à quelques coupes relativement bien datées dans le but de reconstituer l'évolution dans le temps des principaux paramètres limnologiques (chimie des eaux, profondeur relative des milieux lacustres, éventuellement leur température, etc.) (Servant-Vildary, 1978 ; Servant et Servant, 1983). Une des principales coupes étudiées a été celle de *Tjéri qui se trouve au Kanem*, à 15 km au nord de Moussoro (Fig. 1). Cette coupe se situe au centre d'une ancienne interdune formée ou fortement réactivée durant la dernière grande phase aride du Kanémien (Fig. 2). Après cette phase, lors du retour des conditions humides, des dépôts lacustres se sont formés dans les interdunes alors que les anciennes crêtes dunaires émergeaient encore, sauf durant les transgressions les plus fortes. Cette disposition est tout à fait similaire à celle de « l'archipel » qui parsème de nombreuses îles la partie nord du lac Tchad actuel. De par sa position, Tjéri se trouve dans la partie centrale du Paléotchad holocène (Fig. 1). Ainsi la courbe des variations lacustres qui y a été établie correspond aux variations du Paléotchad (Fig. 3).

- *Des analyses polliniques* ont été effectuées sur plusieurs coupes du Kanem central (Est du lac Tchad) afin de reconstituer l'évolution de la végétation régionale et aussi pour apporter des informations sur les pluies, leur répartition géographique et sur l'importance des apports fluviaux (Maley, 1977 ; 1981). Les analyses ont été surtout concentrées sur la coupe de Tjéri (Fig. 4) qui couvre la fin Pléistocène et l'Holocène, en s'achevant vers le début du dernier millénaire. Des niveaux datés du Pléistocène terminal et venant d'autres coupes voisines ont fait aussi l'objet d'analyses polliniques. Les pollens observés ont été classés suivant l'appartenance écologique des taxons dont ils sont issus et aussi d'après la dominance actuelle

Eléments et groupes écologiques Taxons	
Elément SAHELNIEN	
<i>Amaranthaceae</i> (type)	<i>Commiphora africana</i> (Burseraceae)
<i>Acacia</i> , Gummiferae (Mimosaceae)	Compositae, Tubuliflores
<i>Acacia raddiana</i> (Mimosaceae)	<i>Hyphaene thebaica</i> (Palmae)
<i>Acacia cf. A. senegal</i> (Mimosaceae)	<i>Indigofera</i> sp. (Papilionaceae)
<i>Acacia seyal</i> (Mimosaceae)	<i>Maerua crassifolia</i> (Capparaceae)
<i>Balanites aegyptiaca</i> (Balanitaceae)	<i>Mitracarpus scaber</i> (Rubiaceae)
<i>Borreria</i> sp. (Rubiaceae)	<i>Monechma ciliata</i> (Acanthaceae)
<i>Capparis decidua</i> (Capparaceae)	<i>Oldenlandia</i> sp. (Rubiaceae)
<i>Capparis</i> sp. (Capparaceae)	<i>Salvadora persica</i> (Salvadoraceae)
<i>Celosia trigyna</i> (Amaranthaceae)	<i>Trianthema pentandra</i> (Aizoaceae)
<i>Cocculus pendulus</i> (Menispermaceae)	<i>Tribulus</i> sp. (Zygophyllaceae)
Elément SOUDANIEN	
<i>Allophyllus africanus</i> (Sapindaceae)	<i>Lannea</i> sp. (Anacardiaceae)
<i>Celtis integrifolia</i> (Ulmaceae)	<i>Mitragyna inermis</i> (Rubiaceae)
<i>Clematis hirsuta</i> (Ranunculaceae)	<i>Morella senegalensis</i> (Rubiaceae)
Combretaceae	<i>Prosopis africana</i> (Mimosaceae)
<i>Dombeya quinqueseta</i> (Sterculiaceae)	
Elément SOUDANO-GUINEEN	
<i>Adina</i> sp. (Rubiaceae)	<i>Hymenocardia acida</i> (Euphorbiaceae)
<i>Alchornea cordifolia</i> (Euphorbiaceae)	<i>Nauclea</i> sp. (Rubiaceae)
<i>Bridelia ferrugina</i> (Euphorbiaceae)	<i>Olea hochstetteri</i> (Oleaceae)
<i>Bridelia cf. B. scleroneura</i> (Euphorbiac.)	<i>Uapaca</i> sp. (Euphorbiaceae)
<i>Elaeis guineensis</i> (Palmae)	
Elément MONTAGNARD (Tibesti)	
<i>Artemisia</i> sp. (Compositae)	<i>Pentzia monodiana</i> (Compositae)
<i>Ephedra</i> sp. (Ephedraceae)	<i>Plantago</i> (Plantaginaceae)
<i>Erica arborea</i> (Ericaceae)	<i>Silene</i> sp. (Caryophyllaceae)
Groupe des Plantes HYGROPHILES	
<i>Cissus tibuensis</i> (Vitaceae)	<u>Spores</u>
<i>Hygrophila</i> sp. (Acanthaceae)	
<i>Ipomoea</i> sp. (Convolvulaceae)	<i>Azolla africana</i> (Azollaceae)
<i>Laurmbergia tetrandra</i> (Haloragaceae)	<i>Ceratopteris cornuta</i> (Adiantaceae)
<i>Ludwigia</i> sp. (Onagraceae)	<i>Ophioglossum</i> sp. (Ophioglossaceae)
<i>Nymphaea</i> sp. (Nymphaeaceae)	Spore monolète
<i>Polygonum</i> sp. (Polygonaceae)	
<i>Sesbania pachycarpa</i> (Papilionaceae)	

Tableau I: Taxons polliniques caractéristiques déterminés sur la coupe de Tjéri. Classement par Eléments et Groupes écologiques (Maley, 1970 ; 1972 ; 1981).

plus ou moins marquée de ces taxons dans les différentes zones climatiques du bassin du Tchad (Tableau I) (Maley, 1970 ; 1972 ; 1981). Les principaux résultats sont synthétisés sur la Figure 5 et seront discutés plus loin.

Les Formations sédimentaires de la fin du Pléistocène et de l'Holocène.

Une présentation synthétique des dépôts observés à travers le bassin du Tchad a été effectuée sur le Tableau I. Avant la grande phase aride de la fin du Pléistocène, datée approximativement de 20 000 à 13 000 ans BP (BP : années ¹⁴C avant le Présent) et appelée régionalement *Kanémien*, diverses formations lacustres ont été recensées dans la Cuvette Centrale. Vers la

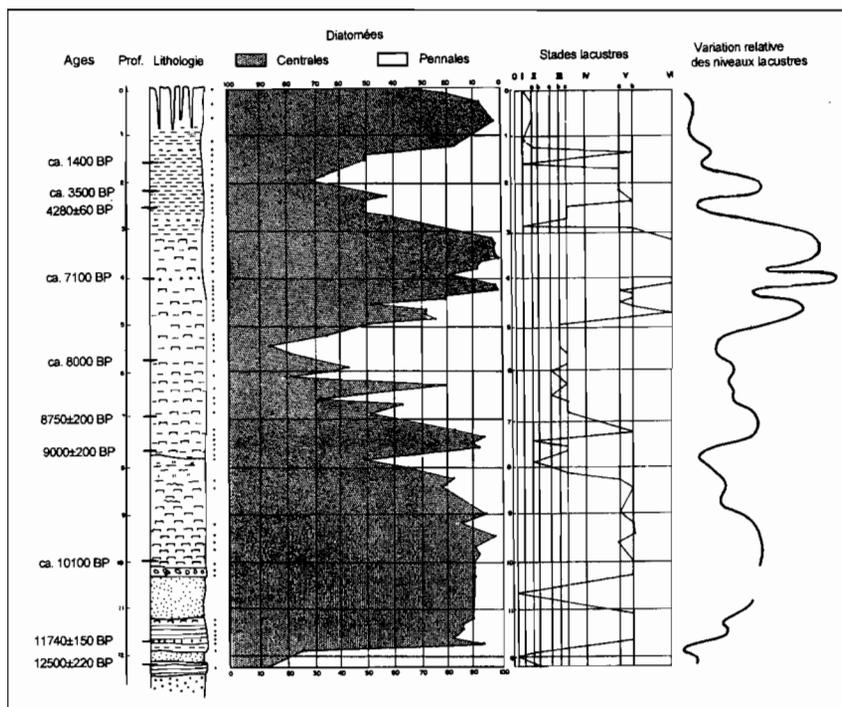


Figure 3 : Coupe de Tjéri (figure adaptée de Servant-Vildary, 1978, Fig. II, 12). De g. à dr., Ages : 5 datations au radiocarbone et dates interpolées pour quelques niveaux remarquables (Servant, 1973 ; Maley, 1981 et Fig. 5). Profondeur des niveaux. Diatomées Centrales : formes planctoniques ; diatomées Pennales : formes surtout littorales. Stades lacustres basés sur la variation des 6 Groupes de diatomées. La variation relative des niveaux lacustres est basée sur la synthèse des données diatomologiques et en partie sur des données géologiques et géomorphologiques (voir Servant, 1973 ; Martin, 1973 ; Maley, 1981 ; 1989).

base de la coupe de Tjéri (Fig. 2), on note la Formation de Kamala, rattachée au « Ghazalien », qui a été datée entre ca 40 000 et 20 000 BP (Servant, 1973). Toutefois vu les problèmes que posent parfois les datations au radiocarbone antérieures à ca 20 000 BP, il serait possible qu'une partie au moins de cette Formation lacustre soit plus ancienne et se rattache à l'Interglaciaire précédent, de ca 130 000 à 75 000 ans. Des formations lacustres similaires ont été retrouvées dans certaines dépressions du Niger oriental avec des hiatus stratigraphiques dus surtout à des phases arides ou (et) érosives (Servant, 1973 ; Baumhauer *et al.*, 1997). Corrélativement des formations fluviatiles variées, associées parfois à des paléosols, ont été décrites dans les massifs montagneux périphériques (Tab. II).

Durant la phase aride du Kanémien l'activité éolienne a été très intense dans les plaines du Tchad et du Niger oriental (M. et S. Servant, 1970; Servant, 1973; Rognon, 1989). Certaines formations éoliennes se sont alors étendues vers le sud, en particulier au Nord Cameroun jusque vers la latitude de 10°N (cf. l'Erg de Kalfou, Sieffermann, 1970; carte de Brabant et Gavaud, 1985) alors qu'actuellement l'activité éolienne ne dépasse pas, en moyenne, la latitude de 16°N (secteur de Koro-Toro sous l'isohyète *ca* 100 mm/an), soit donc une extension du Sahara vers le sud de près de 700 km. Paradoxalement, pendant cette époque très aride dans les plaines, des dépôts lacustres importants se sont formés dans les montagnes du Sahara central et méridional, particulièrement dans les cratères du Tibesti et du Djebel Marra, en rapport avec des pluies cycloniques liées à l'activité du Jet Stream Subtropical (Maley, 1981; 2000a; Tab. II). Corrélativement d'importants dépôts fluviaux ont été recensés au Tibesti, Hoggar, Air et jusqu'au Nord Cameroun (Jäkel, 1979; Durand *et al.*, 1983; Morel, 1983). Vers le sud du lac Tchad actuel, Durand et Mathieu (1980) ont mis en évidence des

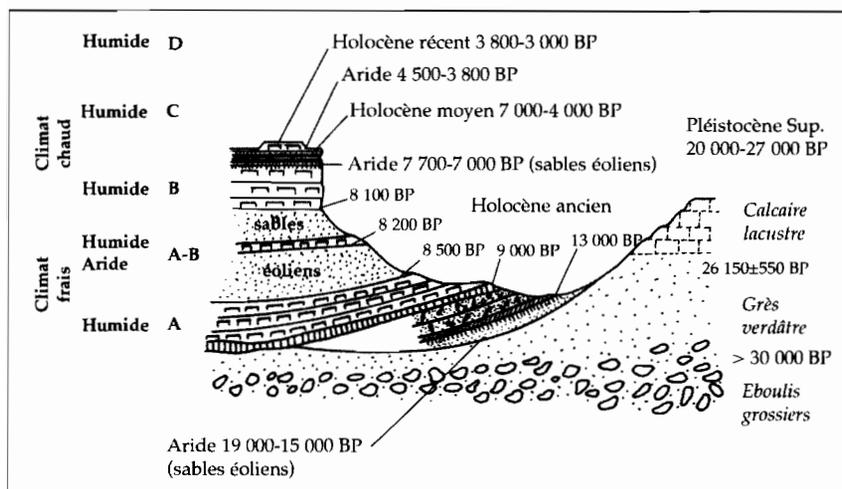


Fig. 4: Secteur occidental du bassin du Tchad (Erg du Ténéré, Niger oriental) — Dépôts du Quaternaire récent dans la dépression isolée de Dogomboulo près de Fachi (adapté de Maley, 1981, Fig. 3.6). L'Holocène a été subdivisé en 5 Membres, de A à D. La détermination de gros fragments de charbon de bois venant de la base du Membre C (Holocène moyen) et datés d'environ 7000 BP, a mis en évidence une riche végétation de type soudano-sahélien, témoignant ainsi pour cette époque d'une remontée vers le nord d'environ 500 km des zones climatiques et de végétation (Neumann et Schultz, 1987). Une occupation humaine datée d'environ 6850 BP et pouvant être rapportée au Néolithique « moyen », a été découverte interstratifiée dans cette coupe (Maley *et al.*, 1971) et décrite par Roset (1974; 1987).

dépôts fluviatiles qui, pour cette période, illustrent la poursuite des écoulements fluviatiles en provenance du sud du bassin.

Plus au nord, au Kanem, la phase aride du Kanémien s'est achevée vers 13 000 BP, comme l'atteste une formation lacustre de faible ampleur qui a été datée de 13 000 à 12 500 BP. Les résultats palynologiques et diatomologiques permettent de penser que les lacs de cette phase devaient être alimentés par la nappe phréatique et par des apports fluviatiles allochtones venant du sud du bassin (Maley, 1981). Durant cette période, la végétation sahélienne a effectué une timide apparition, ce qui témoigne aussi de quelques précipitations régionales. Cette phase humide qui a correspondu au premier retour bien marqué de la mousson, a été très générale en Afrique tropicale, depuis le Sahara méridional (Kanem, Aïr, etc.) jusque vers l'équateur où les pluies ont été surtout importantes. On peut ainsi noter une forte transgression du lac Barombi Mbo, dans la zone forestière de l'ouest Cameroun (Maley et Brenac, 1998a) et en Afrique orientale, un nouveau remplissage du lac Victoria qui s'était asséché pendant la longue phase aride précédente (Johnson *et al.*, 1996). Le nouveau débordement du lac Victoria et la reprise des pluies de mousson sur le Plateau éthiopien ont été responsables des plus fortes crues du Nil depuis la fin du Pléistocène (phase du « Nil Sauvage ») (Paulissen et Vermeersch, 1989). L'aridité est ensuite revenue dans toutes ces régions durant environ 2 millénaires, entrecoupée par quelques brèves phases humides. La variabilité climatique a été alors très forte surtout durant une période synchrone du Dryas Récent en Europe, entre *ca* 11 000 et 10 000 BP (Maley et Brenac, 1998a; Gasse *et al.*, 1990; Gasse, 2000).

C'est seulement vers 10 200–9900 BP qu'ont existé dans certaines dépressions isolées de la zone sahélienne des lacs de faible ampleur qui ont été alimentés essentiellement par les pluies régionales (Maley, 1981). La végétation sahélienne a pris durant cette courte période une première extension comparable à ce qu'elle sera ensuite à l'Holocène inférieur. Une brève phase aride bien marquée et centrée vers 9800–9700 BP se situe au tout début de l'Holocène avant la première grande transgression lacustre de l'Holocène inférieur qui a débuté vers 9500 BP et s'est poursuivie jusque vers 8500 BP (Servant, 1973; Maley, 1981) (Tab. II). C'est durant cette première phase humide que les étendues lacustres ont été les plus nombreuses et importantes au Sahel et au sud du Sahara. Dans la Cuvette Centrale du Tchad cette phase humide et celles qui se sont développées ultérieurement, en association avec des écoulements fluviatiles originaires du sud (complexe du Chari-Logone) et du nord (complexe fluviatile aboutissant au delta de l'Angamma) ont pu conduire à de très grandes étendues lacustres dénommées Paléotchad ou Méga-Tchad pour son extension maximum

PLÉISTOCÈNE supérieur											HOLOCÈNE											GLOBALES		SUBDIVISIONS														
GHAZALIEN					KANÉMIEN						NIGÉRO-TCHADIEN										RÉGIONALES		GÉOLOGIQUES															
38-	36-	34-	32-	30-	28-	26-	24-	22-	20-	19-	18-	17-	16-	15-	14-	13-	12-	11-	10-	9-	8-	7-	6-	5-	4-	3-	2-	1-	I. de crne III	I. de crne II	I. de crne I	Chronologie radiocarbone en BP (X1000)						
Lacustre					Aride					Lacustre					Grand Aride											Variations climatiques		Cuvette centrale du Tchad et axe du Bahr el Ghazal										
Série des Soulias (Sables éoliens et dépôts lacustres)					Série intermédiaire (Sables éoliens)					Formation lacustre de Tjéri											Formations																	
?					Grès et éboulis					Calcaire Lacustre					Grand Aride					Aride					Dépression isolée de Dogomboulo à Fachi		Partie occidentale du Bassin du Tchad (Niger oriental)											
?					Paléosols rouges « Peskéborien »					Séries détritiques											Série détritique et paléosols ferrugineux					Bénoué (Bassin amont)		Sud		Formations Fluviales de la périphérie du Bassin du Tchad								
Séries détritiques de base					Dunes rouges					?					Limons stratifiés et Vertisols « Bossumien » — Moyenne Terrasse					D					Basse Terrasse		Est											
?					Sédiments fins et stratifiés					Argiles					Sables et Grès					Limons, Encroûtements ferrugineux et Vertisols					Basse Terrasse (limons et sables)					Air								
?					Tibesti et Djebel Marra					Sédiments fins et stratifiés membre IA					Sédiments fins et stratifiés membre IB					Sédiments fins et stratifiés membre II					Séries détritiques et paléosols					Basse Terrasse (limons et sables)					Tibesti		Nord	
?					?					Diatomites					Diatomites					Diatomites					Diatomites					Basse Terrasse sableuse					Formations lacustres des Montagnes du Tibesti			
Bilma					Atérien					?					?					?					Néolithique					Extension Berbère au Niger					Préhistoire		Subdivisions principales	
Industrie à débitage levallois et à lames					?					?					?					« Moyen »					Ténérien					Âge du Fer								

Tableau II : Présentation schématique des principales Formations sédimentaires, des paléoenvironnements et des cultures préhistoriques du bassin du Tchad au Quaternaire récent. L'établissement de ce Tableau est basé sur les publications suivantes, Colonne 2 : subdivisions définies par Servant, 1973 - Colonnes 4 et 5 : Servant, 1973; Servant-Vildary, 1977; Servant et Servant, 1970; 1983; Maley, 1981; 1982; 1989; 1997; Durand, 1982; 1993; Durand et al., 1984; Gasse et al., 1990; Gasse, 2000 - Colonne 6 : Servant, 1973; Maley, 1981; Neumann, 1992 - Colonne 7 : Hervieu, 1970; Brabant & Gavaud, 1985; Maley, 1981 - Colonne 8 : Servant, 1973; Maley, 1981; Morel, 1983; Durand et al., 1983; Baumhauer, Morel et Tillet, 1997 - Colonnes 9 et 10 : Faure, 1969; Maley et al., 1970; Maley, 1977; 1981; 2000; Jakel, 1979 - Colonne 11 : Maley, Roset et Servant, 1971; Roset, 1974, 1983, 1987, 1995, 2000; Treinen-Claustre, 1977; 1982; Baumhauer, Morel et Tillet, 1997.

(Fig. 6). La mise en évidence, le positionnement altitudinal et la datation d'une seule ou de plusieurs phases successives du Méga-Tchad ont été une entreprise difficile et parfois controversée.

Le problème du Méga-Tchad et la question du « cordon périlacustre ».

• Historique des recherches

Vers le début du XXe siècle, Tilho (1925) a, le premier, montré qu'une ancienne grande extension lacustre, appelée « mer paléotchadienne », aurait occupé toute la partie la plus basse du bassin du Tchad. La description par Pias et Guichard (1957) d'un grand cordon sableux dans le sud du Tchad et au Nord-Cameroun en a apporté une preuve importante. Ces auteurs ont interprété cette ride, haute de 10 à 20 m et large de 1 à 5 km, comme étant un long cordon littoral périlacustre ayant délimité un grand Paléo-Tchad. Cette ride sableuse est constituée de matériaux très hétérogènes, d'origine largement fluviale et dont une partie aurait été remaniée par les vents. Ultérieurement Grove (1959) au NE du Nigéria et Pirard (1966) pour le Manga Nigérien ont décrit d'autres sections rélictuelles de ce cordon périlacustre. Enfin en 1967, Schneider a établi les contours du « *Paléotchad Maximum* » ou « *Méga-Tchad* » grâce à l'étude de photographies aériennes et à de nombreux contrôles au sol sur divers tronçons subsistants du cordon périlacustre (Fig. 6). Schneider (1967, 1968) a ainsi conclu que le Méga-Tchad se situait à une altitude voisine de 320 m. Au pied du cordon il a mis aussi en évidence un niveau relativement constant vers 305 m, qu'il a attribué à une formation de plage.

Une autre donnée importante concernant la réalité du Méga-Tchad et son altitude est à rattacher à l'endoréisme du bassin du Tchad. Toutefois cet endoréisme n'est pas total car une partie des eaux qui s'écoulent sur son flanc sud se déverse encore actuellement dans la Bénoué au sud de Bongor pour rejoindre l'Atlantique via le fleuve Niger (écrêtage des crues du Logone). Or dans l'angle sud du Méga-Tchad, entre Yagoua et Bongor (Fig. 6), existent les traces d'un ancien déversoir important, encore bien apparent, en direction du Mayo Kebbi et de la Bénoué, via les lacs allongés de Fianga et Tikem dont les rives pourraient correspondre à un ancien tracé fluviale (ancien affluent du Logone?) (Bouteyre *et al.*, 1964; Pias, 1970). Le point le plus haut du déversoir se situe au seuil de Dana dont l'altitude est d'environ 320 m (carte IGN et Schneider, *ibidem*). Cette dernière donnée a permis de confirmer que le niveau du Méga-Tchad se situait bien vers l'altitude de 320 m. Basé sur le tracé du cordon périlacustre, en partie

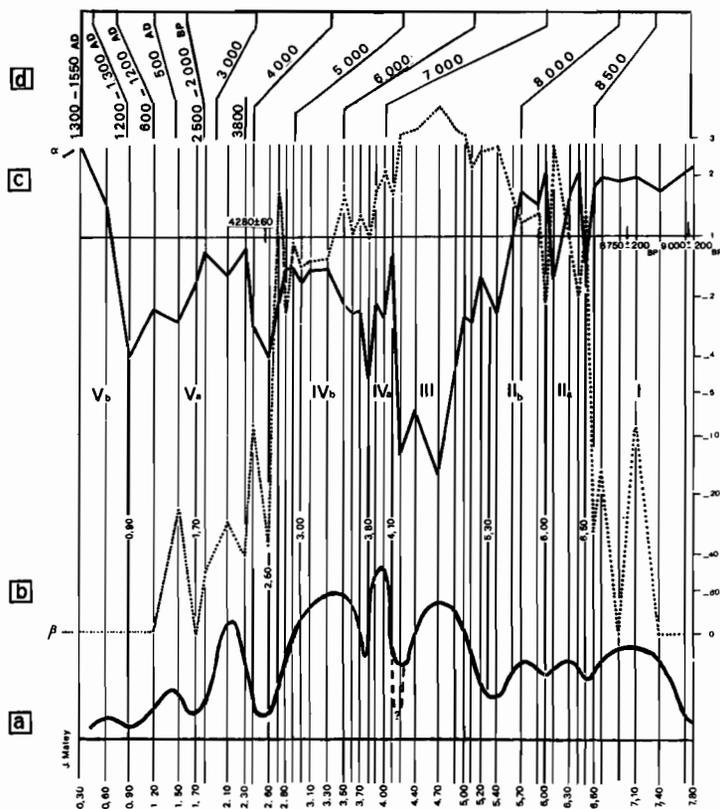


Figure 5: Coupe de Tjéri. Variation au cours de l'Holocène de la végétation et des niveaux lacustres dans la Cuvette Centrale du bassin du Tchad (figure adaptée de Maley, 1981 ; 1989). Etude des pollens (Maley, 1981) et des diatomées (Servant-Vildary, 1978).

a – En bas, niveaux en mètre (cf. Fig. 3). Courbe en trait gras: variation relative des niveaux lacustres d'après les diatomées et d'autres données (cf. Fig. 3).

b – Variation des pollens (% relatifs) de l'élément Soudano-Guinéen (pointillés); α , pourcentages actuels. Les courbes b et c ont été construites en utilisant le rapport à la moyenne avec une échelle logarithmique. L'élément Soudano-Guinéen se développe sous des pluviosités généralement supérieures à 1000 mm/an et actuellement dans la partie sud du bassin du Tchad. Les études effectuées sur l'Actuel dans le lac Tchad ont montré que les pollens rattachés à cet élément sont apportés au lac par le fleuve Chari: leur variation au cours du temps peut donc servir d'indicateur de la variation de l'importance relative des apports fluviaux au site étudié (Maley, 1972 ; 1981).

c – Variation des pollens (% relatifs) de l'élément Sahélien (trait continu); β , pourcentages actuels. L'élément Sahélien constitue l'essentiel de la végétation régionale du Kanem.

d – Chronologie basée sur 3 datations au radiocarbone (7,75m: 9000±200 BP; 7,0 m: 8750±200 BP; 2,50 m: datation inédite, 4280±60 BP, (Beta-93999), et sur des corrélations régionales avec divers événements remarquables (cf. Maley, 1981 ; 1989).

reconstitué pour les secteurs très érodés, Schneider (1967, 1969) a tracé les contours du Méga-Tchad (Fig. 6) et calculé que sa superficie aurait été d'environ 330 000 km², proche de celle de la Mer Caspienne. Le lac Tchad actuel qui s'est situé au XXe siècle. à une cote moyenne de 282 m et avec une superficie d'environ 20 000 km² (Olivry *et al.*, 1996), n'est donc qu'un stade relictuel du Méga-Tchad. L'alimentation fluviale du Méga-Tchad se faisait, entre autres, vers le sud par un très grand delta, dont les traces sont encore apparentes dans la topographie actuelle, et qui est l'aboutissement de l'axe fluviale majeur du Paléo-Chari.

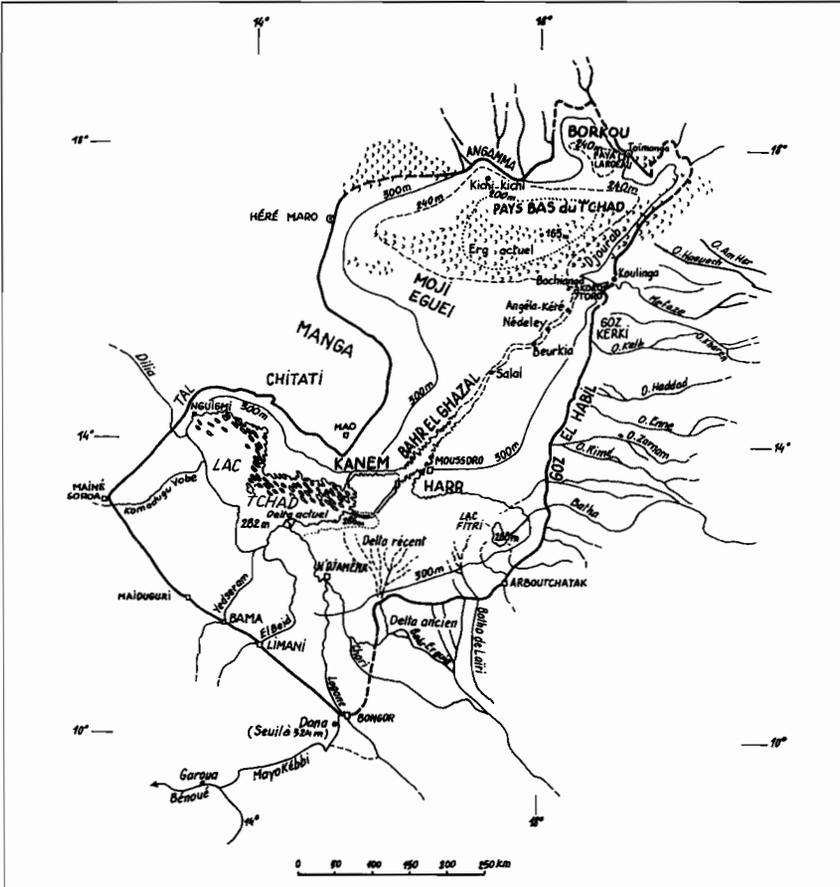


Figure 6 : Carte du Méga-Tchad vers 320 m basée sur la position du cordon sableux périlacustre (Schneider, 1969); toponymie complétée (extrait de Maley, 1981).

Ultérieurement *une controverse s'est développée* au sujet de l'altitude du cordon périlacustre, interprété comme correspondant au niveau du Méga-Tchad. Durand (1982) a présenté diverses critiques dont la principale conteste les altitudes assignées à certaines des parties ayant subsisté du cordon périlacustre. Il a ainsi avancé l'hypothèse que ce cordon correspondrait à de simples bourrelets de sable d'origine tectonique, résultant du rejeu d'anciennes failles, et par exemple, « avec un rejeu qui aurait eu une ampleur de 25 m environ, survenu peu après 6500 ans BP » (Durand, 1982). Ainsi, suivant cette hypothèse, il faudrait concevoir une néo-tectonique très active et de grande ampleur jusqu'au cours de l'Holocène, ce qui est rejeté par les spécialistes (R. Guiraud, commun. pers.) et aussi par des données obtenues récemment.

- *Données et Interprétations nouvelles.*

Toutefois des données nouvelles (Ghienne *et al.*, 2002 ; Schuster, 2002 ; Schuster *et al.*, à paraître ; Ghienne et Schuster, commun. pers.) mettent apparemment un point final à cette controverse en apportant des données indubitables en faveur du Méga-Tchad vers 320 m et aussi d'un autre niveau très général vers 305 m qui a été mis en évidence par télédétection. Ces auteurs ont montré que le niveau vers 305 m a correspondu à une terrasse d'érosion extrêmement étendue et régulière sur la quasi totalité du pourtour des Pays-Bas du Tchad (300x400 km), en s'étendant à la partie orientale du Méga-Tchad ; la largeur moyenne de cette terrasse est d'environ 50 km, pour atteindre par endroits plus de 100 km (Ghienne *et al.*, 2002). Cette terrasse d'érosion, qui est à mettre en parallèle avec la plage décrite par Schneider (1968), s'est formée par l'action des vagues à l'approche de la bordure d'un grand lac (Ghienne *et al.*, 2002).

Concernant le cordon sableux culminant vers 320 m, Schuster *et al.* (1999) et Ghienne *et al.* (2002) ont été apportées des précisions importantes grâce à des études stratigraphiques et sédimentologiques détaillées effectuées sur des portions du cordon situées à l'est de Koro-Toro. Ces auteurs ont montré qu'il ne s'agissait pas d'un cordon littoral formé en arrière du rivage mais de grandes îles sableuses à la forme allongée qui se sont formées en avant du rivage et dont le sommet devait affleurer le niveau du lac. De ce fait le sommet du cordon devait correspondre au niveau du paléo-lac. Dans la partie sud du Méga-Tchad, du fait d'une forte dérive littorale due aux vents dominants, les îles auraient fini par se rejoindre pour former un long cordon épousant, mais à une certaine distance en avant du rivage, les contours du Méga-Tchad. L'alimentation en sable de ce cordon devait se faire originellement surtout par les apports fluviaux. Une conséquence des résultats de Ghienne *et al.* (2002) concerne la géomorphologie

du Méga-Tchad. En effet étant donné que le cordon sableux se serait développé un peu en avant du rivage pour former une succession d'îles formant barrière, reliées souvent entre elles, la résultante aurait été une sorte de « lido » derrière lequel, en direction des terres émergées, auraient existé de grandes lagunes allongées. Pour une comparaison actuelle, on pourrait par exemple considérer, mais à une tout autre échelle, le lido qui s'étend le long des côtes du Languedoc-Rousillon, en avant d'une succession de grandes lagunes. On voit donc ainsi que la carte de Schneider (1967, 1969) devra être retouchée car elle ne correspondrait qu'à un état minimum qui ne tient pas compte des lagunes périphériques qu'il faudra essayer de reconstituer.

Au nord du Méga-Tchad (Fig. 1 et 6) un cordon continu sur plus de 150 km, composé surtout par des sédiments grossiers (galets et graviers), a été observé sur le sommet des dépôts du delta de l'Angamma. Ces dépôts, épais de plus de 30 m, ont été datés à la base, sur coquilles, de 9260 ± 140 ans BP alors que le sommet n'était plus fonctionnel vers 6050 ± 150 BP (datation d'un nodule calcaire; Servant *et al.*, 1969; Servant, 1973). Étant donné que, pour ces auteurs, ce cordon était alors considéré comme formé *en arrière* du rivage du Méga-Tchad, de ce fait, et vu la continuité du cordon, ils avaient conclu que durant la phase du Méga-Tchad les apports fluviaux du Tibesti n'atteignaient plus l'Angamma. Toutefois, suite au fait que ce cordon est maintenant considéré comme ayant résulté de la fusion d'îles-barrières formées *en avant* du rivage (cf. *supra*), la présence d'un cordon continu est maintenant en faveur d'une alimentation du Méga-Tchad par le nord, durant la période d'édification du delta. Ergenzinger (1978) a montré que les dépôts constituant le delta de l'Angamma représentent l'aboutissement de ceux de la Terrasse Principale du grand fleuve Misky-Domar. Maley (1981 ; 2000a) a montré que cette Terrasse Principale correspond aux dépôts de la « Moyenne Terrasse » qui se retrouvent à travers tout le Massif du Tibesti et à des formations similaires dans les autres Massifs montagneux du Sahara central (Tab. II). Les différentes Séquences sédimentaires qui forment cette Moyenne Terrasse ont pu être datées précisément, en particulier la dernière très grossière qui en constitue le sommet, de *ca* 7100 à 6500 BP (Maley, 1981 ; 2000a). On peut donc maintenant conclure que le Méga-Tchad était aussi alimenté par des apports fluviaux venant du Tibesti, particulièrement par le delta de l'Angamma, et cela jusque vers 6500 BP.

Une seconde étude (Schuster *et al.*) a mis en évidence 2 niveaux remarquables sur les flancs des trois inselbergs rhyolitiques du Hadjer el Khamis qui se trouvent au nord de N'Djaména et qui culminent entre 418 et 378 m. Ces inselbergs de roches cristallines devaient former des îles vers le sud du Méga-Tchad. Tout d'abord un *conglomérat de type côtier* a été

observé sur le flanc inférieur de ces inselbergs. Le sommet du conglomérat se situe vers 305 m, au niveau d'une première rupture de pente qui, vers le haut, prend un angle de *ca* 45°. Ce niveau correspond donc à celui de la terrasse d'abrasion décrite ci-dessus. Plus haut sur ces inselbergs se trouve une seconde rupture de pente appelée « *cliff-platform junction* », vers l'altitude de constante de 325 m qui peut donc être rattachée au niveau maximum du Méga-Tchad contrôlé par le seuil du Mayo-Kebbi.

Des recherches géologiques ont été effectuées au Niger oriental par Durand et ses collègues (1984), entre Nguigmi et Mainé-Soroa, au nord-ouest du lac Tchad actuel. D'un point de vue géomorphologique cette région est limitée vers l'ouest par un grand cordon sableux, appelé *cordon de Tal*, qui culmine vers 320 m (Fig. 6). Un des résultats des recherches de Durand et de ses collègues (*ibidem*) a été de mettre en évidence, au pied du cordon de Tal et au nord-est de Nguigmi, un vaste replat allongé, dénommé Plateau de Mitimi, qui se situe vers l'altitude de 300–305 m. Ces auteurs (*ibidem*) le décrivent comme étant « une ancienne plage lacustre... qui a été le siège d'une transgression lacustre comme en témoigne la présence fréquente de coquilles à la surface de ce plateau. » Cependant, comme l'altitude de ce niveau ne cadrerait pas avec les hypothèses de ces auteurs, ceux-ci ont estimé qu'il aurait été soulevé tectoniquement d'environ 25 m. Or, on l'a vu plus haut, et contrairement à l'hypothèse de Durand (1982), les nouvelles données présentées par Ghienne, Schuster et leurs collègues (*ibidem*) montrent que la régularité et la grande extension d'une terrasse d'érosion située vers 305 m conduisent à conclure qu'il s'agit d'un niveau de stationnement important de ce grand paléo-lac. De plus, ultérieurement, Durand (1993) a obtenu une datation de 6950±240 ans BP sur des coquilles prélevées dans une lumachelle en place sur ce plateau. Cette datation montre que le niveau *ca* 305 m est contemporain de la phase Méga-Tchad datée de *ca* 7100–6700 BP (cf. *infra*).

Pour rendre compte de la terrasse d'érosion situé vers 305 m, niveau relativement constant situé environ 15 m plus bas que le niveau « maximum » du Méga-Tchad vers 320 m, plusieurs hypothèses sont possibles. L'hypothèse de Ghienne *et al.* (2002) suivant laquelle, durant des phases Méga-Tchad, ce niveau aurait résulté d'une érosion sub-aquatique, sous 15 m d'eau, paraît peu crédible, vu en particulier l'observation de niveaux conglomératiques situés vers 305 m autour de l'Hadjer el Khami. Deux autres hypothèses pourraient être formulées. La première serait que le niveau de 305 m aurait correspondu au point bas du cycle annuel ou d'un cycle pluri-annuel du Méga-Tchad vers 320 m. Un écart saisonnier de *ca* 15 m semble important par comparaison aux écarts annuels affectant le lac Tchad actuel, qui, suivant les années, sont au maximum de 1m à 3m

(Olivry *et al.*, 1996). Des recherches concernant la modélisation du bilan hydrologique du Méga-Tchad (cf. Tetzlaff et Adams, 1983) pourront peut-être apporter des éléments pour faire avancer cette question. L'écart de *ca* 15 m pourrait être aussi cyclique à plus long terme, ce qui rejoindrait l'hypothèse d'un niveau régressif avancé par Schuster et ses collègues (à paraître). Une autre hypothèse serait de considérer que le niveau de 305 m ait été le niveau d'équilibre pour certaines phases du Paléotchad. Toutefois, on pourrait argumenter que, si durant le stade du Méga-Tchad vers 320 m il s'est créé un long cordon lacustre formé par la coalescence ou l'individualisation de nombreuses îles-barrières dont le sommet se situait près de la surface du Paléotchad maximum, il faudrait que durant les stades vers 305 m il se soit aussi formé tout un chapelet d'îles-barrières vers cette dernière altitude, ce qui n'est pas le cas sur quasiment l'ensemble du périmètre possible d'un Paléotchad vers 305 m. Toutefois dans la partie orientale du Méga-Tchad, entre Koro-Toro et le nord du lac Fitri, on trouve quelques cordons sableux discontinus vers 305 m (cf. carte IGN au 200 000ème, feuille de Nédeley), mais ces derniers correspondraient plutôt à un faciès régressif du Méga-Tchad.

Dans la partie sud-ouest du Méga-Tchad, au Nord-Cameroun et au NE du Nigéria, les cours d'eau qui recoupent le cordon sableux ont dégagé des coupes intéressantes (Fig. 6). Régionalement ce cordon est appelé « Bama Ridge » au Nigeria (cf. Grove, 1959 ; Pullan, 1964 ; Thiemeyer, 1992). Suivant les points, ce cordon est large de 300 m à plus d'un kilomètre. Sur la rive gauche du Mayo Ranéo, à Pété (nord Maroua ; Maley, inédit), le cordon est constitué par une Formation sableuse épaisse de 8 à 10 m et de couleur dominante ocre jaune. Cette Formation repose sur un paléosol relativement compact, de couleur rouille avec des taches blanchâtres. La rivière est encaissée de 3 à 4 m par rapport au niveau supérieur du paléosol. La Formation sableuse du cordon a une forme d'ensemble dissymétrique, avec une pente relativement forte vers le NE (dénivelé d'environ 6 à 8 m sur *ca* 50 m) et une pente douce vers le SW, c'est-à-dire vers l'extérieur du paléolac. Un sol brun, contenant par endroits des tessons de poterie, occupe le sommet sur environ 1 mètre d'épaisseur. Sous ce sol et sur plus de 4 m apparaissent clairement de fines laminations régulières marquées par l'alternance d'un fin niveau un peu induré de 1 à 3 mm d'épaisseur, de couleur ocre foncé, suivi par un niveau moins consolidé et plus clair, d'épaisseur comparable. Les laminations peu indurées, particulièrement bien développées sur une centaine de mètres à partir du front NE du cordon, auraient pu se former durant la ou les phases vers 305 m (cf. supra) et résulter d'un puissant vannage éolien survenant durant la saison sèche. Ensuite, les pluies saisonnières auraient pu remanier en partie ce premier

dépôt et ainsi causer la formation du niveau légèrement induré de couleur plus foncée. Vers l'extrémité SW cette Formation est épaisse de 3-4 m mais le nombre des laminations se réduit à 20–25 m, en même temps que leur épaisseur a beaucoup augmenté; elles forment ici des couches bien délimitées épaisses de 10 à 15 cm. Dans ce secteur distal, cette séquence laminée ne repose pas sur le paléosol signalé plus haut mais sur de grosses lentilles allongées de graviers qui sont visibles sur une cinquantaine de mètres juste au-dessus du lit du Mayo. Ces derniers dépôts seraient à assimiler à de classiques « basal transgressive sands » (cf. Ghienne *et al.*, 2002).

Au Nigéria voisin, sur une coupe du Bama Ridge située à Konduga, à environ 30 km au SE de Maiduguri, Thiemayer (1992, 1997) a retrouvé certaines des caractéristiques observées à Pété, i. e. au sommet un sol brun sur *ca* 1, 50 m, en-dessous des laminations relativement épaisses et dans la partie inférieure, des sédiments plus grossiers présentant des stratifications croisées. Dans le paléosol brun qui scelle le cordon, Thiemayer (1992, 1997) et Breunig *et al.* (1996) ont trouvé des tessons de poterie de type « Néolithique ancien », caractérisés par un décor assez classique de lignes pointillées et ondulées (dotted wavy line). Des charbons de bois associés ont fourni 2 datations voisines de 6340±250 ans et 6180±60 ans BP qui datent probablement le début de la formation du paléosol. Ce résultat est important car il apparaît ainsi clairement que l'édification du cordon sableux ainsi que le remaniement éolien de sa partie supérieure étaient achevés lorsque ce paléosol s'est mis en place vers 6400–6200 BP.

Discussion sur les phases possibles du Méga-Tchad.

À la lumière des derniers résultats qui ont été résumés ci-dessus, il est intéressant d'examiner à nouveau les principales données sur lesquelles ont été basées les variations des niveaux lacustres dans la Cuvette Centrale. L'examen des dépôts lacustres du site majeur de Tjéri montre qu'après l'achèvement de la phase aride du Kanémien, ceux-ci ont débuté vers 13 000 BP. La courbe diatomologique des niveaux lacustres établie par Servant-Vildary (1978) (Fig. 3) met en évidence 6 maximum relatifs. En utilisant la chronologie reconstituée par Maley (1981) et aussi grâce à une datation inédite bien placée obtenue plus récemment (Fig. 5), les 3 plus hauts niveaux se situent entre *ca* 7700–7400, 7100–6600 et 6000–5500-BP (Fig. 5). Les 3 autres hauts niveaux relatifs sont centrés sur *ca* 10 200–9900; 9300–8500 BP; et un dernier à l'Holocène récent entre *ca* 3700 et 3000 BP. Pour la plupart, ces divers hauts niveaux ont été aussi caractérisés par l'étude stratigraphique de diverses coupes relevées à travers la Cuvette Centrale (Servant, 1973; Maley, 1981). La datation de certaines de ces coupes a apporté des précisions chronologiques qui, par comparaison avec

la courbe des niveaux lacustres de Tjéri, ont ainsi permis de valider et de préciser les attributions chronologiques données aux différentes sections de cette coupe (Fig. 5).

Des recherches géomorphologiques ont aussi été effectuées par Martin (1973) dans l'interdune de Tjéri afin d'étudier l'extension latérale des différentes phases lacustres (Fig. 2). Le sommet des anciennes dunes qui ont été réactivées durant la phase aride du Kanémien (Servant et Servant, 1970; Servant, 1973), a été ultérieurement aplani pour former une surface régionalement très constante, le Plateau du Harr, vers l'altitude de 300/305 m (cf. Fig. 6 et cartes IGN). Les dépôts lacustres les plus élevés que Martin (1973) a retrouvé vers le haut de l'interdune de Tjéri et pour lesquels il a estimé que le niveau lacustre aurait submergé le sommet des anciennes dunes, étaient ceux de la phase qui a été datée de *ca* 7100–6600 ans BP par Maley (1981, 1989). L'examen des cartes topographiques régionales montre que cet aplanissement constitue en fait le prolongement vers le sud de la grande terrasse d'érosion décrite par Ghienne et ses collègues (2002) dans la partie orientale du Méga-Tchad et qu'ils ont situé vers 305±5m. Ces données venant de Tjéri apportent des arguments supplémentaires pour montrer que cette grande terrasse se serait formée durant cette phase du Méga-Tchad – ou tout au moins qu'elle aurait été alors fortement réactivée. En effet, étant donné que le substrat est constitué par d'anciennes dunes qui ont été remaniées durant le Kanémien, sa période de formation ne peut dater que de la, ou des phases Méga-Tchad survenus au cours de l'Holocène moyen.

Plusieurs données et datations précises convergent donc pour situer une phase du Méga-Tchad entre 7100 et 6600 BP :

- les données diatomologiques et polliniques obtenues pour les dépôts holocènes de Tjéri qui ont été datées par le radiocarbone ou par interpolation (Fig. 3, 4);
- un paléosol scellant le fonctionnement du « Bama Ridge » qui a été daté au minimum de 6340±250 et 6180±60 ans BP;
- la Séquence grossière qui constitue le sommet de la Moyenne Terrasse du Tibesti, datée de *ca* 7100 à 6500 BP, est synchronique de la Série grossière qui constitue le sommet du delta de l'Angamma;
- le niveau daté de 6950±240 ans BP sur le Plateau de Mitimi indique clairement que cette terrasse d'érosion vers 305 m est à rattacher à cette phase du Méga-Tchad;
- le Plateau du Harr qui se trouve vers l'altitude de 300/305 m et où est inclus l'interdune de Tjéri, a été probablement façonné durant cette phase.

Donc s'il paraît clair que la phase humide *ca* 7100–6600 BP a bien correspondu à une phase du Méga-Tchad, comme cela avait déjà été avancé par Maley (1989), quant est-il des 2 phases qui l'encadrent : *ca* 7700–7400 et 6000–5500 BP ?

Pour essayer de répondre à cette question, le fonctionnement paléoclimatique de ces 3 phases pourrait apporter des informations importantes. Concernant les variations du niveau lacustre, les données diatomologiques principales obtenues à Tjéri sont comparables entre elles (Fig. 3). Par contre, d'un point de vue paléoclimatique, des différences majeures existent entre ces 3 phases, comme le montre clairement la variation des principales courbes polliniques (Fig. 5) qui, en plus de la végétation, apportent aussi des informations sur l'alimentation fluviale et sur la répartition des pluies à travers le bassin (Maley, 1981).

La phase 7100–6700 BP a été effectivement la plus favorable d'un point de vue climatique. La courbe des plantes de type sahélien, et en particulier celle des arbres sahéliens, présente alors un pic très net, ce qui signifie des pluies régionales relativement importantes (Maley, 1981). De plus, dans les petites dépressions du Niger oriental, à Termit et à Fachi, on note durant cette phase des dépôts lacustres relativement importants (Tab. II). À Dogomboulo près de Fachi, la détermination de gros fragments de charbon de bois venant d'un niveau daté d'environ 7000 ans BP, a mis en évidence une riche végétation de type soudano-sahélien (Fig. 4; Neumann, 1992), témoignant ainsi d'une remontée de cette végétation vers le nord, ce qu'on peut mettre en parallèle avec les données polliniques de Tjéri. Tout cela ne peut s'expliquer que par un fort accroissement régional des pluies. Les sédiments grossiers qui constituent le sommet des dépôts du delta de l'Angamma témoignent de fortes pluies de mousson sur le Tibesti, ce qui implique une nette remontée de la ZCIT sur le Sahara central (Maley, 2000a). Ensuite la courbe des pollens de type soudano-guinéen (Fig. 5) qui correspondent à une végétation allochtone méridionale (plantes de type soudano-guinéen) a résulté de l'apport de ces pollens par les fleuves venant du sud du bassin (voir paragraphe suivant). Cette courbe traduit donc l'importance relative des apports fluviaux qui, pour cette phase, n'étaient pas alors à leur maximum mais cependant à un niveau élevé. La conjonction de ces 3 sources (pluies régionales et apports fluviaux venant du sud et du nord) peut donc expliquer pourquoi cette phase a correspondu à un Méga-Tchad. D'après diverses données venant de la coupe de Tjéri et d'autres coupes observées dans la Cuvette centrale, une discontinuité liée à une phase érosive se situe entre cette phase lacustre et la précédente (Maley, 1981) (Fig. 5).

La phase 7700–7400 BP est très spéciale d'un point de vue paléoclimatique. Vers le nord, la continuité des dépôts du delta de l'Angamma indique clairement une alimentation fluviale en provenance du Tibesti (cf. *supra*), mais toutefois cette alimentation a dû être réduite car le climat devait y être alors relativement sec comme l'indique la formation de croûtes calcaires qui caractérisent cette période (Maley, 1981 ; 2000a ; Tab. II). Vers le centre du bassin, les courbes polliniques du site de Tjéri montrent que durant cette période la végétation régionale de type sahélien a été très réduite (Fig. 5), indiquant donc une phase aride régionale. Cette phase aride est confirmée par la mise en évidence au Niger oriental d'une phase très nette de réactivation dunaire qui a culminé vers 7500 BP (Servant, 1973 ; Baumhauer *et al.*, 1997). Cette date calibrée (*ca* 8200 ans calendaires BP) a correspondu précisément à une brève phase de refroidissement de l'Hémisphère nord, bien caractérisée au Groenland et en Europe (Von Grafenstein *et al.*, 1998). La forte réactivation éolienne au Sahara est donc à associer à ce refroidissement car il y a un lien direct entre la descente vers le sud des « gouttes d'air polaire » et l'accélération de l'harmattan (cf. Maley, 1981 ; 1982 ; Leroux, 1996). Mais à Tjéri la courbe des pollens de type soudano-guinéen a été en même temps à son maximum (Fig. 5), indiquant donc des apports fluviaux très importants (sur la question du « marquage » pollinique des apports fluviaux, voir Maley, 1972 ; 1981). Une confirmation indirecte est fournie par les apports fluviaux en mer du fleuve Niger dont le haut bassin est à une latitude voisine de celui du Tchad. Basé sur des mesures isotopiques effectuées sur une carotte sédimentaire prélevée dans le delta sous-marin de ce fleuve, il apparaît clairement que les apports fluviaux ont été maximum entre *ca* 8500 et 6500 BP (Pastouret *et al.*, 1978). Ce maximum correspond quasi exactement au maximum de la courbe des pollens de type soudano-guinéen, ce qui montre bien que cette courbe permet de caractériser l'importance relative des apports fluviaux d'origine méridionale (Maley, 1981). Concernant la station de Tjéri, on peut donc conclure que les sédiments lacustres qui se sont formés à cette époque, se sont déposés dans un milieu régionalement très aride et qu'ils ont résulté très largement de la recrudescence d'apports fluviaux allochtones venant du sud ; les apports venant des montagnes du nord du bassin du Tchad, en particulier du Tibesti, ont dû être alors plutôt faibles.

D'un point de vue paléoclimatique, cette situation traduit un déphasage climatique complet entre, d'une part la partie centrale et le nord du bassin du Tchad où s'étaient développées des conditions très arides à relativement sèche sur le Tibesti, et d'autre part la partie méridionale du bassin où les fleuves Chari et Logone prennent leur source, et où donc a dû intervenir un très fort accroissement des précipitations. Durant la période

contemporaine certains climatologues ont décrit de tels déphasages basés sur l'évolution annuelle des enregistrements pluviométriques et d'autres données climatiques (Leroux, 1996 voir Fig. 84 ; Moron, 1994). Une telle situation pourrait schématiquement intervenir lorsque la Zone de Convergence Intertropicale est « bloquée » vers les basses latitudes lors de certaines phases de refroidissement sur l'Hémisphère Nord (Lamb, 1982). En conclusion l'hypothèse pourrait être proposée suivant laquelle la phase lacustre 7700–7400 BP ait correspondu aussi à une phase Méga-Tchad. Les formations sédimentaires construites durant cette phase, particulièrement les îles-barrières, auraient pu être remaniées durant la phase suivante (7100–6700 BP).

La phase 6000–5500 BP est la moins bien connue. Tout d'abord les données venant du delta de l'Angamma montrent clairement que l'alimentation venant du nord avait alors cessé. Vers le centre du bassin, les courbes polliniques de Tjéri (Fig. 5) montrent que cette phase s'est produite lorsque la végétation sahélienne était relativement bien développée, ce qui a donc correspondu à des pluies régionales conséquentes. La courbe des apports fluviaux venant du sud (courbe des pollens de type soudano-guinéen) se situait encore à un niveau relativement élevée, indiquant donc des apports fluviaux importants. Au Niger oriental c'est entre *ca* 6000 et 4500 ans BP que se sont formés des sols de type ferrugineux tropicaux qui ont évolué parfois en cuirasses ferrugineuses (Tab. II, colonnes 6, 7, 8). Cela correspond bien à une pluviosité régionale relativement importante mais toutefois associée à une longue saison sèche et à une évaporation qui devait se rapprocher des valeurs actuelles (Maley, 1981). Postérieurement à 5500 ans BP les conditions humides ont décliné progressivement. Ce déclin s'est accéléré à partir de *ca* 4500 ans BP pour culminer lors d'une phase très aride qui a affecté toute l'Afrique nord tropicale entre 4000 et 3800 ans BP (Maley, 1997 ; Gasse, 2000). Il est intéressant de noter que l'accentuation de l'aridité à partir de *ca* 4500 BP et sa phase maximum vers 4000/3800 BP se corrèle avec une phase de refroidissement très marqué des températures de surface de l'Océan Atlantique au large de l'Afrique de l'Ouest (De Menocal *et al.*, 2000). En conclusion il ne semble pas possible d'estimer que cette dernière phase lacustre, en particulier lors de son maximum (6000–5500 BP), ait été un Méga-Tchad. En particulier le fait que le paléosol qui scelle le cordon sableux au Nigéria soit daté d'environ 6300 BP (voir plus haut) empêche, *a priori*, tout autre réactivation plus récente du cordon sableux et donc des phases Méga-Tchad plus récentes que celle datée de *ca* 7100 à 6700 BP.

Mise en évidence d'une Séquence sédimentaire type

Les dépôts d'âge Mio-Pliocène qui sont situés à la périphérie de Koro-Toro et qui ont livré depuis quelques années des restes d'Australopithèques (Brunet *et al.*, 1995 ; 2002), ont fait l'objet d'études stratigraphiques et sédimentologiques détaillées (Düringer *et al.*, 2000 ; Schuster, 2002). Ces recherches ont mis en évidence des successions sédimentaires relativement similaires entre elles, ce qui a conduit à la *description d'une séquence type* (Düringer *et al.*, 2000) (Fig. 7). De la base au sommet, cette Séquence type est composée d'abord par des diatomites puis par des argiles qui correspondent à des dépôts lacustres transgressifs (phase humide). Ensuite s'est déposée une épaisse série gréseuse assimilée à des faciès fluviaux éphémères (phase semi-aride). La Séquence s'achève par la mise en place de sables éoliens impliquant donc une phase désertique. Des comparaisons seraient envisageables entre cette Séquence type et les oscillations du Paléotchad durant certaines parties du Quaternaire récent.

Bien que la longueur temporelle d'une telle Séquence type ne soit pas connue, les caractéristiques sédimentologiques présentées ci-dessus permettent de la comparer assez précisément avec la succession des principales phases transgressives et régressives de l'Holocène moyen et récent qui ont été mises en évidence sur la coupe de Tjéri (Fig. 5) et en d'autres points du bassin du Tchad (Cuvette centrale et Niger oriental).

- Le début de la phase humide de la Séquence type, formée par des diatomites qui se déposent « sur des faciès totalement désertiques », peut se comparer aisément avec la phase lacustre datée de *ca* 7700 à 7400 ans BP dont on a indiqué plus haut que les sédiments se sont déposés dans un milieu régional très aride grâce à d'importants apports fluviaux allochtones.

- Ensuite, se déposent les argiles lacustres de la Séquence type qui peuvent se comparer avec la phase lacustre du Méga-Tchad intervenue entre *ca* 7100 et 6600 BP. Cette phase lacustre maximum a résulté de la conjonction de pluies régionales et d'apports fluviaux allochtones sud et nord.

- L'épaisse série gréseuse suivante de la Séquence type, formée en milieu semi-aride, peut être comparée à la phase lacustre qui a suivi et dont le maximum relatif est intervenu entre *ca* 6000 et 5500 BP, pour se poursuivre en déclinant jusque vers 4500 BP. Le milieu semi-aride est bien caractérisé par les sols de type ferrugineux tropicaux qui se développent uniquement sur des substrats sableux (Maley, 1982) et les cuirasses ferrugineuses observées au Niger oriental pour cette époque (Tab. II).

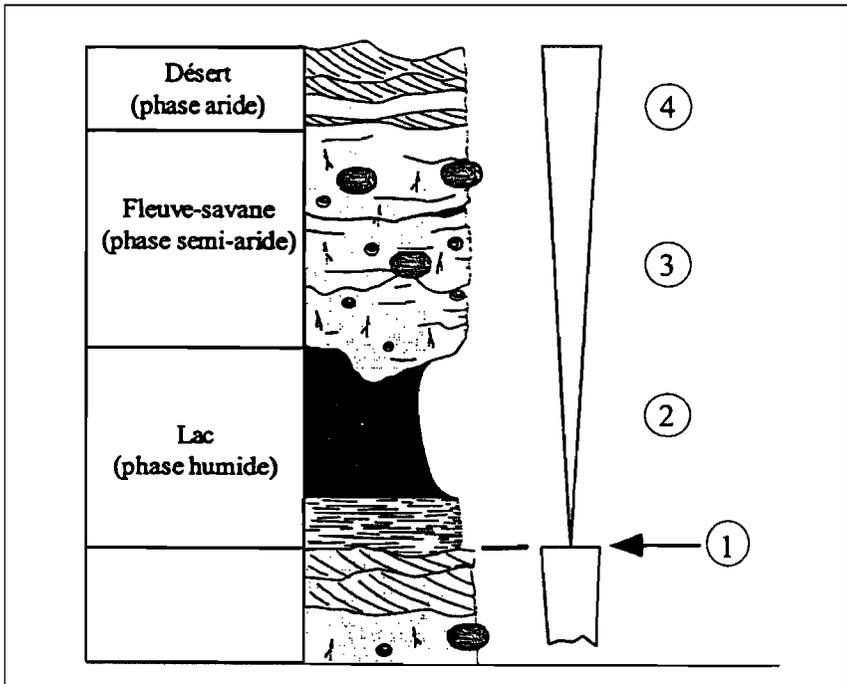


Figure 7 : Séquence sédimentaire type dans les dépôts pliocènes du nord du Tchad (Durringer et al., 2000). Cette Séquence repose sur une discontinuité (1) et, de la base au sommet, est composée d'abord (2) par des diatomites puis par des argiles (dépôts lacustres transgressifs), ensuite (3) par une épaisse série gréseuse (faciès fluviatiles éphémères) et enfin (4) par des sables éoliens de type désertique.

- La Séquence type s'achève par le retour des conditions arides comme cela a été le cas à Tjéri entre 4000 et 3800 BP.

- La comparaison peut se poursuivre avec le début d'une nouvelle séquence type puisqu'à Tjéri une nouvelle phase lacustre (ca 3700–3000 BP) est transgressive sur les faciès régressifs précédents (Fig. 3 et 5); sur certaines coupes, comme près de Koro-Toro, cette phase lacustre est transgressive sur des dépôts éoliens (Servant, 1973). Toutefois il y a une différence fondamentale entre la phase lacustre de ca 7700-7400 BP et celle de ca 3700–3000 BP. En effet les dépôts lacustres de la première phase sont intervenus dans un environnement régional très aride, alors que ceux de la seconde phase se sont produits dans un environnement régional relativement humide comme le montrent d'une part les données polliniques (maxi-

mum relatif de la courbe des pollens sahéliens) (Fig. 5) et d'autre part les nombreux dépôts lacustres datés de cette époque dans diverses dépressions du Niger oriental (Servant, 1973) (Tab. II). La comparaison avec la Séquence type semblerait pouvoir encore se poursuivre pour la phase semi-aride suivante, à comparer avec les dépôts plus récents que *ca* 3000 ans BP, mais de nouvelles recherches sur le terrain seraient nécessaires pour en préciser la sédimentologie.

En conclusion on voit donc que la Séquence type peut se comparer assez étroitement avec la succession des phases lacustres du Paléotchad au cours de l'Holocène moyen, entre *ca* 7700 et 3000 BP. Cette comparaison montre que la Séquence type aurait donc dans ce cas une durée d'environ 3700 ans ¹⁴C (soit *ca* 4100 années calendaires, après calibration : cf. Stuiver et Becker, 1993), mais d'autres harmoniques temporelles seraient possibles, avec des phases nettement plus longues ou encore d'autres plus courtes, comme par exemple durant le dernier millénaire (cf. Raymo *et al.*, 1998).

Les dépôts du nord du Tchad dans lesquels la Séquence type a été décrite, montrent clairement que des systèmes de type Méga-Tchad ont dû exister dès la fin du Miocène (Düringer *et al.* 2000; Schuster, 2002; Vignaud *et al.*, 2002). Il faut aussi rappeler que des séries continentales d'âge comparable à celles du nord du Tchad ont été décrites par divers auteurs dans le sud et le centre du bassin du Tchad, particulièrement les séries fluviales et lacustres de la « Chad Formation » au NE du Nigéria, composée surtout par des argiles et des diatomites, et avec des faciès plus sableux vers la base (Matheis, 1976). D'après cet auteur, cette Formation aurait débuté au Pliocène pour se poursuivre jusqu'au Pleistocène inférieur. L'épaisseur maximum observée est de 840 m dans un sondage situé à l'ouest du lac actuel. Dans une synthèse géophysique, Louis (1970, Fig. 114) a présenté une longue section qui recoupe tout le secteur du lac actuel, allant de Gouré (Niger) à Moussoro, et qui comporte une « Formation du Tchad » très étendue et avec des épaisseurs variables comprises entre *ca* 500 m à moins de 200 m, reposant tantôt sur des dépôts du Crétacé marin, tantôt sur des formations détritiques rattachées au Continental Terminal ou encore sur un substratum de roches cristallines. Grâce à des études stratigraphiques et diatomologiques effectuées sur plusieurs sondages venant de ce même secteur et aussi sur des coupes affleurant le long du Bahr, entre Alandjaga et la région de Koro-Toro, cette Formation, nommée « Série du Bahr el Ghazal », a pu être datée du début du Pliocène au Pléistocène inférieur (Servant-Vildary, 1973). Dans sa partie supérieure a été observé un passage relativement rapide à une Série sableuse, épaisse en général de moins de 100 m, avec des niveaux de sable éolisé et aussi des intercalations importantes de sédiments de type lacustre (Servant, 1973). D'après les

études stratigraphiques de cet auteur, cette Série, dénommée « Série des Soulias », s'achève à la fin du Pléistocène (voir Tableau II).

Récemment, suite à la mise en évidence d'une période relativement humide sur le Nord-Est de l'Afrique au cours du Messinien (ca 7-5,2 millions d'années), Griffin (2002) avance l'hypothèse d'un vaste Méga-Tchad qui se serait déversé vers le nord pour rejoindre la Méditerranée à travers la Libye. Cette hypothèse rejoint en partie les conclusions des travaux de Durringer *et al.* (2000) et de Schuster (2002), toutefois si les successions sédimentaires montrent bien la possibilité de phases Méga-Tchad, celles-ci étaient aussi entrecoupées par des phases de type désertique caractérisées par des extensions dunaires tout à fait typiques. Par ailleurs le déversement des phases Méga-Tchad que Griffin (2002) estime pouvoir intervenir vers le nord, par une passe située le long du flanc est du Tibesti septentrional, paraît impossible, vu la forte activité volcanique qui a été datée du Miocène moyen à terminal (3 datations: Ar/Ar, ca 17 MA, Vincent, commun. pers.; K/Ar, $8,4 \pm 1,4$ et $7,9 \pm 0,9$ millions d'années in Maley *et al.*, 1970) sur le vaste trapp basaltique du Tarso Ourari, situé au nord du massif. En effet Vincent (1969 ; 1970) associe directement ce volcanisme à une phase importante de surrection du massif. Par contre un déversement dans le Golfe de Guinée serait beaucoup plus probable, par une passe utilisant les thalwegs du Mayo-Kebbi puis de la Bénoué et du Niger, mais à des altitudes probablement plus élevées que celle qui a fonctionné durant l'Holocène.

Enfin il apparaît que la Séquence type discutée ici a un caractère relativement universel car il est possible de la comparer étroitement, d'un point de vue sédimentologique et paléoenvironnemental, avec une séquence type décrite dans une épaisse Série continentale de la fin du Trias, située dans l'est des Etats-Unis et à quelques degrés nord du paléo-équateur (Olsen *et al.*, 1978). Il s'agirait, comme pour le Tchad, d'une séquence régionale de type « playa » (appelé « sebkra » au Sahara) interstratifiée périodiquement avec des apports fluviaux d'origine plus lointaine. Olsen et Kent (1996) ont réussi à montrer que les variations de cette Série de la fin du Trias présentaient des périodicités en rapport avec les cycles orbitaux de Milankovitch, essentiellement les cycles liés à l'excentricité dont l'action est dominante sous les Tropiques (Crowley *et al.*, 1992). La séquence de base décrite par Olsen et Kent (1996), appelée cycle de Van Houten, aurait eu ainsi une durée de ca 20 000 ans. On pourrait donc estimer que la séquence type du Mio-Pliocène du nord du Tchad présenterait la même périodicité. Or un cycle sédimentaire de ca 20 000 ans a existé effectivement au Tchad au Quaternaire récent (Tab. II) lorsqu'on considère d'abord la longue phase aride du Kanémien, composée essentiellement de sables éoliens entre ca 20 000 à 13 000 BP, puis le passage abrupt à une phase composée essentiel-

lement par des dépôts lacustres de *ca* 13 000 jusque vers 6500 BP, à laquelle a succédé une dernière phase qui s'est étendue jusqu'à l'Actuel et qui était caractérisée par des faciès sédimentaires plus grossiers et d'évolution plus saisonnière. Toutefois les comparaisons effectuées plus haut montrent que des harmoniques plus courtes sont aussi envisageables, de l'ordre de *ca* 4100 ans au cours de l'Holocène moyen. Un cycle encore plus court, de 800 à 1000 ans (cf. Raymo *et al.*, 1998), pourrait être aussi envisagé durant le dernier millénaire comme cela est discuté plus bas.

Les trois derniers millénaires.

Postérieurement à 3000 ans BP, les extensions lacustres ont été en nette réduction dans la Cuvette Centrale et il est probable que c'est depuis environ 2800 ans que le lac Tchad s'est stabilisé dans son emplacement actuel (cf. des sites d'habitat datés de cette époque dans la plaine au sud du lac, Connah, 1976). Ce phénomène a été dû probablement à une diminution générale des pluies de mousson (cf. Gasse, 2000; De Ménocal *et al.*, 2000). Toutefois le niveau du lac Tchad devait être alors nettement plus élevé (vers 286/288 m) que l'Actuel (vers 281/282 m) car il y a environ 2500 ans il débordait régulièrement vers le nord-est pour former le Bahr-el-Ghazal (la terrasse vers 288 m repérée par Martin, 1973, dans l'interdune de Tjéri, Fig. 2, pourrait éventuellement dater de cette époque). Ce long fleuve qui est actuellement fossile, coulait alors jusque vers Koro-Toro (Fig. 1 et 6) pour former des marécages dans une partie du Borkou. C'est dans cet environnement et sur les bords de ce fleuve que s'est très probablement achevée l'exploration des Nasamons, telle qu'elle a été racontée par Hérodote dans son fameux ouvrage historique (*in* Berthelot, 1927; Carpenter, 1956). Hérodote, mort en 424 avant Jésus-Christ (correspond à *ca* 2450 ans ¹⁴C BP d'après les calibrations de Stuiver et Becker, 1993), a rapporté qu'une expédition des Nasamons — qui vivaient dans la Syrte, au nord de la Libye — était partie vers le sud et après un long voyage avait atteint apparemment ce qui est actuellement le Borkou, à l'est des Pays-Bas du Tchad. Les Nasamons furent capturés par « de petits hommes d'une taille inférieure à la moyenne... qui les conduisirent à travers de très grands marais et au delà, dans une ville où tous étaient de taille semblable et de couleur noire. Le long de la ville, un grand fleuve coulait du couchant vers le levant; on y voyait des crocodiles. »

Cependant il semble possible de retrouver dans l'histoire de l'Égypte pharaonique des témoignages plus anciens concernant les grandes extensions lacustres du bassin du *Tchad*. On peut rappeler que c'est durant le « Moyen Empire » égyptien (2065-1580 avant J.-C.) qu'est intervenu le

début de la dernière grande extension du Paléotchad entre 3700 et 3000 ans ¹⁴C BP (Fig. 5), soit entre environ 2000 et 1200 années calendaires avant notre ère (av. J.-C.). Concernant la phase précédente du Paléotchad, située entre 6000 à 5500 ans ¹⁴C BP, soit en années calendaires entre environ 4900 et 4300 av. J.-C., c'est durant la longue phase régressive qui l'a suivie de 4300 à 3100 av. J.-C. que s'est achevée la formation de la civilisation égyptienne (Wendorf *et al.*, 1990). Or un des mythes fondateurs de l'Égypte ancienne évoque toujours un « Océan primordial » situé vers le sud et associé à « l'œuf originel » d'où serait sorti le premier principe vital (Bonneau, 1964). L'origine du Nil ainsi que sa crue en plein été, ont été longtemps des énigmes pour les anciens Egyptiens qui faisaient sortir ce fleuve du Noun, l'Océan primordial (Bonneau, 1964) — de la même manière que le Bahr-el-Ghazal sort du lac Tchad. Tout cela nous ramène avec grande probabilité aux anciennes grandes étendues lacustres du Tchad et au Bahr-el-Ghazal qui devenait fonctionnel durant les phases régressives du Paléotchad. L'idée d'une relation physique possible du Bahr-el-Ghazal avec le Nil a persisté jusqu'au Moyen-Age, comme cela apparaît dans les récits de certains voyageurs Arabes, particulièrement pour Ibn Fatima (in Cuoq, 1975) qui avait visité la région du lac Tchad, appelé lac Kouri, au XIIIe siècle.

Vers 2200–1800 BP une phase érosive très intense a incisé la vallée du Bahr-el-Ghazal sur plus de 10 m, comme cela a été observé à Salal où un remplissage argileux puis limoneux vers le haut, épais de plus de 8 m, a été daté à la base de 1760±105 ans BP (Servant, 1973) (cf. Fig. 6). Cette profonde érosion du Bahr a dû résulter d'une phase brutale d'écoulements de type torrentiel qui pourraient être rattachés à des apports fluviatiles d'origine méridionale. En effet sur l'Adamaoua, dans les zones sources du Chari et du Logone, ont été observés des dépôts grossiers qui forment la base d'une Basse Terrasse généralisée et dont la partie inférieure de la séquence argileuse qui les recouvrent a été datée de *ca* 1900/1800 BP (Hurault, 1990). À titre d'hypothèse, on pourrait envisager qu'après une période de faibles écoulements il y aurait eu un retour soudain d'apports fluviatiles considérables qui auraient d'abord rempli le lac Tchad et fait monter brutalement son niveau jusqu'à la rupture d'un ou de plusieurs seuils sableux dans le secteur NE du lac Tchad (entre Nguigmi et Massakory), entraînant alors une masse liquide énorme à travers le Bahr et provoquant l'érosion considérable qui a été observée à Salal. L'origine de l'épais remplissage argileux qui a effectué l'essentiel du colmatage du Bahr, serait aussi à rechercher sur le haut du bassin versant méridional. Suite à la phase d'écoulements de type torrentiel, on pourrait estimer que durant le 1er millénaire de notre ère, certains bras du Chari devaient alimenter directement le Bahr-el-Ghazal sans transiter par le lac Tchad. Le delta « récent » qui est porté sur

la carte de Schneider (Fig. 6) et qui se situe dans l'axe du Bahr, pourrait donc dater de cette période (*ca* 2000-800 BP). Son front se situe vers 286/288 m à la hauteur de Massakory et son apex environ 120 km plus au sud, à l'est de N'Djaména. La séquence de dépôts limoneux qui constitue la partie supérieure du colmatage du Bahr à Salal s'est achevée avant le XIIIe siècle AD car certains sites de la culture Haddadienne dont les derniers témoignages sont datés du XIIIe siècle, ont été observés dans le lit même du Bahr au sud de Koro-Toro (Treinen-Claustre, 1982). De ce fait la séquence limoneuse supérieure du Bahr pourrait être aussi rattachée à la partie moyenne de la Basse Terrasse de l'Adamaoua qui est datée de *ca* 1200 à 800 BP et est constituée surtout par des sables qui traduisent des écoulements plus variables et saisonniers (Maley, 1981).

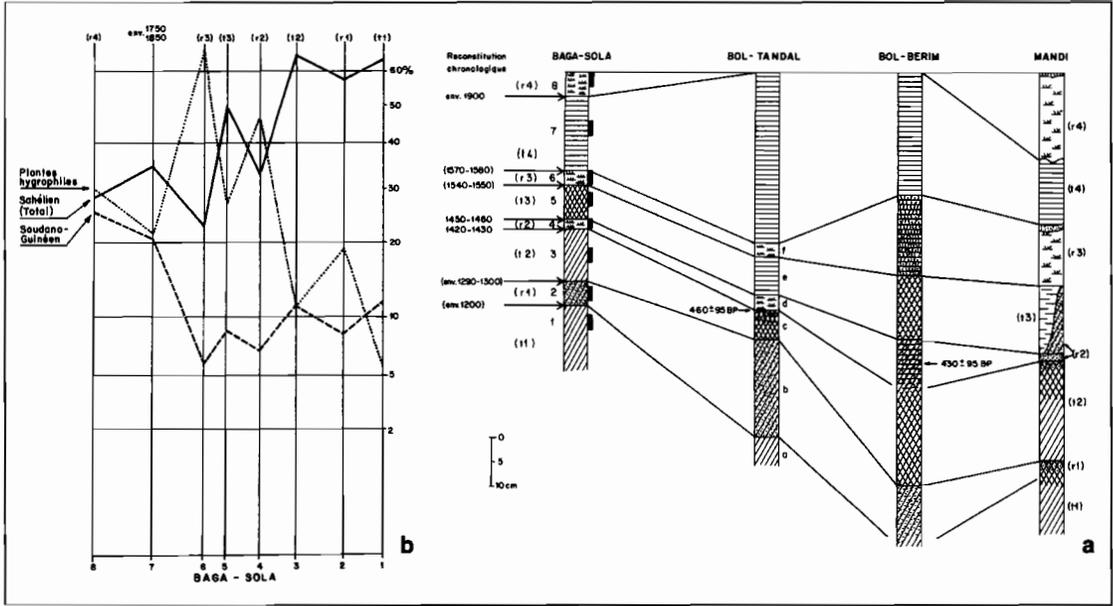
L'étude pollinique d'une petite carotte prélevée dans le lac Tchad près de Baga-Sola apporte des informations sur l'évolution de la végétation régionale au cours du dernier millénaire, et aussi sur la variation relative des apports fluviaux, caractérisés par le transport par le fleuve des pollens de type soudano-guinéen qui proviennent du haut bassin des fleuves Chari et Logone (Maley, 1981) (Fig. 8). L'évolution sédimentologique des dépôts a répondu aux hauts niveaux lacustres (niveaux argileux) ou au bas niveaux (dépôts organiques de type « marécageux » ou sableux de type érosif) (Fig. 8a). Vers le début du dernier millénaire (*ca* X-XIe s. AD), lors de la « Phase Chaude du Moyen-Age » (Broecker, 2001), la végétation sahélienne était alors beaucoup plus développée qu'actuellement (Fig. 8b: environ 63 % pour les pollens de l'élément Sahélien, à comparer à 28 % dans l'échantillon actuel), ce qui a donc correspondu à des pluies régionales nettement plus élevées. Des données historiques venant de l'Afrique de l'ouest (Mauritanie et Mali) et rapportées plus bas conduisent à penser que l'importance des précipitations pourrait s'expliquer par un début précoce des pluies annuelles. Le haut niveau du lac Tchad à cette époque (Fig. 9) aurait pu résulter des effets cumulés des précipitations en hausse et de la baisse de l'évaporation ayant découlé d'une baisse de la radiation solaire (accroissement des couvertures nuageuses), tandis que les apports fluviaux étaient proportionnellement moins importants par rapport au volume lacustre d'un « haut niveau » proche de 286 m. En effet l'importance relative des pollens de type soudano-guinéen était à cette époque proche de 10 % alors qu'actuellement elle est de *ca* 25 % (Fig. 8b) dans un lac au volume nettement réduit par rapport à celui du début du dernier millénaire AD, mais pour l'alimentation duquel les apports fluviaux ont actuellement un rôle majeur. En effet, actuellement, pour une évaporation annuelle de 220/230 cm, l'alimentation totale du lac Tchad résulte d'abord et surtout des apports fluviaux pour, en moyenne, 80/85 %, ensuite des pluies

Figure 8 :
Stratigraphie et
spectre pollinique du
dernier millénaire
AD.

a) Stratigraphie des
dépôts lacustres dans
l'archipel méridional
du lac Tchad,
d'après des petites
carottes prélevées
près de Bol (carottes
Bol-Tandal, Bol-
Berim, Mandi) et
dans la partie nord
de la « Grande
Barrière » (haut fond
séparant les bassins
nord et sud du lac
Tchad ; carotte pré-
levée à 15 km au sud
de Baga-Sola)
(Maley, 1981 ; figure
adaptée d'après
Dupont & Delibrias,
1970). Corrélations

stratigraphiques entre les différentes carottes, avec 2 datations au radiocarbone. Les niveaux d'argiles organiques « tourbeuses », d'argiles sableuses et de sédiments carbonatés (Berim) correspondent à des bas niveaux lacustres (r/régressions) et les niveaux argileux à des hauts niveaux lacustres relatifs (t/transgressions). La chronologie calendaire reconstituée des différentes régressions et transgressions lacustres est basée sur ces datations et sur d'autres (Maley, 1981) et aussi sur la courbe de la variation des niveaux du lac Tchad au cours du dernier millénaire (Fig.9).

b) Analyses polliniques de la carotte de Baga-Sola. Spectres synthétiques : Eléments Sahélien et Soudano-Guinéen, Plantes hygrophiles. Les courbes polliniques ont été construites en utilisant le rapport à la moyenne avec une échelle logarithmique. La position des échantillons étudiés, de 1 à 8, est indiquée par des barres noires. Sur le spectre synthétique sont portés en bas les numéros des échantillons et en haut les phases lacustres (t/transgression ou r/régression) auxquelles ils ont été rattachés (Maley, 1981). Lors des bas niveaux, la végétation hygrophile a été en forte extension, avec le phénomène inverse lors des hauts niveaux.



régionales (ca 30 cm/an) pour 10/15 % et enfin des petits affluents venant du NE du Nigéria pour ca 5 % (Carmouze, 1976 ; Olivry *et al.*, 1996). Le « haut niveau » relatif du lac au début du millénaire pourrait ainsi s'expliquer par une baisse de l'évaporation de ca 20/30 cm et par des pluies régionales qu'on pourrait estimer à 40/50 cm/an, fournissant environ 20/25 % des apports en eaux, alors que les apports fluviaux ne fournissaient plus que 65/70 % du total. Mais toutefois, vu le volume nettement plus important du lac au début du dernier millénaire, il est probable qu'en valeur absolue le volume moyen des crues devait être cependant supérieur à l'actuel.

Diverses données historiques montrent que vers le début du dernier millénaire la zone sahélienne était alors dans son ensemble nettement plus humide, ce qui avait favorisé le développement de diverses populations régionales (cf. Maley, 1981) comme l'atteste, d'est en ouest, le fait que les petits Royaumes chrétiens de Nubie étaient alors florissants, que la capitale de l'Empire du Kanem, Manam, se trouvait au Bodelé, vers la limite actuelle du Sahara (Zeltner, 1980). Treinen-Claustre (1982) a montré qu'entre le IIIe et le XIIIe siècle AD, s'est développée dans tout le secteur de la partie septentrionale du Bahr-el-Ghazal et jusqu'au Borkou, une riche culture nommée « Haddadienne » (Tab. II), avec des poteries peintes dont certaines montrent une très nette influence Méroïtique en provenance de la vallée du Nil (Treinen-Claustre, 1977). Plus à l'ouest, la capitale de l'ancien Empire du Ghana se trouvait aussi vers la limite actuelle du Sahara, à Koubi-Saleh,

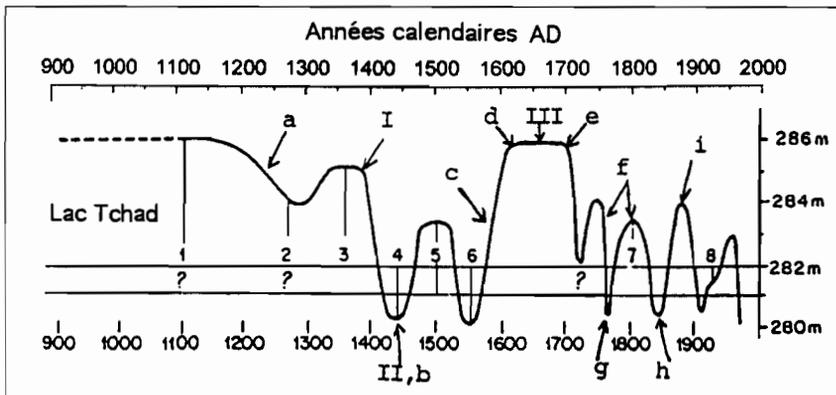


Figure 9 : Variation des niveaux du lac Tchad (altitudes absolues) au cours du dernier millénaire, en années calendaires AD (Maley, 1981 ; 1993). Les chiffres 1 à 8 correspondent à la position des échantillons palynologiques (Fig. 8a), les chiffres romains I, II et III, à des niveaux datés par le radiocarbone (valeurs moyennes calibrées) et les lettres de a à i, à diverses données historiquement datées.

qui est situé au sud de la Mauritanie actuelle (Mauny, 1970). Certains détails de la légende du Ouagadou qui traite de l'histoire de l'ancien Ghana (Monteil, 1953; Maley, 1981), montrent qu'à cette époque la saison des pluies débutait régulièrement dès le mois de mars/avril avec des « dépressions tropicales », ce qui est rare actuellement, et se poursuivait ensuite à partir de mai/juin avec les pluies de mousson, permettant ainsi deux récoltes par an (Maley, 1977; 1981; 1989; 2000b).

L'assèchement progressif des bras du « delta récent » est à mettre en relation avec la diminution des apports du Chari, ce qui a conduit au XIII^e s. à une baisse du lac Tchad (Fig. 9) et à une phase d'assèchement ou de forte diminution du Bahr-el-Ghazal (Maley, 1981; 1993). Une forte baisse régionale des pluies peut aussi se déduire de certaines données rapportées par Carbou (1912) et Clanet (1975), qui montrent qu'au XIII^e s. les nomades Kréda ont effectué une première migration du Borkou (région à l'est des Pays-Bas du Tchad) vers le Kanem, suite probablement à une phase d'aridification vers le nord du Tchad. Par la suite l'alimentation du Bahr-el-Ghazal n'a plus dû se faire que par les débordements du lac Tchad et donc ne dépendre que de ses fluctuations, particulièrement de ses hauts niveaux (Fig. 9). Les Hydrologues de l'ORSTOM ont calculé qu'un écoulement continu du Bahr-el-Ghazal ne peut se produire que lorsque le lac se situe vers l'altitude de 286 m (Pouyaud et Colombani, 1989; Olivry *et al.*, 1996). Il est probable que les petits cordons sableux observés au sud du lac, entre son delta et la région de Massakory, et qui culminent vers 286 m (voir Fig. 6), se sont formés lors des hauts niveaux du lac au cours des 3 derniers millénaires.

Après une remontée du niveau au XIV^e siècle, une très forte régression du lac Tchad, ayant conduit à un assèchement presque complet, est intervenue vers le milieu du XV^e siècle (Fig. 9). Plusieurs données géologiques peuvent être rapportées à ce phénomène (Fig. 8a) : fissures de dessiccation avec des charbons de bois datés au radiocarbone, croûte calcaire, formation d'oolithes ferrugineuses (Maley, 1981). Ultérieurement l'ethnologue Seignobos (1993) a pu confirmer ces premières données grâce à des récits relativement précis de la tradition orale qu'il a collectés chez des Fellata du sud du lac, et qu'il a pu dater par des recoupements historiques. Cette tradition rapporte qu'à cette époque une très forte sécheresse régionale avait obligé les ancêtres de ces Fellata à déplacer leurs villages dans la partie asséchée du sud du lac où il y avait encore des pâturages et de l'eau dans des puits creusés dans le fond asséché du lac ! Cet événement dura environ une génération, soit de 20 à 25 ans. Le retour brutal de la crue du Chari noya tous ces villages, ce qui explique pourquoi les Fellata mémorisèrent cet événement catastrophique (Seignobos, 1993). À cette époque la réduc-

tion des pluies s'était donc étendue du Sahel à la zone soudano-guinéenne, ce qui est comparable, mais en beaucoup plus intense, à la phase de sécheresse récente (Maley, 1989, 2000b).

La dernière période de hauts niveaux du lac Tchad durant laquelle il a stationné vers 286 m se situe au XVIIe siècle (Fig. 9). Là encore ce sont plusieurs données historiques et de la tradition orale qui apportent des informations précises. En effet on sait qu'une partie des Kréda qui avaient migré au Kanem au XIIIe s., était retournée au Borkou (Carbou, 1912) où les conditions climatiques avaient dû s'améliorer, probablement au XVIe siècle. Mais une nouvelle phase d'aridité associée à un fort accroissement de l'activité éolienne (Schneider, 1968) obligea les Kreda à migrer à nouveau au XVIIe s. vers le Kanem où ils vivent encore actuellement. La tradition orale des Kreda apporte une précision très importante en spécifiant que lorsqu'ils émigrèrent du Borkou, le Bahr-el-Ghazal coulait (Chapelle, 1957; Clanet, 1975). Plusieurs données historiquement datées confirment cette dernière phase d'écoulement du Bahr-el-Ghazal qui s'est achevée vers le début du XVIIIe s. (Zeltner, 1980; Maley, 1981). La situation climatique du XVIIe siècle se compare bien avec celle qui a été décrite plus haut vers 7500 BP (ca 8200 années calendaires BP) comme ayant correspondu à une phase de refroidissement bien caractérisée sur l'Hémisphère Nord, car le XVIIe s. a correspondu au maximum du Petit Age Glaciaire. L'examen des phénomènes survenus à cette époque au Tchad, apporte des précisions qui confirment certaines des conclusions présentées pour la phase 7500 ans BP. En effet la reprise de l'écoulement dans le Bahr-el-Ghazal au XVIIe siècle a été dû uniquement aux eaux qui débordaient du lac Tchad car l'aridité s'était alors accrue sur la zone sahélienne et le sud du Sahara (sur la carotte de Baga-Sola, Fig.8b, l'échantillon n°7 ne correspond pas au XVIIe siècle, mais à la période ca 1750/1850). Le débordement continu du lac Tchad a donc dû être associé à de fortes crues de l'ensemble Chari et Logone et donc finalement résulter d'un fort accroissement des pluies sur leurs hauts bassins qui sont situés dans la zone des savanes « humides » soudano-guinéennes (Maley, 1981, 2000b). On a donc ici un déphasage climatique complet similaire à celui décrit plus haut vers 7500 ans BP.

Au XVIIe siècle un tel déphasage s'est retrouvé aussi à travers l'ensemble de l'Afrique nord tropicale car des crues très fortes ont été aussi rapportées dans la boucle du Niger pour cette époque (Maley, 1981), coupant souvent Tombouctou en deux (Péfontan, 1922), avec en même temps une aridité régionale intense (Cissoko, 1968). Le bassin du fleuve Niger est, d'un point de vue climatique, assez similaire à celui du Tchad. De fortes crues du Nil Bleu sont aussi connues au XVIIe siècle sur le Plateau Ethiopien, en relation avec le débordement de certains lacs (Grove *et al.*,

1975), ainsi qu'une phase transgressive du lac Fayum en basse Egypte, qui est alimenté par un bras issu du cours inférieur du Nil (Maley, 1981). De nouvelles recherches seront aussi nécessaires pour déterminer si une Séquence type similaire à celle discutée plus haut aurait pu exister au cours du dernier millénaire, allant de la « phase chaude » du Moyen-Age à la « phase froide » du XVIIe siècle.

Interactions entre les paléoenvironnements et les cultures préhistoriques.

Cette question n'est pas facile à aborder car les documents préhistoriques, i.e. les industries, outils taillés, poteries, etc., ne sont pas toujours clairement situés dans le temps et par rapport aux formations sédimentaires qui apportent les informations paléoenvironnementales. Concernant les cultures préhistoriques qui se sont développées avant la dernière grande phase aride (Kanémien dans le bassin du Tchad et Ogolien plus à l'ouest jusqu'au Sénégal), il est intéressant de signaler les travaux de Tillet (1989; Baumhauer *et al.*, 1997) sur l'Atérien qui est une civilisation paléolithique dont les restes se retrouvent à travers tout le Sahara, du nord au sud et de l'Atlantique au Nil. En effet cet auteur a étudié particulièrement la répartition de cette civilisation face aux variations de l'aridité. Dans chacune des grandes régions sahariennes où des industries atériennes ont été retrouvées, Tillet (*ibidem*) a montré que celles-ci étaient associées aux phases relativement humides (dépôts lacustres ou fluviatiles) propres à chacune de ces régions. Cependant pour être assuré de la concomitance d'une industrie et d'une formation sédimentaire, il est nécessaire que les pièces retrouvées soient en place, i. e. qu'aucun déplacement ne se soit produit depuis qu'elles ont été abandonnées après leur utilisation par des Hommes préhistoriques. Toutefois une telle situation est plutôt rare car le plus souvent les pièces ont été déplacées par des agents naturels, pour être inclus dans des dépôts, au mieux quasiment synchrones, mais en général il s'agit de dépôts postérieurs à l'utilisation de ces pièces. Comme dans les régions sahariennes les phases érosives sont fréquentes, le temps écoulé entre une phase d'utilisation des outils (site « en place ») et leur remaniement dans une formation sédimentaire ne devrait pas dépasser quelques milliers d'années. Dans le bassin du Tchad les sites ayant fourni des industries atériennes sont assez rares et, dans l'état actuel des recherches, concentrées au Niger oriental (Bilma, vallée du Kowar, bordure occidentale de l'Air et du Hoggar). Pour ce secteur, Tillet (*ibidem*) considère que l'Atérien a été synchrone des phases humides ayant précédé le Kanémien (Tab. II) et qui sont datées de *ca* 40 000 à 33 000 et de 28 000 à 20 000 BP.

Comme on l'a vu plus haut, le Kanémien s'est achevé par une première phase « humide » datée de *ca* 13 000 à 12 500 BP. L'aridité est ensuite revenue durant environ 2 millénaires, entrecoupée par quelques brèves phases humides. Le premier retour très marqué des pluies sahéliennes est intervenu entre *ca* 10 200 et 9900 BP, puis après une brève phase aride, s'est développée la phase humide majeure de l'Holocène inférieur entre *ca* 9500 et 8500 BP. Du point de vue des cultures préhistoriques, ce n'est qu'au début de cette grande phase humide de l'Holocène inférieur, que les industries font leur réapparition au Sahara central. Dans l'état actuel des recherches, il existe donc un grand hiatus de la présence de l'Homme, qui a débuté vers le début du Kanémien pour s'achever vers 9500 ans BP. Du fait de la forte aridité du Kanémien, il est compréhensible que les Hommes aient fui le bassin du Tchad et les autres régions sahariennes, sauf la vallée du Nil où le fleuve a continué à couler et où ont vécu des populations caractérisées par leur industrie de type Paléolithique Supérieur (cf. par exemple le sud de l'Égypte; Wendorf *et al.*, 1989). Or pendant que l'activité éolienne était très intense dans les plaines sahariennes, durant toute la durée du Kanémien des précipitations régulières ont affecté les montagnes du Sahara central, Tibesti, Hoggar, Aïr. Les dépôts lacustres ont été alors importants dans certains cratères du Tibesti, particulièrement dans le « Trou au Natron » où, vers 2000 m d'altitude, s'était développé un grand lac d'eau douce profond de plus de 500 m (Maley, 2000a). On pourrait donc émettre l'hypothèse que les montagnes du Sahara central aient pu servir de refuge à quelques populations, toutefois, jusqu'à présent, on n'a pas retrouvé leur trace. De plus, si l'eau était bien présente en abondance, la température estimée était alors très basse (en hiver son abaissement moyen aurait été de *ca* 10° C par rapport à l'actuel) et les précipitations devaient être surtout sous forme de neige (Messerli *et al.* 1980; Maley, 2000a). À part peut-être dans des grottes, un tel milieu devait être alors aussi inhospitalier que celui des plaines sahariennes.

Les industries préhistoriques n'ayant fait leur réapparition dans le bassin du Tchad, au Niger oriental, que vers 9500 BP, on peut se demander pourquoi des industries n'ont pas été retrouvées durant la première phase humide qui marque la fin du Kanémien. Il est possible d'envisager que les Hommes qui avaient fui le Sahara à cette époque, sauf la vallée du Nil, n'aient pas eu le temps de revenir, vu la relative brièveté de cette première phase favorable (environ 4 à 5 siècles, de 13 000 à 12 500 BP). Toutefois il n'est pas impossible que des groupes humains, dont les industries n'ont pas encore été retrouvées, aient vécu au Sahara ou sur ses marges immédiates entre 13 000 et *ca* 10 000 BP. En effet les industries de type microlithique qui caractérisent la première phase vers 9500 BP, et surtout la pote-

rie qui fait son apparition en de nombreux points du Sahara central (Roset, 2000 ; Aumassip, 2000), en présentant fréquemment un type de décor assez standard et déjà très élaboré (lignes pointillées et ondulées, « dotted wavy line » : Roset, 1983 ; 1995), tout cela implique qu'il faudrait envisager une naissance puis une première phase de maturation antérieure afin d'expliquer cette apparition multiple quasi synchrone vers 9500 BP. Accompagnant la poterie, la présence de broyeur pourrait indiquer qu'un processus de néolithisation était engagé (Roset, 1995 ; 2000 ; Aumassip, 2000), d'autant plus qu'à Termit, dans des niveaux de même âge, Quéchon (1995) a trouvé une industrie plus variée composée particulièrement de haches polies et de plaquettes à encoches latérales ayant pu servir de houe. Tout cela montre que des végétaux devaient être consommés, probablement des Graminées sauvages. A ce propos on peut citer Harlan (1992) qui a écrit « La récolte systématique de graminées sauvages, même à grande échelle, ne provoque pas forcément une domestication, et beaucoup plus d'espèces ont été récoltées que de races domestiquées produites. » Or effectivement les céréales domestiquées n'ont fait leur apparition au sud du Sahara que beaucoup plus tard au cours du Néolithique final et de l'Age du Fer (cf. *infra*).

Lorsqu'on compare ce qui s'est passé au Sahara central avec ce qui a été observé pour la culture Natoufienne au Moyen-Orient (Valla, 2000), on constate que la céramique n'est pas forcément associée à une véritable culture néolithique. En effet le Natoufien, daté entre *ca* 12 500 et 11 000 BP, est considéré comme correspondant à la première phase (A) du Néolithique dans cette région (Valla, 2000). Or le Natoufien est une culture sans céramique (PPN-A : Pre-Pottery Neolithic A), mais qui présente par contre la plupart des attributs classiques du Néolithique : sédentarisation avec des « maisons » dans des villages, agriculture primitive utilisant des céréales et des légumes, pratiques mortuaires, etc. (Valla, 2000). Il est donc nécessaire de relativiser certains critères, car la culture qui apparaît au Sahara central vers *ca* 9500 ans BP est, mise à part la céramique et les broyeurs, encore relativement « archaïque » par son industrie lithique sur lame qui la place dans un stade épipaléolithique qui précède nettement le Néolithique. Le site le plus ancien du bassin du Tchad qui a été rattaché à un stade « ancien » du Néolithique est plus jeune de plus de 2500 ans (site de Dogomboulo près de Fachi, daté de 6850±250 ans BP ; Maley *et al.*, 1971 ; Roset, 1974). Ce stade néolithique est intervenu durant la phase majeure du Méga-Tchad (*ca* 7100–6600 BP).

Il a été aussi souvent dit, comme un postulat évident, que les phases préhistoriques de cette région avaient été « synchrones » des phases humides de l'Holocène. Toutefois lorsqu'on peut bénéficier de données

précises, il apparaît que cela n'est qu'en partie vrai. Au Moyen-Orient, Valla (2000, p. 28) a fait des remarques similaires pour les phases qui suivent le Natoufien. Au Niger oriental et jusqu'au Tassili (site de Tin-Hanakaten), lorsqu'on considère la première phase culturelle de l'Holocène, celle-ci semble s'être épanouie uniquement au début de la phase humide (9 datations entre 9550 et 9000±100/150 ans BP pour 4 sites; Roset, 1983 ; 2000; Aumassip, 2000). Ensuite la région a été abandonnée lorsque la transgression lacustre s'est développée. Pour les 2 sites de plein air de Témét et Adrar Bous (Air oriental), la couche archéologique repose sur le sommet d'une ancienne formation dunaire et, dans les points bas, cette couche est recouverte, scellée, par un épais niveau de diatomite qui correspond au développement des conditions lacustres (Roset, 1983 ; 2000). Or on sait par ailleurs que cette première phase lacustre s'est achevée vers 8500 BP. Il semble donc que les populations régionales aient quitté la région au plus fort des conditions humides intervenues entre *ca* 9000 et 8500 BP. Cela paraît compréhensible car la transgression lacustre a été associée à une baisse de l'évaporation qui a dû résulter d'une certaine baisse de la température (voir les données diatomologiques et polliniques, Fig. 5). Ce phénomène pourrait être rattaché à la dualité des pluies de cette époque. En effet aux pluies de mousson tombant durant l'été, devaient s'ajouter des pluies de printemps d'origine septentrionale et nettement plus fraîches (Maley, 1977 ; 1981 ; 2000a); le résultat devait être un engorgement quasi permanent des sols et un air toujours très humide et donc « malsain » pour la santé des populations. Tout cela avait dû rendre ces régions très inhospitalières.

Après *ca* 8500 BP interviennent de brèves oscillations sec/humide, avec toutefois une phase humide assez bien caractérisée vers 8000–7800 BP. Ensuite s'est développée entre 7700 et 7400 BP une première grande phase aride avec des réactivations éoliennes bien caractérisées au Niger oriental (Servant, 1973; Baumhauer *et al.*, 1997). Le caractère aride de cette dernière période explique probablement l'absence de l'Homme. Toutefois dans d'autres régions du Sahara central, comme dans l'Acacus, au SW de la Libye, la chronologie des phases culturelles de l'Holocène inférieur et moyen est, pour certaines, un peu décalée, ce qui pourrait s'expliquer par des migrations de populations (Cremaschi et Di Lernia, 1999) et par un climat un peu moins aride dans ces régions (Tab. II). Les populations du Sahara central à l'Holocène inférieur et moyen étaient surtout de type négroïde (cf. la phase des « Têtes Rondes » sur les gravures rupestres) mais avec aussi parfois un autre type à affinités « européïdes » (d'après l'analyse des restes humains, *in* Aumassip, 2000, p. 249).

Un changement climatique majeur est intervenu vers *ca* 7100 BP, marqué en particulier par un fort développement des végétations sahélienne et soudano-sahélienne sur le Sahara méridional (Maley, 1981 ; Neumann, 1992); et en même temps par un développement des sols de type ferrugineux-tropicaux, fréquents dans les milieux savanicoles (Maley, 1981 ; 1982). La formation de ces sols nécessite le drainage saisonnier des interfluves, en rapport avec une saison sèche bien marquée et un climat nettement plus chaud et tropical que celui de l'Holocène inférieur. Le développement de ces végétations et cette nouvelle ambiance climatique ont été nettement plus favorables aux populations humaines qui se sont alors largement répandues à travers le Sahara méridional et central (voir les travaux des archéologues et, en particulier, le fort développement des gravures et peintures rupestres, Roset, *ibidem*). Dans le bassin du Tchad et surtout au Niger oriental où les conditions ont été plus favorables à la conservation de vastes sites de plein air, on a assisté à partir du VII^e millénaire BP au développement progressif puis à l'épanouissement d'une riche culture Néolithique régionale appelée « Ténéreén » (Roset, 1995 ; 2000). Un site important du Néolithique ancien a été découvert près de Fachi à Dogomboulo et daté de 6850±250 ans BP (Maley *et al.*, 1971 ; Roset, 1974). Une extension vers le sud du Néolithique ancien semble pouvoir se déduire de la présence de poterie caractéristique (dotted wavy line) sur un site situé sur le cordon sableux au sud du Méga-Tchad (Bama Ridge au NE du Nigéria), dont l'âge est postérieur de *ca* 500 ans (*ca* 6200/6400 BP) (Thiemayer, 1997 ; Breunig *et al.*, 1996) et correspond à une phase régressive du Paléotchad. Toutefois le même type de poterie a été retrouvé entre 6300 et 5700 BP au NE de l'Ennedi sur les bords du grand paléo-lac Ptolémée (West Nubian Palaeolake, Hoelzmann *et al.*, 2001).

Le climat a commencé à s'assécher à partir de *ca* 4500 BP pour s'accroître lors d'une phase très aride qui a affecté toutes les régions sahariennes entre 4000 et 3800 BP (Maley, 1981 ; 1997). Toutes les données archéologiques disponibles montrent une importante coupure culturelle avec en particulier la disparition de la civilisation Ténéreenne. Ce phénomène a dû entraîner la migration des populations régionales qui avaient été alors très déstabilisées. Ensuite, de *ca* 3800 à 3000 BP s'est développée sur le sud du Sahara une nouvelle phase humide importante (Fig. 5 et Tab. II). Vers 3 600 BP une nouvelle culture d'origine septentrionale a fait son apparition sur les marges de l'Air. La fouille par Roset (1995 ; 2000) du village préhistorique d'Iwelen (Air central, près du Mont Gréboun), a révélé les nombreuses caractéristiques originales de cette nouvelle culture d'origine libyco-berbère, d'après les céramiques, les pratiques funéraires, les parures, etc. Ces immigrants qui peuvent être qualifiés de paléo-Touaregs,

utilisaient des chars attelés de chevaux comme l'a montrée l'étude des nombreuses gravures rupestres associées. Le fait que ce soit sur le sud du Sahara et au cours du IV^e millénaire BP qu'aient été obtenus les nouveaux acquis majeurs que sont la domestication du Mil et l'apparition de la métallurgie, est un argument important pour considérer que ces nouvelles populations ont pu en être responsables.

La première céréale cultivée a été le *Mil pénicillaire* dont on a retrouvé des empreintes sur des poteries datées d'environ 3500 BP et récoltées dans quelques sites néolithiques de Oualata au sud-est de la Mauritanie (Amblard, in Neumann, 1999). Des empreintes du Mil cultivé ont été datées de *ca* 2800 BP au nord du Burkina Faso et de *ca* 2900 BP sur le site de Gajiganna au NE du Nigéria (Neumann, 1999). La première apparition du Sorgho cultivé n'est intervenue que vers le III^e s. AD dans cette dernière région (Magnavita, 2002).

Les données concernant la métallurgie du Fer et du Cuivre sont très importantes car elles montrent que cette technologie est apparue au cours du IV^e millénaire BP vers le sud-ouest du bassin du Tchad, entre Termit, le sud de l'Air et l'Azawag. Au sud du Ténéré, près du massif de Termit (16°N–11°20'E), l'apparition d'objets en fer et en cuivre intervient cours du IV^e millénaire BP (5 datations allant de 3645±150 à 3100±100 ans BP), en association avec des outils en silex et des poteries qui s'apparentent encore au Néolithique de type Ténérien (Paris *et al.*, 1992). Dans l'Azawagh et dans un contexte culturel similaire à celui de Termit ont été trouvés 2 petits objets en cuivre, mais aucun en fer, avec 3 datations entre 3800 et 3500 BP (*ibidem*). Cette métallurgie s'est développée ensuite dans la même région au cours du III^e millénaire BP et en particulier à Iwelen dans l'Air (9 datations) (Paris *et al.*, 1992). Pour ces auteurs, ces nouvelles données pourraient « relancer le débat sur une origine septentrionale ou méditerranéenne de la métallurgie africaine », car l'apparition de la métallurgie est intervenue en même temps et dans la même région où s'est manifestée une vague de migration libyco-berbère. Toutefois d'autres recherches seront nécessaires avant de pouvoir apporter des conclusions plus définitives sur cette importante question de l'origine de la métallurgie au sud du Sahara. Il faut noter que c'est seulement vers 2500 BP que la métallurgie du Fer a pris une grande extension un peu plus au sud, au Nigéria central, en même temps que se développait la Culture de Nok (voir une discussion dans Treinen-Claustre, 1982, p.190-193).

L'ancien village d'Iwelen a été abandonné vers 2100 BP (Roset, *ibidem*). Toutefois ce secteur n'est pas le seul à avoir été déserté vers cette époque car un important hiatus culturel a été mis en évidence au tournant

de l'ère chrétienne, en ayant affecté les populations préhistoriques de la périphérie du lac Tchad, d'une part au sud du lac entre les phases « Pré-Sao » et « Sao Ancien » (Langlois, 1995) et d'autre part le long du Bahr el Ghazal entre les phases du « Fer Ancien » et du « Fer Moyen ». Cette dernière phase, appelée aussi « Haddadien », était caractérisée par une poterie peinte de style Méroïtique originaire de la vallée du Nil (Treinen-Claustre, 1982). Ce hiatus qui a été apparemment caractérisé par d'importants déplacements de populations, semble avoir été une réponse à un changement climatique qui s'est en particulier manifesté par une phase très érosive au sud du Sahara tchadien (voir plus haut, l'important recouvrement du Bahr-el-Ghazal) (Tab. II). Sur l'Afrique de l'ouest, pour la majeure partie de la zone Sahélienne (*sensu lato*) qui s'étend du Tchad au Sénégal, Breunig *et al.* (2002) ont mis en évidence un hiatus culturel au cours du dernier millénaire BC, entre la fin des cultures de type Néolithique et la première phase de l'Age du Fer. Breunig *et al.* (2002) tentent de rattacher ce hiatus à une phase d'aridification qui se situerait durant la première partie du dernier millénaire BC. Ce dernier hiatus semblerait donc un peu plus ancien que celui rapporté plus haut à la périphérie du lac Tchad.

En conclusion, on constate que les diverses cultures qui se sont développées dans plusieurs régions du bassin du Tchad ont toujours été tributaires des conditions climatiques locales. Un excès d'aridité mais aussi parfois d'humidité, comme entre 9000 et 8500 BP, les ont contraintes à quitter la région en migrant probablement vers les régions périphériques et plutôt vers le sud car durant les périodes défavorables du XXe siècle, cette direction est une constante de migration pour les populations sahariennes ou sahéliennes (Clanet, 1975). Face à ces changements climatiques, une autre possibilité pour ces populations a été un changement de mode de vie, passant du mode sédentaire au mode nomade, comme cela peut avoir été le cas vers 2100 BP pour les paléo-Touaregs d'Iwelen.

Remerciements

L'auteur remercie Mathieu Schuster, Philippe Duringer, Jean-François Ghienne (EOST, Université Louis Pasteur, Strasbourg); Michel Brunet (MPFT, Université de Poitiers) et René Guiraud (Université de Montpellier-2) pour des échanges et discussions critiques. Contribution 2003-006 de l'Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier (ISEM/CNRS).

POLLENS FOSSILES DANS LES ENVIRONNEMENTS DU PLÉISTOCÈNE ET DE L'HOLOCÈNE EN AFRIQUE DU SUD

Louis Scott

L'analyse palynologique des pollens fossiles constitue un des meilleurs moyens d'étude des environnements du Quaternaire en Afrique du Sud. Bien qu'une grande partie des informations concernant ces environnements provienne d'autres méthodes telles que la géologie, les recherches isotopiques et la paléontologie (Partridge et Maud, 2000; Scott, sous presse), cet article est focalisé sur l'enregistrement des pollens. Il existe très peu de preuves macro-botaniques pour le Quaternaire par rapport à la période permienne, par exemple. Cela tient au fait que les dépôts, dans cette région, se sont effectués dans des conditions totalement différentes selon les périodes. Globalement, la conservation de longues séquences de pollens du Quaternaire se situe habituellement dans des bassins lacustres ou marécageux. Or, la structure physique du subcontinent sud-africain présente peu de bassins naturels propices à l'accumulation de matériel botanique fossile, c'est pourquoi les enregistrements palynologiques du Quaternaire sont rares. Potentiellement, il existe de longues séquences disponibles au nord de la rivière Limpopo dans le delta d'Okavango ou le bassin de Makgadikgadi dans la région de savane du Kalahari au Bostwana (Fig. 1), mais elles n'ont jamais été relevées de façon précise. Cependant, dans le petit cratère de Pretoria Saltpan (Tswaing Crater), formé par un impact de météorite (Partridge *et al.*, 1993; Partridge *et al.*, 1999), on a trouvé une longue séquence bien qu'incomplète. Il existe aussi d'autres sources de pollens fossiles, par exemple dans les séquences alluviales à Blydefontein (Bousman *et al.*, 1988), dans les accumulations près des sources à Wonderkrater et Florisbad (Scott, 1982; van Zinderen Bakker, 1989), et dans les séquences de lacs côtiers et de dunes à Groenvlei, Verlorenvlei et au lac Teza (Martin, 1968; Meadows *et al.*, 1996; Scott et Steenkamp, 1996). Des grottes comme Wonderwerk Cave, Equus Cave, Boomplaas Cave et Rose Cottage Cave ont conservé peu de pollens mais quelques charbons de bois (van Zinderen Bakker, 1982; Deacon *et al.*, 1984; Scott, 1987a; Wadley *et al.*, 1992). On relève des dépôts fécaux riches en pollens comme les coprolithes d'hyène à Equus Cave, et des excréments d'hyrax dans des grottes et des abris sous roche comme celui de Pakhuis Pass (Scott, 1987b; 1994).

Origine des biomes modernes

L'analyse de pollens provenant de la région du Cap suggère que les biomes modernes de l'Afrique du Sud (Fig. 1) se sont probablement constitués durant la fin de la période tertiaire (Coetzee et Rogers, 1982). Bien que nous ne disposions pas encore de témoignage sur les conditions climatiques et les environnements du Plio-Pléistocène au travers des dépôts dans des marais ou des lacs, des pollens issus de grottes comme Sterkfontein et Kromdraai suggèrent qu'il existait déjà un environnement de prairies d'altitude (highveld) au Pliocène (Scott, 1995 ; Carrion et Scott, 1999).

La deuxième moitié du Pléistocène

Les plus anciennes séquences de pollens dans des sources et des lacs d'Afrique du Sud concernant les environnements du Pléistocène moyen viennent de Florisbad (van Zinderen Bakker, 1989) et de Tswaing Crater (le cratère de Pretoria Saltpan) (Scott, 1999a). Bien que ces séquences de pollens présentent des lacunes, elles éclairent la nature cyclique des changements environnementaux. Le site de Florisbad, dans un biome de prairies d'altitude (highveld), a livré des pollens apportant des indications clima-

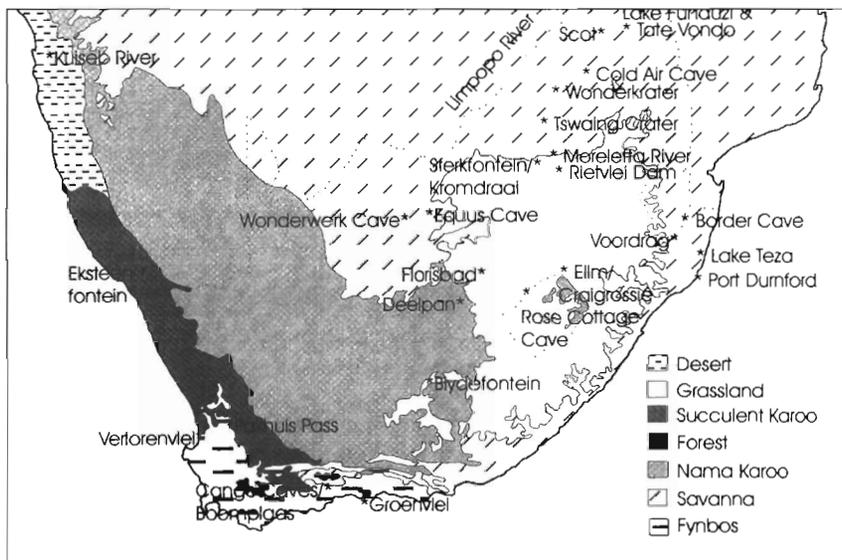


Fig. 1 : Carte de l'Afrique du Sud avec les principaux sites ayant permis des analyses palynologiques.

tiques de périodes relativement humides associées à la faune dite « Florisian » correspondant aux cultures du Middle Stone Age (Brink, 1987; van Zinderen Bakker, 1989; Visser et Joubert, 1991; Scott et Brink, 1992). À Florisbad cependant, dans les prairies d'altitude, les conditions humides ont alterné avec des phases plus sèches avant et durant la dernière période interglaciaire; les témoignages disponibles suggèrent que, malgré ces fluctuations climatiques, cette région resta essentiellement une zone de prairie ou de prairie arbustive du type karoo.

Le Tswaing Crater est situé dans le biome actuel de savane arbustive. La partie la plus ancienne fournit une section (zones Z1-4) contenant des pollens et des diatomées (Fig. 2) (Partridge *et al.*, 1999). De considérables fluctuations affectant la température autant que l'humidité entraînent des changements de végétation, comportant de la savane boisée, des prairies et de la forêt entre *ca* 200 000 BP et *ca* 160 000 BP (Scott, 1999a, b). Des fréquences élevées de charbon de bois microscopiques suggèrent qu'il se produisait de fréquents incendies, résultant soit d'événements naturels, soit de la présence humaine.

Des données fauniques provenant de Border Cave suggèrent que les forêts dominaient dans l'actuelle région de savane durant les temps interglaciaires en particulier au début de la dernière période interglaciaire, il y a environ 125 000 ans (Klein, 1977; Avery, 1992). On ne dispose pas de données polliniques pour cette période en Afrique du Sud, mais on peut présumer que les conditions ressemblaient à celles de l'Holocène. Une zone pollinique (Z6) que l'on peut raisonnablement relier à la fin de la dernière période interglaciaire (il y a environ 80 000 ans), à partir de sédiments provenant de la séquence de Tswaing Crater (Fig. 2), indique des conditions de savane relativement chaude (Scott, 1999a, b). Bien que de nettes oscillations dans la composition pollinique se soient produites après cette phase, les conditions environnementales étaient généralement favorables, avec des températures modérément fraîches et une bonne humidité. Au moins trois phases de réchauffement entraînant une expansion de la savane se sont produites dans la région de savane entre 80 000 et 39 000 BP environ, selon les résultats polliniques de Tswaing Crater. Des données isotopiques obtenues à Lobatse Cave, Bostwana (Holmgren *et al.*, 1995) apportent des indications similaires, bien que les deux séquences ne puissent pas être directement mises en corrélation. Une reconstitution régionale basée sur des pollens provenant de Tswaing Crater et du site côtier de Port Dunrnford, ainsi que des restes macro et microscopiques de mammifères prélevés à l'intérieur de Border Cave, suggèrent que des forêts montagnardes humides couvraient des zones relativement vastes en Afrique du Sud (Scott, 1999a, b; Klein, 1977; Avery, 1992; Oschadleus *et al.*, 1996).

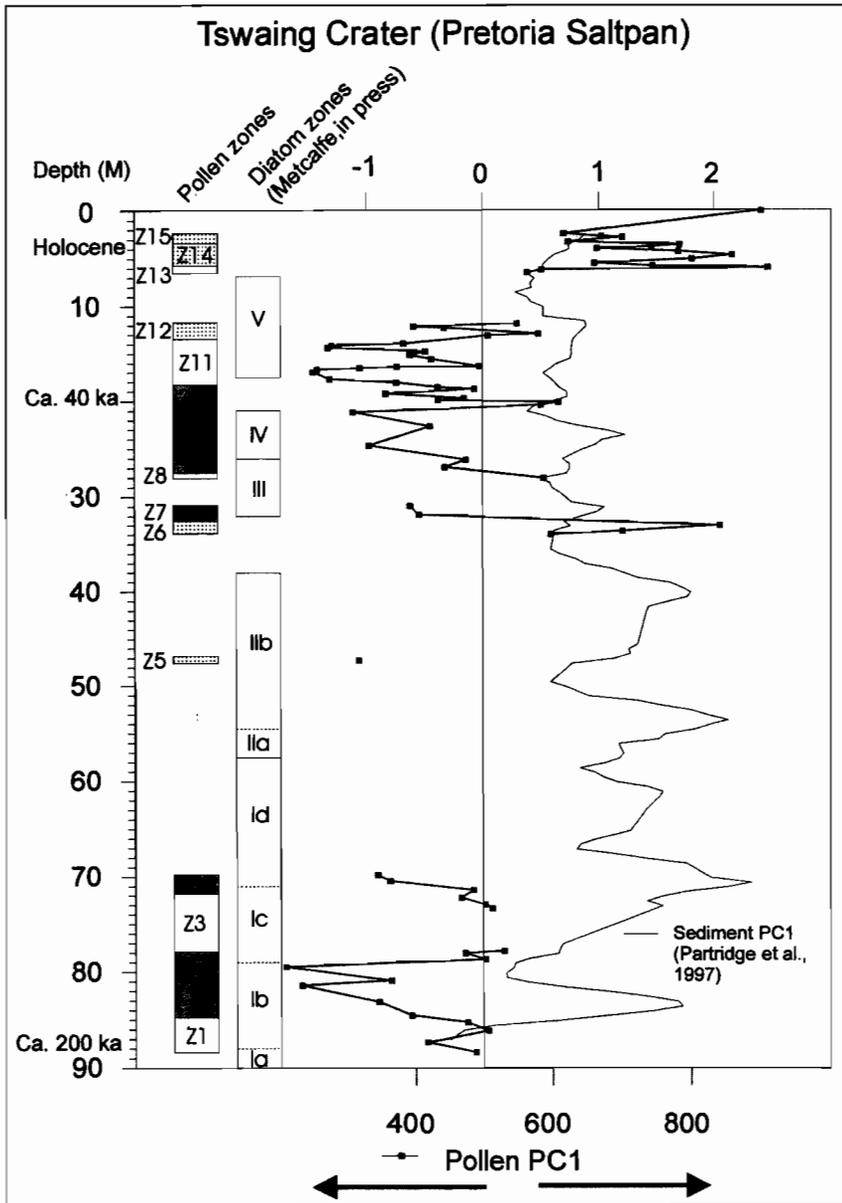


Fig.2 : Diagramme palynologique et répartition des diatomées du site de Tswaing Crater (d'après Partridge et al., 1999).

La période du dernier maximum glaciaire

Des pics repérés au sein de spectres polliniques de végétation d'altitude dans la séquence pollinique de Tswaing Crater après *ca* 39 000 BP, suggèrent un net rafraîchissement (Scott, 1999a, b). En Afrique du Sud, entre 33 000 et 10 000 ans environ, de nouvelles variations importantes se produisirent dans la composition végétale sous des conditions généralement fraîches. C'est ce que suggèrent les données polliniques de la région de savane actuelle à Wonderkrater (Scott, 1982 ; 1999a, b). À Tswaing Crater, la végétation, perdant certaines de ses caractéristiques tropicales, fut remplacée par des prairies avec des éléments tels que des buissons *Stoebe/Elytropappus*, des Ericaceae et *Passerina*, typiques des zones d'altitude froides actuelles. Dans des sites plus méridionaux comme Elim, Equus Cave, Wonderwerk Cave Voordrag, Eksteenfontein et Pakhuis Pass (Scott, 1987 ; 1989 ; 1994 ; Botha *et al.*, 1992 ; Scott *et al.*, 1995), une diminution similaire de la végétation a été observée. Il ne faut certainement pas mettre l'expansion de ces plantes sur le compte d'un déplacement des pluies hivernales vers le nord, mais plutôt envisager des conditions avec températures basses, précipitations et évaporation. Wonderkrater fournit une bonne illustration de telles conditions climatiques (Scott, 1999a, b) (Fig. 3). À Cango Caves et Boomplaas Cave, dans le sud, des mesures isotopiques réalisées dans un spéléothème révèlent une chute des températures de 5-6°C durant le dernier maximum glaciaire et les pollens indiquent une savane arbustive (Talma et Vogel, 1992 ; Scholtz, 1986). Des données biologiques provenant de plusieurs sites en Afrique du Sud suggèrent qu'à la fin du Pléistocène, il y a 13 000 ans, les températures ont augmenté et des conditions humides favorables se sont mises en place. Ainsi, régionalement, un plus grand nombre d'espèces forestières et de plantes grasses est attesté. Des recherches récentes suggèrent que le Dryas récent a affecté l'Afrique uniquement dans ses régions septentrionales, non dans ses régions méridionales (Bonnefille *et al.*, 1995 ; Scott *et al.*, 1995). Il exista des conditions relativement humides, mais aucun rafraîchissement marqué durant cette période ne se manifeste à travers les analyses polliniques ou d'autres données provenant de l'intérieur de l'Afrique du Sud, même si l'Atlantique a pu connaître des courants plus froids (Cohen *et al.*, 1992).

Une question intéressante concernant la végétation du dernier maximum glaciaire est de savoir si les plus bas niveaux atmosphériques en CO₂ ont eu une influence favorable sur l'abondance des plantes en C4 et les schémas de distribution près des limites méridionales des « habitats C4 » lors des changements de température et des fluctuations saisonnières. Divers constats suggèrent que ces plantes ont été favorisées sous les tropiques (Ehleringer *et al.*, 1997), mais il n'existe aucune preuve venant

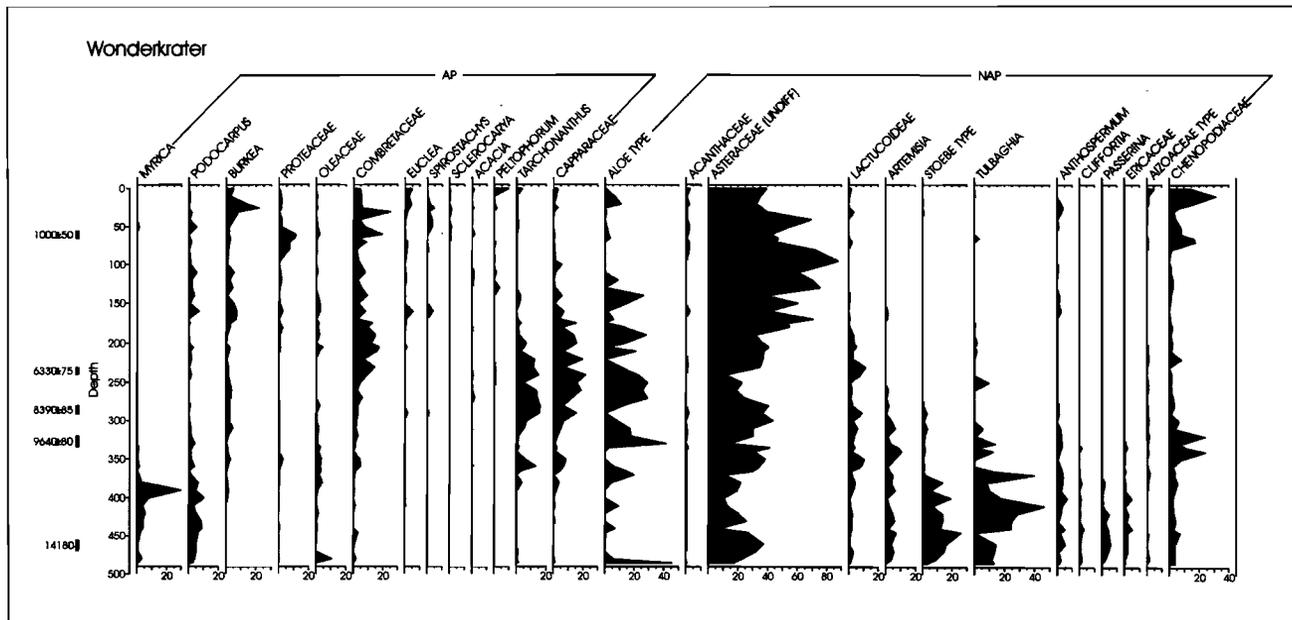


Fig. 3 : Diagramme palynologique du site de Wonderkrater (d'après Scott, 1982 ; Scott et al., 1996).

d'Afrique du Sud indiquant qu'elles s'y soient développées (Scott, 2000, en préparation). Le facteur qui aurait empêché ce développement est probablement à rechercher dans les températures hivernales extrêmement basses dans le sud (Lee-Thorpe et Talma, sous presse; Scott et Vogel, sous presse).

La période de l'Holocène

Des données polliniques de l'Holocène récent dans la région intérieure suggèrent des conditions sèches qui prirent fin plus tôt dans la savane septentrionale (ca 6500 BP) que dans la région à karoo qui s'étend vers le sud (ca 5000 BP) (Scott, 1982; 1993; Scott et Vogel, 1983). Des isotopes obtenus en milieu aquatique indiquent pour l'Holocène une température optimale après 7000 BP, suivie d'un refroidissement vers 5000 BP. Dans la région des pluies estivales de la savane du Kalahari au Botswana, au nord de la rivière Limpopo, la sécheresse de l'Holocène récent est indiquée par des pollens dans un spéléothème provenant de Drotsky's Cave (Burney *et al.*, 1994). Au sud de la rivière Limpopo, la savane comportait, alors, d'avantage d'espèces végétales sèches caractéristiques du thornveld du Kalahari, comme le *Tarchonanthus*, tandis que des pollens du type *Stoebe* étaient présents mais en déclin (Scott, 1982; Scott, 1984, 1987a, b) (Fig. 3). L'augmentation des pluies et de la température a entraîné un développement des populations de Combretaceae à larges feuilles dans la savane de la région de Wonderkrater et de Tswaing Crater entre 7000 et 6500 BP (Scott, 1982; Scott et Thackeray, 1987). Sous des conditions de température et d'humidité maximales, cette végétation s'étend vers le sud, jusqu'à la partie nord du plateau de highveld à Rietvlei Dam (Scott et Vogel, 1983). À Rose Cottage Cave, il existait une forêt montagnarde à l'Holocène récent (Wadley *et al.*, 1992; Esterhuysen et Mitchell, 1996), qui coïncide avec une absence générale de formation de tourbe sur le reste de l'Afrique du Sud méridionale (Meadows, 1988; Marker, 1995). La sécheresse de l'Holocène récent sur le plateau intérieur méridional de la région à karoo se traduisait par un plus grand nombre d'Asteraceae, comprenant des *Stoebe/Elytropappus* et *Artemisia*, typiques des précipitations en toute saison (Bousman *et al.*, 1988). Cette phase prit fin avec une transformation de la végétation en prairie à karoo vers 5000 BP (Coetzee, 1967; Bousman *et al.*, 1988; Scott et Cooremans, 1990; Scott, 1993). Dans la partie sud-ouest du Cap, sur le Pakhuis Pass, relativement sec, une importante représentation des plantes grasses dans la végétation avant 6000 BP, est indicateur de sécheresse à l'Holocène récent (Scott, 1994).

Différents enregistrements indiquent qu'un nouveau refroidissement « néoglaciare » eut lieu après 5000 BP (Scott, 1982 ; 1994; Scott et Thackeray, 1987; Talma et Vogel, 1992). Des analyses polliniques montrent

que la même tendance se retrouve dans la séquence pollinique de Wonderkrater entre 4000 et 2000 ans environ, ainsi que dans les résultats obtenus d'après les courbes beaucoup plus détaillées et pourvues de nombreuses datations à Cold Air Cave (Scott, 1982; Holmgren *et al.*, 1999). Le rapport entre les pollens d'arbres adaptés à la sécheresse et ceux adaptés à l'humidité sur le site de Wonderkrater semble témoigner de conditions généralement humides, mais les fougères, les proportions relativement élevées d'Asteraceae et la faible quantité d'herbacées semblent contredire cette hypothèse (Scott, 1982). Dans la région à karoo, le passage, aux environs de 5000 BP, de petits arbustes demandant des précipitations annuelles régulières à des herbages, suggère que les pluies estivales se sont développées (Bousman *et al.*, 1988; Scott, 1993), tandis que le refroidissement a entraîné une faible évaporation. Le développement des conditions humides dans l'intérieur durant l'Holocène inférieur (4000–2000 BP) dans les séquences de Deelpan et Florisbad est faible. Il se traduit par des variations entre éléments de prairie et les éléments de type karoo, entre 4000 et 1000 BP (Scott et Brink, 1992; Butzer, 1984; Scott, 2000; Nyakale, 1999). Plus à l'ouest, à Wonderwerk et Kathu dans le sud du Kalahari, la sécheresse est indiquée par la palynologie entre 4400 et 3000 BP (Van Zinderen Bakker, 1982; Beaumont *et al.*, 1984). De nouvelles études à Blydefontein dans la région à karoo, donnent cependant un meilleur aperçu de la complexité du changement de l'environnement durant cette période; elles suggèrent des conditions fluctuantes mais non extrêmes (Bousman, 1991; Nyakale, 1999). Le contenu isotopique stable en ^{13}C d'une stalagmite dans les Cango Caves, dans la région à karoo du sud, a augmenté progressivement à partir d'environ 5000 BP, avec un pic aux environs de 2000 BP, suggérant que des herbacées en C4, en relation avec les pluies estivales, remplacèrent des types de plantes en C3 adaptées aux pluies hivernales (Talma et Vogel, 1992). Ces changements peuvent avoir été provoqués par un léger refroidissement et une extension vers le sud des pluies estivales dans cette région qui actuellement reçoit de la pluie toute l'année.

Des études polliniques et isotopiques réalisées dans des excréments d'hyrax datés de 1000 BP, indiquent une quantité relativement faible d'herbacées (Scott et Bousman, 1990; Bousman et Scott, 1994). Un déclin des espèces d'arbres sensibles au froid se produit dans le bushveld et en Namibie (Kuisseb River) (Scott, 1996), confirmant le refroidissement d'un petit âge glaciaire, il y a 300 à 400 ans (Tyson *et al.*, 2000). Les arbustes du type karoo ont ensuite augmenté au détriment de la couverture herbeuse depuis environ 400 ans. Cela débuta avant l'introduction de troupeaux domestiques par les colons blancs, un facteur qui renforça ce type de détérioration (Scott et Bousman, 1990; Bousman et Scott, 1994).

CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX À MADAGASCAR : RÔLE DES FACTEURS NATURELS ET ANTHROPIQUES POUR LA PÉRIODE PLÉISTOCÈNE-HOLOCÈNE

Élise Van Campo

Présentation de l'île

Au Sud-Ouest de l'Océan Indien et séparée de l'Afrique par le canal du Mozambique, l'île de Madagascar s'étend sur 1500 km de long et 600 km de large entre 12° et 25°30 de latitude Sud, et couvre une superficie de 594 000 km². Son relief dissymétrique s'élève par gradins successifs depuis les grandes plaines côtières de l'Ouest et s'effondre rapidement vers l'Océan Indien. Des appareils volcaniques en forment les points culminants, le plus haut sommet atteignant 2876 m dans le massif du Tsaratanana au Nord. On y distingue cinq grandes régions climatiques : le domaine oriental exposé à l'alizé, perhumide avec une saison sèche atténuée ; la région du Bas-Sambirano dans l'extrême Nord-Ouest, exposée à la mousson avec une saison sèche ; l'Ouest, moins arrosé, avec une saison sèche très marquée ; le Sud-Ouest et le Sud, caractérisés par des précipitations de plus en plus faibles ; les Hautes Terres, sous climat tropical montagnard, avec des températures fraîches, de forts écarts thermiques et des précipitations variant fortement selon le relief et l'exposition. Ces différences climatiques, associées à des conditions géologiques et topographiques variées, ont conduit à une grande diversité des conditions écologiques, et à une extrême richesse de la flore et de la faune, largement endémiques. La forêt humide sempervirente de l'escarpement oriental, les forêts sèches et les savanes boisées de l'Ouest, les fourrés xérophiles du Sud et du Sud-Ouest, les forêts montagnardes et les brousses éricoïdes des hautes altitudes, ont attiré l'attention des botanistes dès les premières explorations européennes. Aujourd'hui, les paysages sont très dégradés et une large proportion du territoire est occupée par des formations végétales secondaires. L'action de l'homme est fortement responsable de ces changements. Cependant on connaît encore mal le rôle d'autres facteurs, notamment abiotiques, dans l'évolution des environnements malgaches au cours du Pléistocène et de l'Holocène.

Le contexte des recherches paléoécologiques à Madagascar

Deux événements importants ont eu lieu à l'Holocène récent à Madagascar. Le premier est l'arrivée de l'homme, et le second est l'extinction de plus de deux douzaines d'espèces de tortues, d'oiseaux et de mammifères. Bien que les chronologies exactes de ces événements ne soient pas fermement établies, on sait que les extinctions subfossiles se sont produites peu après l'arrivée humaine présumée. Cette dernière a été fixée approximativement à 2000 ans ^{14}C BP*, sur la base de la datation ^{14}C d'un fémur d'hippopotame nain provenant du Sud-Ouest de l'île et portant des traces de modification après intervention humaine (Mac Phee et Burney, 1991). La ou les causes de ces extinctions, achevées il y a moins d'un millénaire, donnent lieu à débat depuis des dizaines d'années. De nombreux chercheurs ont pensé que l'homme en était entièrement responsable, par le biais du développement des feux, de la destruction de la forêt primaire, de l'extension des savanes et de la réduction des habitats. D'autres causes anthropiques secondaires ont été associées, comme le comblement des marécages, la chasse, ou des phénomènes d'épizooties difficiles à établir (Mac Phee *et al.*, 1985).

La théorie d'une couverture forestière continue avait été originellement développée par les botanistes Perrier de la Bathie (1921) et Humbert (1927), qui pensaient que la majeure partie de l'intérieur de l'île était suffisamment chaude et humide pour avoir supporté des forêts denses. Si l'hypothèse est correcte, la réduction de ces formations depuis 2000 ans jusqu'aux limites historiques ne peut être en effet due qu'à un effet anthropique. Si au contraire les forêts malgaches ont toujours été limitées en surface, ou si elles s'étendent et se rétractent en fonction des changements climatiques, alors les explications qui ne relient les extinctions subfossiles qu'à l'intervention humaine ne sont pas assez complexes. Les spécialistes des faunes eux-mêmes ont remis en question cette théorie, car certaines espèces parfaitement adaptées à des milieux ouverts ont disparu en même temps que les espèces arboricoles. Koechlin *et al.* (1974) ont discuté le problème de la continuité de la forêt sur des bases moins intuitives. Les facteurs édaphiques ont pu par exemple limiter la croissance de la forêt dans certains secteurs, spécialement dans les zones arides ou montagneuses. Par ailleurs, les différences de composition floristique entre divers îlots forestiers de l'Ouest suggèrent que la division de ces forêts en stations séparées par des fourrés ou des savanes pourrait être ancienne, et non le résultat de

* Les âges radiochronologiques ne sont pas calibrés.

la destruction d'une forêt continue les reliant entre elles durant les temps historiques. L'extrême pauvreté de la flore et de la faune de la plupart des savanes malgaches pourrait *a contrario* suggérer qu'elles sont d'origine récente (Paulian, 1972), mais elle n'implique pas qu'elles aient succédé à une forêt dense. Elles pourraient avoir été précédées par des savanes plus riches ou des mosaïques forêt-savane (Dewar, 1984), dont la vie animale se serait éteinte, ou dans certains cas retirée dans les zones arborées restantes, au fur et à mesure que la mosaïque se rétrécissait. Nous savons de façon certaine que les réponses climatiques des latitudes tropicales en général aux grandes alternances Glaciaire-Interglaciaire du Quaternaire ont été très fortes. Il n'y a aucune raison de croire que l'île de Madagascar ait pu faire exception. Une aridité accrue pendant le Quaternaire récent pourrait avoir produit des conditions défavorables à une couverture forestière continue, particulièrement dans les secteurs soumis à une longue saison sèche.

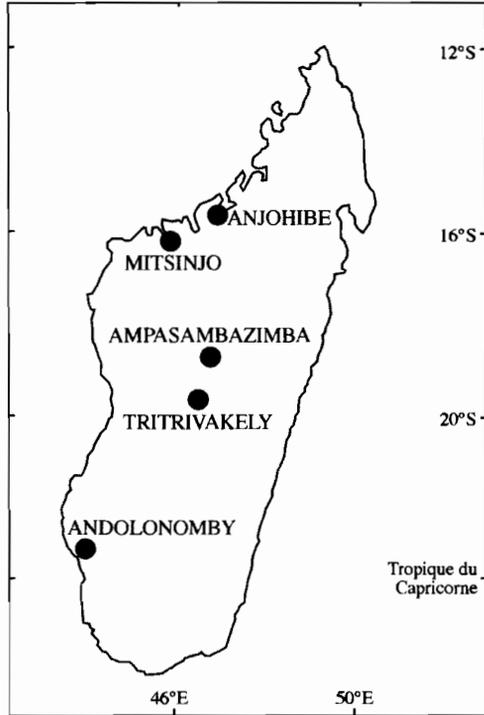
La compréhension du rôle des populations humaines dans les extinctions faunistiques holocènes à Madagascar nécessite donc, d'une part d'affiner la chronologie des extinctions, et d'autre part d'avoir des enregistrements précis et bien datés des changements environnementaux ayant eu lieu pendant le Pléistocène et l'Holocène. De nombreuses informations ont été rassemblées sur les faunes et les flores passées de ces périodes. Un des meilleurs outils des reconstructions paléoenvironnementales est l'analyse palynologique et anthracologique des sédiments contenus dans les tourbières ou dans les lacs. De tels enregistrements sont encore trop peu nombreux sur l'île et les régions sont inégalement couvertes. Seules les études les plus significatives et celles dont le cadre chronologique est le plus sûr sont présentées ici (Fig.1).

Le Pléistocène

Les grottes d'Anjohibe au Nord-Ouest de l'île ont fourni des spectres polliniques donnant quelques vues instantanées de la végétation environnante (Burney *et al.*, 1997). Le plus ancien d'entre eux, estimé à 40 000 ans BP, est très proche du spectre actuel. Il correspond à une savane à *Medemia nobilis*, palmier endémique. Un autre spectre daté vers 23 000 ans BP indique le même type de végétation pour le dernier maximum glaciaire. Des traces de végétaux brûlés montrent que des feux avaient lieu bien avant que l'homme ne soit présent sur l'île.

La plus longue séquence disponible provient du lac Tritrivakely situé à 1778 m. d'altitude sur le plateau central d'Ankaratra. Ce lac de cratère avait fait l'objet d'une prospection dès les années 1980 (Burney, 1987)

Fig. 1: localisation des sites mentionnés dans le texte.



et a récemment fourni une séquence sédimentaire de 40 mètres. Les 13 mètres supérieurs, datés par le ^{14}C , couvrent 40 000 ans (Gasse et Van Campo, 1998; 2001). Au-delà de 13 mètres, aucune datation radiométrique n'est encore disponible. Cependant les données palynologiques ont mis en évidence six cycles de température, dont les corrélations avec ceux identifiés dans les carottes glaciaires en Antarctique permettent de proposer un âge de 150 000 ans pour la base de la séquence (Fig. 2). Pendant les périodes fraîches, le fourré à Ericacées, actuellement présent au-dessus de 2000 m, entoure le lac. Au début des phases de réchauffement, ce fourré se désintègre et migre à des altitudes supérieures. L'augmentation de température n'est pas immédiatement accompagnée par un accroissement de l'humidité, et produit d'abord une savane boisée. L'humidité augmentant, les arbres caractéristiques des forêts de moyenne altitude peuplent de plus en plus densément le paysage. Lors de l'initiation d'une nouvelle période fraîche, la forêt de montagne se développe, précédant le retour du fourré d'altitude à Ericacées qui réoccupe le bassin versant au maximum du froid. Il y a 20 000 ans, au moment du dernier maximum glaciaire, les Ericacées

entouraient ainsi le lac. L'étude de la tourbière de Vinanony, située également dans le massif d'Ankaratra à 1875 m, confirme la descente altitudinale de la brousse éricoïde au Glaciaire. Elle était même présente autour du lac de Torotorofotsy, site plus oriental, à 956 m d'altitude (Straka, 1996, 2001). Le climat était donc plus froid qu'actuellement, même si les faibles concentrations glaciaires en CO₂ atmosphérique peuvent partiellement expliquer la descente des végétations montagnardes à cette époque. Le cycle hydrologique était aussi considérablement réduit, comme il a été démontré maintenant pour toute la ceinture tropicale au dernier maximum glaciaire. La présence de niveaux de charbons tout au long de la séquence démontre là encore l'existence de feux naturels bien avant l'arrivée de l'homme sur l'île.

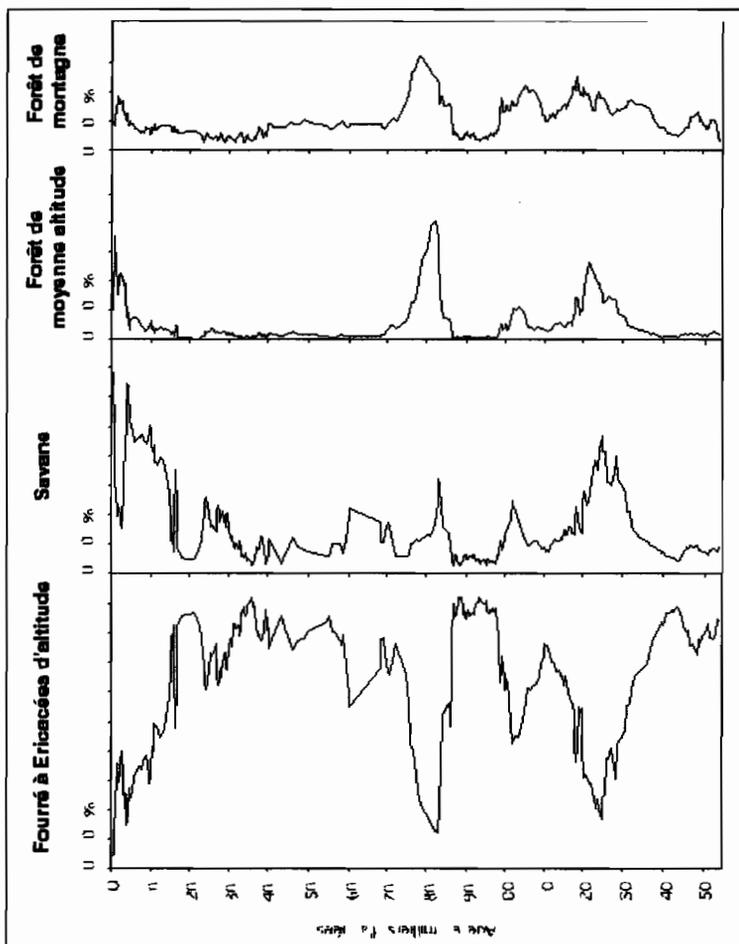


Fig. 2 : Diagramme pollinique simplifié du lac Tritrivakely (hauts plateaux centraux de Madagascar).

L'Holocène

Le site fossile holocène ayant livré la plus longue liste faunistique d'espèces fossiles de Madagascar est le site d'Ampasambazinba situé dans le district volcanique d'Itasy à 1000 m d'altitude (Mac Phee *et al.*, 1985). Cet ancien bassin lacustre formé par un barrage de lave il y a 8000 ans, vit s'accumuler des sédiments pendant 4000 ans, jusqu'à la rupture du barrage. Deux spectres polliniques datés à 7500 et 8200 ans ¹⁴C BP révèlent la présence des paysages ouverts au centre de l'île. En effet, on y trouve non seulement une forte proportion de pollen de Gramineae, mais aussi des taxons arborés de savane, qui nécessitent des milieux ouverts pour se développer. Bien que ces données ne suffisent pas à déterminer l'étendue et les caractéristiques exactes de ces milieux, l'hypothèse selon laquelle ce secteur était couvert uniformément de forêt avant la colonisation humaine semble difficile à tenir.

Sur les hauts plateaux, à Tritrivakely, le paysage est très ouvert au début de l'Holocène, mais la phase la plus chaude et la plus sèche est enregistrée autour de 3600 ans ¹⁴C BP, avant un retour à des conditions plus fraîches et plus humides, manifestées par l'installation d'une forêt riveraine, et qui persistent jusque vers 1000 ans ¹⁴C BP. Un fort impact anthropique ne se manifeste que depuis 700 ans environ.

Au Nord-Ouest, les données du lac Mitsinjo (Matsumoto et Burney, 1994) documentent une mosaïque forêt sèche-savane jusque vers 3500 ans ¹⁴C BP, un assèchement complet du lac entre 2000 et 1000 ans ¹⁴C BP, et une savane après 1000 ans ¹⁴C BP, fortement anthropisée au cours des 500 dernières années. Cette région est donc marquée par une baisse des précipitations à l'Holocène récent. Là encore, la présence de charbons dans les sédiments indique l'existence de feux occasionnels avant la date de l'arrivée présumée de l'homme sur l'île.

Le Sud-Ouest aride contient de nombreux sites fossilifères d'âge holocène, provenant essentiellement d'anciens lacs. Le site d'Andolonomy (Burney, 1993) a livré un enregistrement palynologique, anthracologique et faunistique dont la base est datée à 5000 ans ¹⁴C BP. À cette date, un lac peu profond occupait le site, entouré d'une mosaïque de forêt sèche, de fourrés épineux et de savanes. La période 3500-2000 ans ¹⁴C BP est caractérisée par une baisse du niveau du lac, et le développement des éléments de savane au détriment des éléments forestiers suggérant là encore une baisse des précipitations. Après 2000 ans ¹⁴C BP, les phénomènes de feux s'intensifient.

Les recherches paléoécologiques menées à Madagascar permettent dorénavant de nourrir de façon fructueuse le débat scientifique concernant les relations entre extinctions faunistiques et changements environnementaux. Il est clair que des changements de climat et de végétation majeurs ont eu lieu sur l'île bien avant l'arrivée de l'homme, à l'échelle des grandes alternances Glaciaires-Interglaciaires, mais aussi à celle du millénaire, voire du siècle. Ces changements ont pu montrer des différences régionales, ce qui surprend peu étant donné la diversité des conditions bioclimatiques observées aujourd'hui sur l'île. L'existence de feux naturels est également démontrée de façon non équivoque par la présence de charbons dans les séries pré-holocènes et holocènes. Ce sont certainement les actions conjointes de l'homme et du climat qui ont conduit à la rupture d'un certain nombre d'équilibres écologiques, rendant de plus en plus précaire la survie de nombreuses espèces animales, qui ont finalement totalement disparu.

QUATRIÈME PARTIE

**L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION
EN AMÉRIQUE ET EN ASIE**

ÉVOLUTION DES VÉGÉTATIONS DU PLIO-PLÉISTOCÈNE À L'HOLOCÈNE EN AMÉRIQUE DU SUD

Marie-Pierre Ledru

L'évolution des flores est étroitement liée aux changements globaux du climat de la Terre. Le début du Pliocène voit l'installation des calottes de glace aux pôles marquant la première détérioration climatique de la planète. Depuis un million d'années environ, la Terre est soumise à une alternance de périodes froides (les glaciations) et chaudes (les interglaciaires) liées aux positions de la Terre par rapport au Soleil. Trois paramètres orbitaux de la Terre modulent les variations de l'apport d'énergie solaire avec chacun une périodicité différente, c'est la théorie astronomique de Milankovitch (Fig. 1). Le premier de ces paramètres, l'excentricité caractérise le degré d'aplatissement de l'ellipse de la Terre autour du Soleil avec un cycle de 100 000 ans depuis environ 5 millions d'années, il définit le contraste entre la saison chaude et la saison froide; le second paramètre ou l'obliquité, représente l'inclinaison de l'axe de la Terre par rapport à son plan de translation autour du Soleil avec une périodicité d'environ 41 000 ans, influe sur la surface du globe recouverte par les glaces; enfin la précession des équinoxes, ou rotation de l'axe des pôles présente un cycle de 26 000 ans environ déterminant la succession des étés et des hivers. Ces cycles astronomiques sont bien enregistrés dans les spectres palynologiques à travers les variations des fréquences des grains de pollen d'arbres et d'herbacées, ainsi que dans les biomarqueurs des carottes marines. Le niveau des océans a également varié à de nombreuses reprises au cours des derniers millions d'années, le plus récent étant le dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans environ, lorsque le niveau marin atteignait des valeurs de 120 mètres plus basses qu'aujourd'hui. Les précipitations annuelles des continents sont étroitement liées à la pression, ainsi qu'à la température des océans. La modification de ces facteurs est aussi à l'origine des variations globales de l'environnement. Ces changements climatiques globaux, synchrones sur toute la planète, ont modifié la composition et la répartition des flores et ont contribué à l'élaboration du paysage telle que nous l'observons aujourd'hui. À la variabilité naturelle du climat s'ajoutent d'autres forçages, comme par exemple la tectonique, le volcanisme, l'impact humain, contribuant également à la modification de l'environnement sur une échelle spatiale ou temporelle plus réduite. Ceux-ci seront examinés

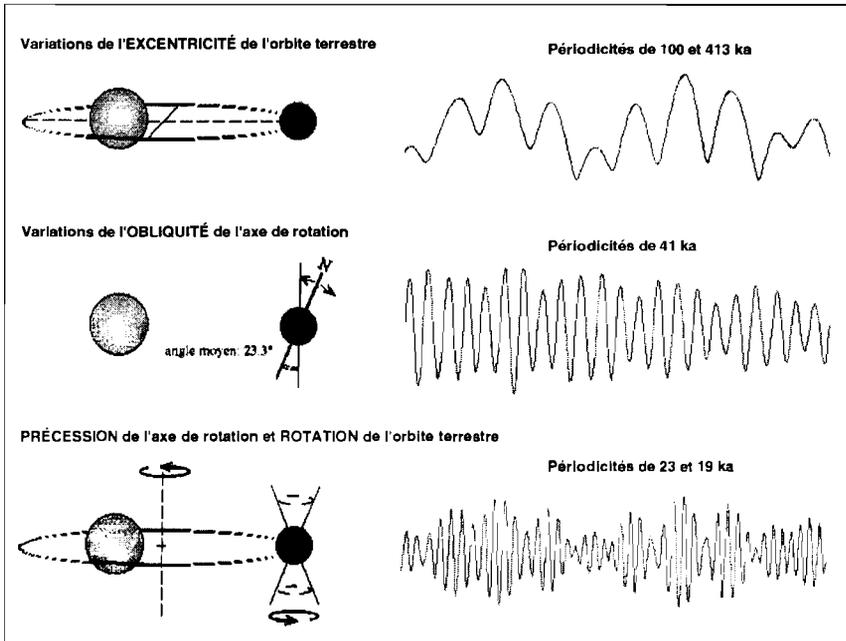


Fig. 1 : Les cyclicités de l'insolation terrestre au cours du Pléistocène ou théorie de Milankovitch d'après Elsa Cortijo, LSCE.

sur l'ensemble du continent sud-américain à partir de l'observation de quelques sites clés (Fig. 2).

Le Pliocène

Le Pliocène se caractérise principalement par le raccord de l'Isthme de Panama au continent sud-américain ainsi que par l'enregistrement des premières détériorations climatiques. La poussée finale de la Cordillère des Andes a eu lieu au nord du continent dès la fin du Miocène. En raison du faible nombre de données palynologiques disponibles concernant cette époque deux types de végétation seront observés: la forêt dense équatoriale et la forêt andine.

En Amérique Centrale, avec la fermeture de l'Isthme de Panama, des végétations ouvertes dites de savane sèche apparaissent pour la première fois dans les analyses palynologiques. Ces savanes forment un couloir de migration entre les forêts atlantiques et la côte aride du Pacifique. L'appari-

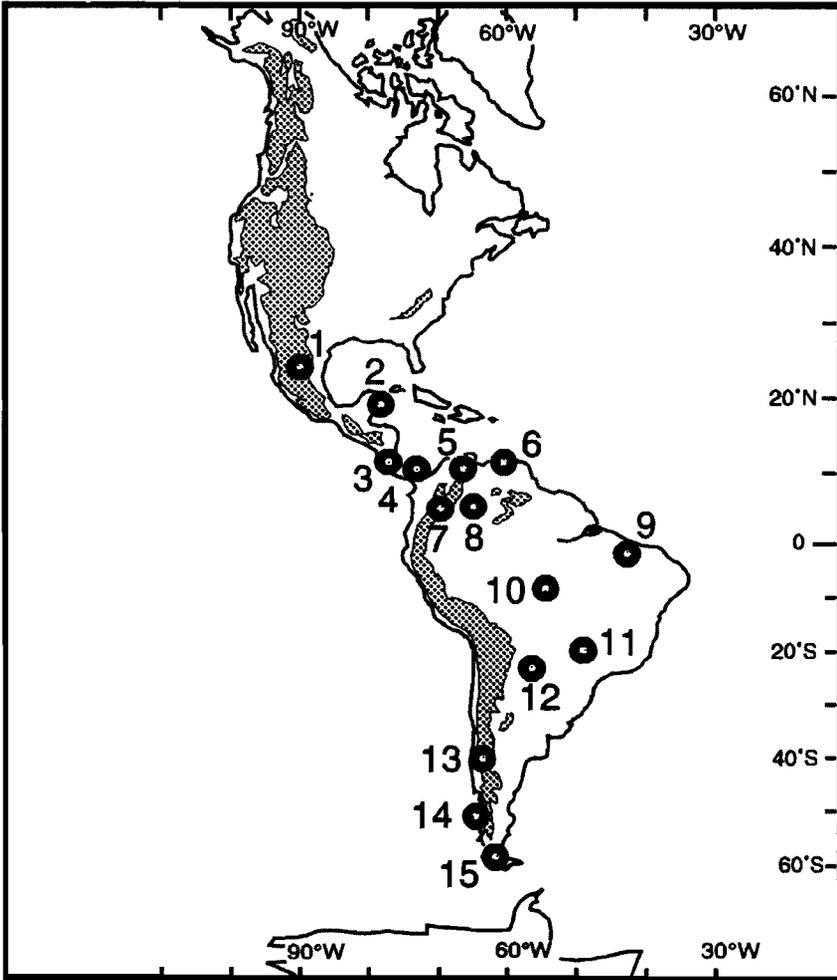


Fig. 2: Localisation des enregistrements palynologiques cités dans le texte. 1: Lac Chalco et Lac Texcoco (in Caballero and Ortega, 1998; Lozano and Ortega, 1998; Caballero et al., 1999), 2: Peten (in Leyden et al., 1998), 3: Andes du Costa Rica (in Islebe et al., 1995), 4: Panama (in Bush, 1989), 5: Lac Valencia (in Leyden, 1985), 6: Surinam (in Wijmstra 1971), 7: Funza I (in Hooghiemstra, 1984; 1994, Hooghiemstra et al., 1993), 8: Llanos de Colombie (in Behling and Hooghiemstra, 2000), 9: Lac Caço (in Ledru et al., 2001, 2002), 10: Carajás (in Absy et al., 1991), 11: Salitre (in Ledru et al., 1996), 12: Parc National Noel Kempf (in Mayle et al., 2000), 13: Tagua Tagua (in Heusser, 1983), 14: Taitao Peninsula (in Bennett et al., 2000), 15: Tierra del Fuego (in Markgraf and Kenny, 1997).

tion de *Alnus* à la même époque est attribuée à une détérioration climatique. Ces résultats sont confirmés par l'analyse d'une carotte prélevée au large des côtes mexicaines où l'apparition de *Artemisia* (Compositae) accompagnée de l'expansion des *Pinus* (Pinaceae) se fait au détriment des autres éléments forestiers (in Morley 1999).

Au nord de l'Amérique du Sud, une étude réalisée sur la côte du Surinam montre que la forêt amazonienne était bien représentée dès le Pliocène. Les résultats de l'analyse palynologique font état de l'existence de quatre phases de régression de la forêt au cours du dernier million d'années. Ces intervalles sont caractérisés par des taxons de savane et des graminées et sont également pauvres en taxons de mangrove. Les phases à forte fréquence de pollen de mangrove sont associées à une expansion maximale de la forêt équatoriale. Elles sont associées à des climats humides ainsi qu'à des hauts niveaux océaniques. La première phase de régression de la forêt enregistre la présence d'une savane boisée où les graminées sont peu fréquentes alors qu'au cours des trois suivantes les graminées sont dominantes témoignant de la présence de végétation plus ouverte à l'emplacement de la forêt. La composition de la mangrove change également au cours de ces quatre phases de régression de la forêt avec l'apparition d'*Avicennia* (Wijmstra, 1971 revu par Morley, 1999).

Plus au Sud, dans les Andes de Colombie, la carotte de Funza I totalise 650 m de sédiment provenant d'un bassin lacustre de la Sabaná de Bogotá situé à 2250 m d'altitude. Elle recouvre 3,5 millions d'années de dépôt sédimentaire. Étudiée par Henry Hooghiemstra (Hooghiemstra, 1984) et collaborateurs, elle fait suite à une longue série d'analyses initiée par Thomas van der Hammen dès le début des années soixante (van der Hammen and Gonzalez, 1965). Elle révèle la succession de phases de développement de la forêt andine et du paramo (végétation ouverte d'altitude), ainsi que la migration de taxons en provenance du nord et du sud du continent (Fig. 3).

Trois changements majeurs sont distingués au cours du Pliocène : de 3,2 à 2,7 millions d'années, une forêt andine plutôt ouverte et riche en *Podocarpus* avec *Hedyosmum* et *Weinmannia* aux basses altitudes est bien représentée. Une limite altitudinale située entre 2800 et 3600 m atteste de conditions climatiques chaude et humide. À partir de 2,7 millions d'années la limite de la forêt oscille entre 2600 et 2800 m d'altitude caractérisant l'installation de conditions climatiques plus froides coïncidant également avec la formation des glaciers de l'hémisphère nord. La végétation dite de paramo se développe considérablement à partir de cette époque et *Plantago*, nouvellement implanté vers 2,7 millions d'années devient l'élément domi-

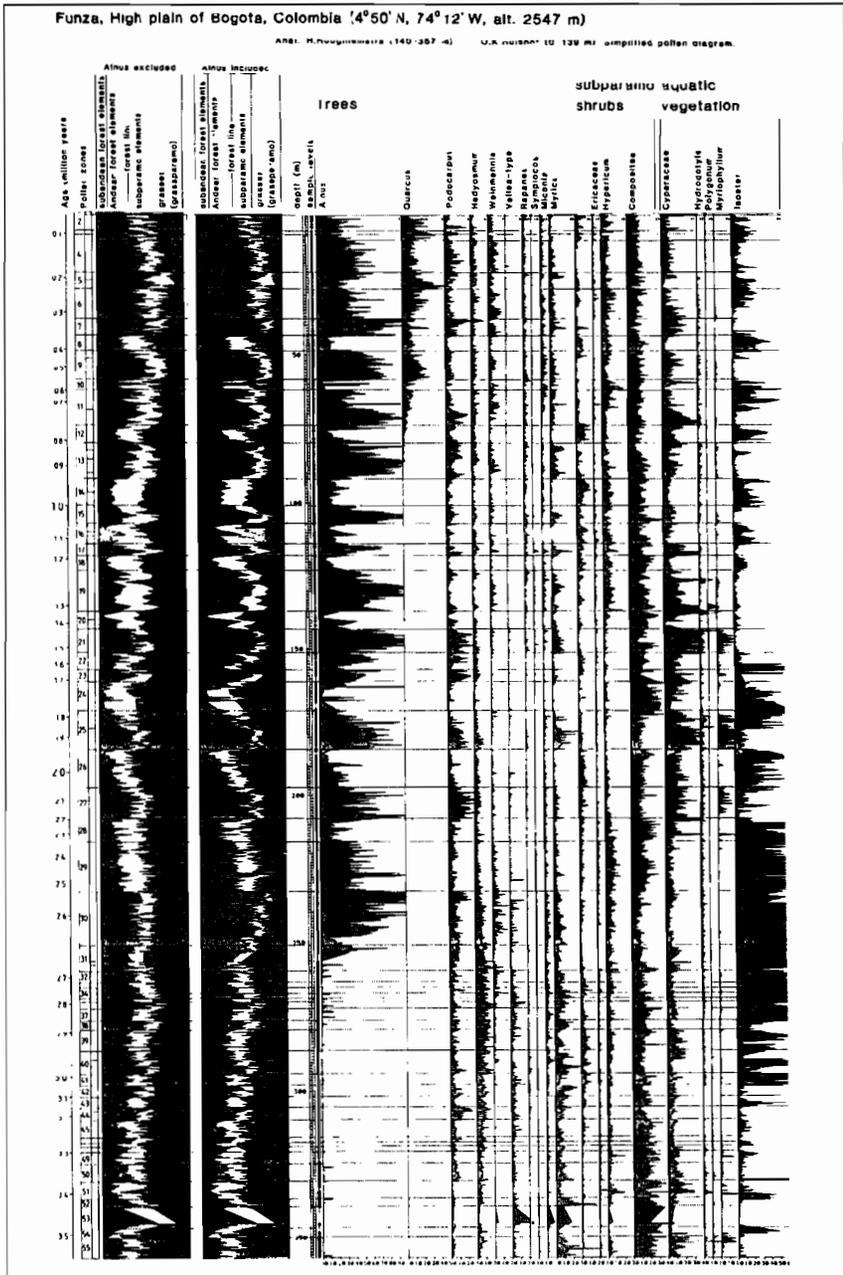


Fig. 3 : Diagramme pollinique de Funza I (Hooghiemstra, 1989).

nant du paramo dès 2,2 millions d'années. Entre 2,2 et 1 million d'années la forêt andine devient plus fermée comme l'atteste la disparition de taxons héliophiles tels que *Borreria*, *Hypericum* et *Polylepis*. La limite de cette forêt chute plusieurs fois à 1900 m d'altitude attestant un renforcement des conditions climatiques froides. De nombreux taxons en provenance de l'Amérique du Nord ont immigré vers la Sabana de Bogotá, *Quercus*, *Alnus*, *Juglans*, *Myrica* par exemple, ainsi que d'autres espèces en provenance du sud de l'Amérique du Sud, *Polylepis* (Rosaceae), *Loricaria* (Asteraceae) et *Rhizocephalum* (Campanulaceae), ou des savanes tropicales de basse altitude tels que *Xyris* (Xyridaceae), *Paepalanthus* (Eriocaulaceae) et *Borreria* (Rubiaceae) par exemple.

L'expansion des savanes ou des végétations ouvertes d'altitude telle que le paramo associée à une diminution des températures synchrone de l'expansion des glaciers de l'hémisphère nord caractérise donc le Pliocène sud-américain.

Le Pléistocène

Le Pléistocène est défini à partir des oscillations des périodes glaciaire/interglaciaire préluant à l'installation et à la composition des végétations actuelles. Il n'existe à ce jour qu'un seul enregistrement sédimentaire couvrant la totalité du Pléistocène en Amérique du Sud : il s'agit de celui de Funza I en Colombie et présenté précédemment. L'arrivée de *Alnus* (Betulaceae) en provenance de l'Amérique du Nord est enregistrée dès 1 million d'années à la suite du raccord entre l'Amérique Centrale et l'Amérique du Sud et non pas d'une détérioration climatique comme c'était le cas en Amérique Centrale au cours du Pliocène. La limite de la forêt andine oscille entre 2830 m d'altitude, il s'agit alors d'une phase climatique chaude, et 1800 m d'altitude durant les maxima glaciaires. Les formations végétales ouvertes du paramo remplacent alors la forêt andine. Les fluctuations glaciaire/interglaciaire ont ensuite contribué à la composition floristique actuelle du paramo avec notamment les fameuses *Espelettia* (Compositae) qui lui donnent son allure si caractéristique aujourd'hui. La forêt andine adopte sa configuration actuelle après 350 000 ans avec l'arrivée de *Quercus*, puis après 180 000 ans lorsque *Quercus* est bien implanté sous forme des végétations zonales.

L'analyse de la cyclicité des fréquences des grains de pollen d'arbres de la forêt andine de Funza I a également mis en évidence les variations d'insolation dérivées de la théorie astronomique de Milankovitch avec un signal d'excentricité enregistré chaque 100 000 ans et un signal de préces-

sion chaque 23 000 ans (Hooghiemstra and Sarmiento, 1991), (Hooghiemstra *et al.*, 1993), (Hooghiemstra, 1994), (Andriessen *et al.*, 1993).

En ce qui concerne les autres régions de l'Amérique du Sud, les enregistrements palynologiques du Pléistocène, lorsqu'il y en a, montrent 4 phases principales d'évolution : avant 35 000 ans BP, entre 35 000 et 30 000 ans BP, entre 30 000 à 18 000 ans BP, entre 17 000 à 11 000 ans BP.

Avant 35 000 ans BP.

En Amérique Centrale, au Mexique près de la ville de Mexico, une forêt à *Pinus*, *Quercus*, *Alnus* et *Picea* est attestée avant 42 000 ans BP. Les pins atteignent ensuite une fréquence très faible dans les diagrammes palynologiques au profit de formations herbacées. Celles ci ont perduré jusqu'à l'Holocène (Lozano-Garcia *et al.*, 1993), (Lozano-Garcia and Ortega-Guerrero, 1998), (Caballero and Ortega, 1998), (Caballero *et al.*, 1999).

Dans les régions tropicales, les enregistrements palynologiques attestent de végétations steppiques avant 35 000 ans BP.

Entre 35 000 et 30 000 ans BP.

Ces végétations steppiques disparaissent ensuite progressivement au profit de l'installation de forêt marécageuse à Myrtaceae comme par exemple au Brésil (Ledru *et al.*, 1996). La période comprise entre 35 000 et 30 000 ans BP est caractérisée dans toute l'Amérique du Sud par une phase d'humidité maximale avec le développement de toutes les forêts, tempérée, tropicales, équatoriales ou bien forêts galeries et des hauts niveaux lacustres (Argollo and Mourguiart, 2000).

Dans le centre du Chili, les communautés végétales de toute la fin du Pléistocène, c'est-à-dire au-delà de 35 000 ans BP et jusqu'à 11 000 ans BP, connaissent une richesse floristique plus importante qu'aujourd'hui ainsi que la présence de *Nothofagus dombeyi* (Fagaceae) le hêtre de l'hémisphère sud, et de nombreuses espèces de *Podocarpus* (Podocarpaceae) dont la répartition actuelle se situe plus au sud dans la forêt valdivienne (Heusser, 1983), (Heusser *et al.*, 1999).

Entre 30 000 et 18 000 ans BP.

Dans les Andes comme dans les régions tropicales de basse altitude, la forêt disparaît peu à peu au profit de formations ouvertes à graminées.

Dans les régions tropicales les séquences lacustres ne présentent peu ou pas de dépôts sédimentaires. Ces hiatus de sédimentation ou phases érosives sont attribués à des conditions climatiques plus sèches et froides ayant entraîné la disparition de la forêt ou/et son ouverture au profit de formations végétales plus ouvertes (Ledru *et al.*, 1998a).

Sur les côtes du Chili, vers 42° S de latitude, une steppe est enregistrée dès 30 000 ans BP, attestée par l'augmentation des fréquences des grains de pollen de Gramineae/Compositae; elle est ensuite remplacée par un marécage à *Dacrydium*, buisson de la famille des Podocarpaceae, attestant alors de conditions climatiques froides et humides pendant le dernier maximum glaciaire.

Entre 17 000 et 11 000 ans BP.

La fin du Pléistocène, entre 17 000 et 11 000 ans BP, est caractérisée par la déglaciation dans les régions de haute altitude ou sous les hautes latitudes et le retour à des conditions plus humides sous les latitudes tropicales et tempérées. Les changements d'environnement ne sont pas enregistrés de façon synchrone et dépendent fortement de la région considérée. Les forêts tropicales subissent de profondes transformations et leur composition floristique ne présente parfois pas ou très peu d'analogue actuel. En Amazonie, on sait par exemple que la forêt était présente mais avec une composition différente de l'actuel (Bush, 1994). Des taxons associés à des végétations froides sont bien représentés dans les forêts tropicales comme par exemple les *Podocarpus* en Amazonie ou bien encore les *Araucaria* (Gymnospermes, Araucariaceae) dans les zones de forêt semi-décidue du centre du Brésil (Ledru *et al.*, 1996), (Ledru *et al.*, 2001). Dans les régions des savanes tropicales comme les cerrados du Brésil, une succession de taxons héliophiles considérés comme pionniers *Cecropia* (Cecropiaceae), Melastomataceae, *Didymopanax* (Araliaceae), *Byrsonima* (Malpighiaceae), prélude à l'installation d'une végétation savanicole à *Byrsonima* (Ledru, 2002).

Dans les Andes du nord les changements environnementaux sont interprétés à partir de modifications dans les proportions de Gramineae, Compositae, et des taxa de la forêt andine tels que *Alnus*, *Hedyosmum*, Melastomataceae, *Quercus*, *Podocarpus/Prumnopytis*. La forêt andine connaît une remontée de sa limite altitudinale vers 14 000 ans BP, à laquelle succèdent plusieurs oscillations entre 14 000 et 10 000 ans BP.

Au Chili, à l'époque glaciaire, la forêt valdivienne à *Nothofagus* est remplacée par des fortes fréquences de Gramineae, Compositae et autres

taxons herbacés. Après 12 000 ans BP les taxons forestiers deviennent dominants et perdurent jusqu'à l'actuel. À l'Est des Andes la forêt était très réduite à la fin du Pléistocène et une steppe avec des buissons de *Dacrydium* (Podocarpaceae) dominait le paysage. Toutefois dans cette région quelques taxons arborés ont enregistré une expansion au cours du tardiglaciaire comme le *Podocarpus/Prumnopytis* aux basses altitudes et le *Nothofagus* aux altitudes plus élevées. Après 12 000 ans BP la végétation des moyennes et hautes latitudes s'est développée séparément, une expansion de la forêt est enregistrée peu après 12 000 ans BP vers 41°S de latitude, alors qu'elle n'est enregistrée qu'après 8500 ans BP entre 51° et 54° S. Dans la région de la Terre de Feu, sous les hautes latitudes australes, de nombreuses oscillations sont enregistrées au cours de la fin du Pléistocène, comme les passages répétés d'une steppe sèche vers une steppe plus humide (Markgraf and Kenny, 1997).

La dernière oscillation climatique du Pléistocène, ou Dryas récent, a eu différents impacts sur les végétations sud américaines en fonction de la région considérée. Cette oscillation a duré environ 1000 ans et de ce fait n'a pu être enregistrée dans les sédiments des forêts humides. En effet si un changement d'humidité a lieu dans une région où il pleut déjà beaucoup, plus de 3 000 mm par an, 25 % d'humidité en moins n'auront que peu d'influence sur le développement de la forêt sur une aussi courte période de temps. Par contre c'est à cette époque que sont enregistrés des maxima de concentration de particules de microcharbons, attestant d'incendies et par conséquent de perturbations des forêts denses tropicales et équatoriales (Haberle and Ledru, 2001). Toutefois le Dryas récent est bien enregistré dans le nord des Andes (van der Hammen *et al.*, 1980/1981) et dans les régions montagnardes d'Amérique Centrale où les forêts andines sont remplacées par le paramo (Islebe *et al.*, 1995). À partir du sud de l'Amazonie, la dernière oscillation climatique du Pléistocène n'est plus enregistrée dans les spectres palynologiques. Au Chili la forêt à *Nothofagus* persiste depuis la fin du Pléistocène sans interruption jusqu'à l'actuel (Bennett *et al.*, 2000). Il n'y a pas non plus de transformation dans les steppes des latitudes australes du Chili et de la Patagonie (Markgraf et Kenny, 1997). L'influence de l'hémisphère nord sur les paléoenvironnements semble avoir été faible dans les latitudes australes.

L'Holocène

L'apparition de l'Homme est attestée avec certitude dès 12 000 ans BP sur l'ensemble du continent américain (Cooke, 1998). Les végétations vont donc être très vite soumises à son intervention : incendies, agriculture

et sédentarisation sont détectés dans les diagrammes palynologiques dès le début de l'Holocène. Le climat subit également des variations abruptes et fréquentes avec notamment l'apparition du phénomène El Niño sous les latitudes tempérées et tropicales (Martin *et al.*, 1992).

En Amérique Centrale les forêts tropicales et sub-tropicales sont composées d'un mélange d'espèces montagnardes, *Pinus*, *Quercus*, *Ulmus* avec des espèces de forêt dense humide comme par exemple à Peten (Leyden, 1985). Cette forêt mixte disparaît progressivement à partir de 9000 ans BP au profit de la forêt semi décidue ou par des éléments de savane boisée dans les régions plus sèches comme le Yucatan. Après 8500 BP cette forêt semi décidue est remplacée par de la forêt décidue ou de la savane. Le retour de la forêt humide est enregistré après 5000 ans BP La sédentarisation apparaît plus tard vers avec les civilisations Maya, très évoluées où le premier indice de la culture du Maïs remonte à 4000-3500 ans BP dans le Yucatan. À la même époque, une autre civilisation du nord du Mexique, plus archaïque, pratiquait encore la cueillette et n'avait pas procédé aux grands défrichages des Mayas. La civilisation Maya a disparu vers 1250 BP alors que les précipitations étaient devenues insuffisantes pour le maintien de l'agriculture mais pas pour les forêts environnantes qui continuent d'être bien enregistrées dans les diagrammes palynologiques (Leyden *et al.*, 1998).

Au Mexique, dans les montagnes près de Mexico, la forêt actuelle à *Pinus*, *Quercus* et *Alnus* s'est installée entre 10 000 et 9000 ans BP. Les premiers indices de sédentarisation y sont observés à partir de 7000 ans BP (Caballero and Ortega, 1998). Après 6000 ans BP les changements paléoenvironnementaux enregistrés en Amérique Centrale ne peuvent plus être attribués aux changements climatiques seuls car les premiers pollens de maïs (*Zea*) sont déterminés dans les spectres palynologiques de la vallée de Mexico (Niederberger, 1979) ainsi qu'au Panama (Bush, 1989). Après 3500 ans BP, l'influence anthropique sur le paysage est clairement enregistrée avec le déclin de la forêt à *Quercus* et *Pinus*, l'augmentation des taxons caractérisant des végétations plus ouvertes, les traces d'incendies, l'abondance des graines et l'augmentation des fréquences des pollens de *Zea* (maïs) et Solanaceae (tomate, pomme de terre...).

En Amérique du Sud, on assiste à la mise en place progressive des végétations actuelles comme par exemple le cerrado (savane boisée du Brésil) après 7000 ans BP, la forêt d'*Araucaria* dans le sud du Brésil vers 2000 ans BP, la limite altitudinale actuelle de la forêt andine ou latitudinale de la forêt à *Nothofagus* dans les régions tempérées du Chili. Au début de l'Holocène et jusqu'à 8500 ans BP environ les forêts tropicales sont sou-

prises à l'influence du changement d'insolation ou signal de précession (Martin *et al.*, 1997). Les savanes tropicales sont également peu développées (Behling and Hooghiemstra, 2000). L'augmentation progressive de la durée de la saison sèche faisant suite au signal de précession favorise l'installation des végétations tropicales actuelles après 8500 ans BP. Dans le sud du Brésil les végétations ouvertes sont dominantes jusqu'à 7 000 ans. La forêt à *Araucaria* ne s'installe définitivement qu'après 2000 ans BP, après la mise en place de tout un cortège d'espèces pionnières semi-décidues, entre 7000 et 3000 ans BP environ (Behling, 1995), (Ledru *et al.*, 1998b).

Depuis 3000 ans environ, la forêt amazonienne enregistre une expansion au détriment des savanes sur les zones de contact comme par exemple à l'ouest de la Bolivie (Mayle *et al.*, 2000). De nombreuses fluctuations sont enregistrées avec parfois des modifications de composition floristique, après des incendies répétés par exemple on observe une augmentation progressive de la fréquence des taxa de plantes adaptées au feu comme les Mimosaceae, certaines familles deviennent aussi dominantes au détriment d'autres taxons telles que les Piperaceae (Absy *et al.*, 1991). Les incendies peuvent être d'origine naturelle, mais sont aussi activés par l'Homme dans sa pratique de l'agriculture sur brûlis. Ils sont enregistrés grâce à la présence de nombreuses particules de microcharbons dans les sédiments dès le début de l'Holocène. Leur fréquence se stabilise ensuite dans la dernière partie de l'Holocène. L'augmentation de la variabilité climatique liée au phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO) ainsi que l'accroissement de l'agriculture sur brûlis sont en cause, sans qu'il soit possible de différencier ces deux phénomènes de façon précise (Haberle and Ledru, 2001).

Dans le nord des Andes, entre 7000 et 5000 ans BP, les fréquences des graminées diminuent au profit des taxons de la forêt andine et/ou des composées. Après 5000 ans BP la limite altitudinale de la forêt andine d'altitude descend (avec *Quercus*, *Weinmannia*, *Hedyosmum*, *Alnus*); celle-ci se mélange progressivement aux éléments de la forêt andine de basse altitude. À partir de 3000 ans BP l'environnement forestier actuel se met en place. L'impact humain sur l'environnement n'est enregistré que très récemment.

Au Chili dans la région de la forêt valdivienne sous les latitudes tempérées, des modifications de la composition floristique de la forêt dues aux fluctuations climatiques de l'Holocène sont enregistrées avec par exemple après 8000 ans BP le remplacement de la forêt dense humide par de la forêt plus sèche. À l'Est des Andes lorsque la forêt domine sous les hautes latitudes, les moyennes latitudes montrent une augmentation de la

fréquence de taxons associés à des végétations basses et vers 6000 ans BP un retour de la forêt dense à *Nothofagus* est enregistré. Les spectres palynologiques provenant des hautes latitudes australes montrent d'abord une augmentation des taxons associés à la steppe tels que Gramineae et *Empetrum*. Après 5000 ans BP on assiste à l'installation des végétations actuelles. L'impact humain n'est détecté qu'au cours des 500 dernières années (Markgraf, 1989).

L'ÉVOLUTION DES VÉGÉTATIONS AU PLÉISTOCÈNE ET À L'HOLOCÈNE EN ASIE

Anne-Marie Sémah

Les données concernant l'environnement végétal des hominidés fossiles au cours du Quaternaire sont encore parcellaires et dispersées. Les récentes découvertes de sites dans l'ensemble du monde asiatique ne sont pas toujours systématiquement accompagnées d'études de la végétation et les renseignements sur le paléoenvironnement viennent encore le plus souvent de l'analyse des faunes et des milieux où elles vivent.

Il est cependant possible de retracer l'évolution des végétations à partir de quelques exemples et d'y adjoindre des données plus générales en bruit de fond sans qu'elles soient reliées directement à des sites archéologiques.

En Asie, les premiers signes de la présence des hominidés n'apparaissent qu'après 2 millions d'années (Falguères et Yokoyama, 2001). Les périodes concernées couvrent donc la fin du Pliocène jusqu'à 1,78 million d'années, l'ensemble du Pléistocène, jusqu'à 12 000 ans BP et enfin l'Holocène. Les plus anciens hominidés appartiennent à l'espèce *Homo erectus*, *Homo sapiens* les remplaçant dans le courant du Pléistocène supérieur.

L'Asie est un domaine très vaste en longitude et en latitude (Fig. 1a) lui conférant une grande diversité sur le plan géographique, géologique et climatique. Il faut de plus considérer sa partie continentale et sa partie insulaire comme deux entités particulières. En effet, les populations animales, humaines et végétales pour certaines d'entre elles n'ont pu atteindre les îles, par le passé, que lorsqu'elles étaient reliées au continent asiatique par des ponts terrestres, au moment des périodes glaciaires (Fig. 1b).

À partir de 2,5 millions d'années, sont apparues les premières glaciations importantes de l'hémisphère nord (Shackleton *et al.*, 1984), le niveau de la mer a connu alors de nombreuses fluctuations et a pu se trouver en moyenne, 100 mètres plus bas que l'actuel. C'est durant ces périodes que des migrations ont pu se faire du continent asiatique vers les terres émergées de manière plus ou moins filtrée en fonction de l'abaissement du

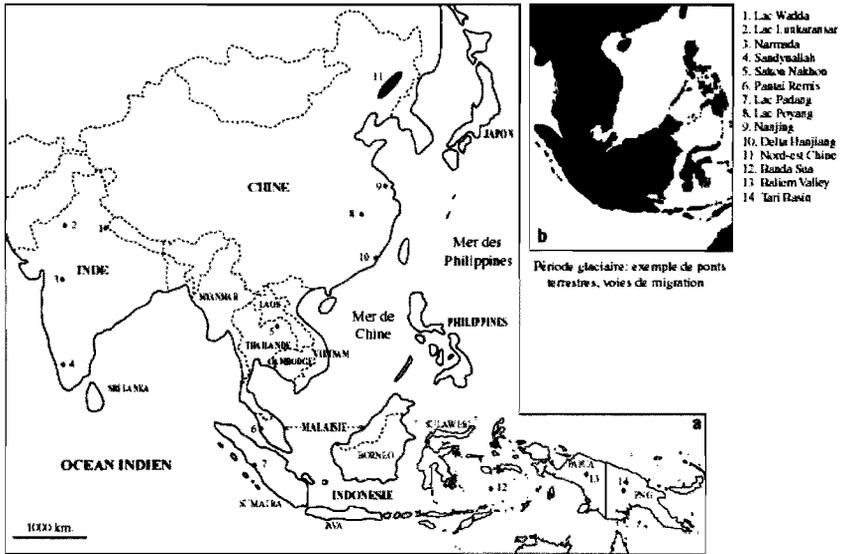


Fig. 1 : Carte de l'Asie, ponts terrestres.

niveau marin (de Vos, 1996). Vers 0,8 million d'années, le niveau de la mer s'est abaissé jusqu'à 170 mètres au-dessous du niveau actuel. Cette période correspond à Java à un maximum de colonisation par les mammifères (van den Bergh *et al.*, 1996).

Outre le phénomène de migration, les changements climatiques du Quaternaire ont entraîné des modifications de l'environnement. Un abaissement, même relativement faible, de la température sous les basses latitudes a suffi pour que la végétation évolue de la forêt tropicale humide pendant les interglaciaires vers une végétation plus ouverte (Caratini et Tissot, 1985), voire une savane pendant les phases de refroidissement.

Indonésie — Java

C'est en Indonésie et plus précisément à Java (Fig. 2) qu'ont été faites les premières découvertes d'hominidés fossiles il y a plus d'un siècle. C'est également à Java que les premières études pluridisciplinaires concernant l'homme et son environnement ont été menées (Selenka et Blanckenhorn, 1911). Eugène Dubois découvrit en effet à Trinil (Java) en 1891, dans une terrasse de la rivière Solo, une calotte crânienne puis un

fémur de ce qu'il pensait être le chaînon manquant entre les singes et l'homme. Il le baptisa ainsi *Pithecanthropus erectus* — l'homme singe qui se tient droit. Des fouilles suivirent ces découvertes qui livrèrent un matériel faunistique important. L'étude de ces faunes et du contenu pollinique des sédiments a montré que cet *Homo erectus* daté de 500 000 ans environ vivait dans un environnement ouvert (de Vos *et al.* 1982 ; Sémah A.-M., 1986 ; Polhaupessy, 1996).

Les séries stratigraphiques du Pléistocène inférieur et moyen du dôme de Sangiran à Java central (Fig. 3a) ont livré de nombreux restes fossiles d'hominidés attestant que les plus anciens d'entre eux sont arrivés sur l'île entre 1,7 et 1,2 million d'années (Sémah F., 1986 ; Kadar et Watanabe, 1985 ; Swisher *et al.* 1994 ; Sémah F. *et al.*, 2000).

Pléistocène inférieur

• Dôme de Sangiran

Au Pliocène supérieur, la région de Solo était recouverte par la mer. Une régression marine, amorcée dès 2,5 millions d'années, s'est poursuivie au cours du Pléistocène inférieur. Des argiles bleues (Kalibeng supérieur, Fig. 3a) se déposent dans un milieu peu profond (McKenzie et Sudijono, 1981). L'analyse pollinique met en évidence, par l'association des plantes de mangrove, une ligne de rivage toute proche (Sémah A.-M., 1986, Fig. 3b). Sur les terres émergées se développait la forêt tropicale humide. Les

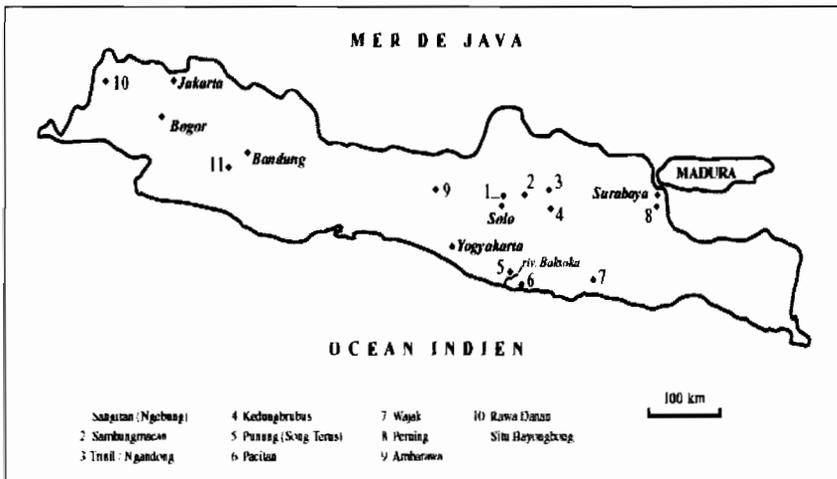


Fig. 2 : Carte des sites de Java abordés dans le texte.

premiers niveaux continentaux apparaissent ensuite ; des lahars d'épaisseur variable datés du tout début du Pléistocène (Sémah F. *et al.*, 2000) marquent l'importance du volcanisme qui détruit partiellement la végétation.

La sédimentation se poursuit (couches de Pucangan) par des argiles noires interrompues de couches tufacées et de passées diatomitiques, avec, par endroits, des incursions marines plus franches.

Une importante forêt marécageuse se développe près de la côte alors que, sur les reliefs de l'arrière-pays, la nature du couvert forestier évolue, surtout dans la seconde moitié de cette série du Pléistocène inférieur. Son équilibre est souvent perturbé par le volcanisme, et on note des alternances plus nettes entre la forêt tropicale humide et une forêt plus ouverte, avec des taxons adaptés à une saison sèche marquée, qui témoignent d'oscillations climatiques. La partie supérieure des couches de Pucangan est toujours constituée d'argiles noires de faciès continental plus net et se termine par un conglomérat calcifié (*Grenzbank*).

C'est des argiles noires de Pucangan que proviennent les plus anciens fossiles d'*Homo erectus*.

Les fossiles d'animaux retrouvés dans la partie inférieure des argiles noires sont décrits par les paléontologues comme appartenant à la faune de

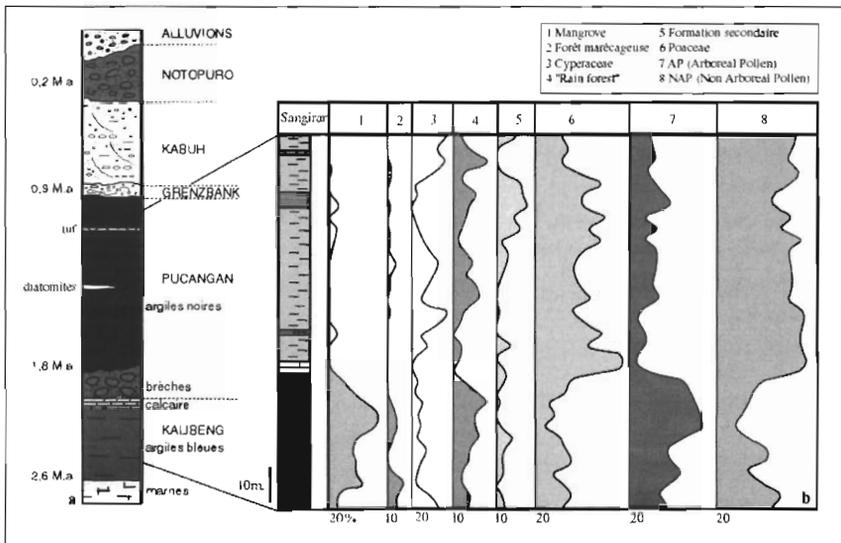


Fig. 3 : Stratigraphie de Sangiran et diagramme pollinique du Pliocène supérieur au Pléistocène inférieur – (Java est) – (Sémah).

Satir caractérisant un milieu insulaire (Sondaar, 1984; de Vos et Vu The Long, 2001) alors que vers 1,2 million d'années (Watanabe et Kadar, 1985), l'association faunistique de *Ci Saat* met en évidence l'existence de filtres, de premières connexions avec le continent asiatique, avec une période de refroidissement et donc compatible avec l'apparition d'une forme de végétation plus sèche, plus ouverte.

- *Perning*

Le phénomène de colonisation rapide par les mammifères et par l'homme des terres nouvellement émergées, que ce soit à la suite d'un abaissement eustatique, d'une surrection ou du comblement d'une dépression ou d'une lagune par des lahars, se retrouve plus à l'est. On le met en évidence dans l'anticlinal de Perring (Fig. 2), à l'extrémité orientale de la chaîne de collines des Kendeng, où l'érosion permet d'observer, sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, des dépôts marins et continentaux associés à un important matériel volcano-sédimentaire.

Le crâne de l'enfant de Mojokerto, un *Homo erectus*, (Jacob et Curtis, 1971; Curtis, 1981) proviendrait du premier membre de la série volcano-sédimentaire et serait antérieur au Pléistocène moyen (Sémah F., 1986). La succession de ces dépôts: argiles noires sableuses (macrorestes végétaux, mollusques côtiers et coraux), épais dépôts où alternent des tufs à grain fin, sables et conglomérats (renfermant des fossiles de mammifères), brève récurrence marine, reprise de la sédimentation fluviale et tufacée.

L'analyse pollinique (Sémah A.-M., 1986) met en évidence une diminution progressive des plantes de la mangrove parallèlement au recul de la mer. L'importance des graminées et l'appauvrissement général de la végétation soulignent les phases de volcanisme qui ont partiellement détruit le couvert végétal.

Pléistocène moyen

- *Dôme de Sangiran*

Le *Grenzbank* (Fig. 3a) qui marque le passage entre Pléistocène inférieur et Pléistocène moyen renferme de nombreux restes de mammifères fossiles, comparables à la faune de Trinil H.K (de Vos *et al.*, 1993 ; 1994 ; Sondaar, 1984). Parmi ces fossiles se retrouvent des restes d'hominidés (Grimaud-Hervé et Widianto, 2001). Les données polliniques soulignent l'activité volcanique contemporaine de cette période, puis montrent une végétation caractéristique d'un paysage ouvert et herbacé (Sémah A.-M., 1986).

Viennent ensuite les séries volcano-sédimentaires, sablo-argileuses de Kabuh, définitivement continentales. Elles sont datées, à Sangiran, d'environ 0,8 million d'années (Saleki, 1997) et surmontées, en discordance, par les brèches et lahars de Notopuro dont l'âge est beaucoup plus récent (Saleki, 1997).

La faune, avec l'apparition d'*Elephas* (Sondaar, 1984), témoigne, avec les antilopes, d'un milieu ouvert favorable à l'installation de l'homme. De fait, les spectres polliniques représentatifs de certaines des couches de Kabuh (Sémah A.-M., 1986) mettent en évidence un climat nettement plus sec que celui reflété par les couches de Pucangan, avec le développement d'une végétation ouverte (Poaceae, Asteraceae, Fabaceae, Mimosaceae).

Les niveaux de Kabuh ont livré un grand nombre de fossiles d'homínidés à Sangiran, parmi lesquels Sangiran 17 (le Pithécantrope VIII) qui nous a, pour la première fois, montré la face d'un *Homo erectus* javanais.

Au nord-ouest du dôme, la fouille du site de Ngebung (Sémah F. *et al.*, 1992; Sémah F., 2001), dans des niveaux contemporains, a mis au jour un sol d'occupation sur une berge de rivage fossile avec, en place, une industrie lithique, de la faune et une molaire d'*Homo erectus*.

Les changements climatiques importants qui ont marqué la fin du Pléistocène inférieur ont certainement constitué, avec l'ouverture du paysage, un facteur favorable à une large colonisation de la région par les *Homo erectus* classiques, dont le comportement – au moins partiel – de chasseurs et/ou charognards est reflété par les fouilles de Ngebung.

• *Trinil*

L'aspect ouvert du paysage a également été souligné sur le site de Trinil (Fig. 2), où Dubois (1894) a découvert le premier « Pithécantrope ». La signification paléoécologique de la faune (de Vos *et al.*, 1982, 1993), celle des macrorestes végétaux (Schuster, *in* Selenka et Blanckenhorn, 1911), ainsi que de celle du matériel pollinique analysé à partir des mêmes sables et limons (Sémah A.-M., 1986), mettent en évidence un environnement ouvert, une forêt claire et saisonnière.

• *Kedungbrubus*

La mandibule d'*Homo erectus* découverte à Kedungbrubus (Fig. 2) par Eugène Dubois en 1889 provient de niveaux fossilifères d'un âge comparable à celui des couches de Kabuh dans le dôme de Sangiran.

La faune de Kedungbrubus, datée de 800 000 ans, avec son grand nombre de bovidés et son absence de primates excepté *Homo erectus*

indique un climat sec et un environnement ouvert (de Vos *et al.*, 1982; de Vos, 1983).

Pléistocène supérieur

- *Ngandong*

À Ngandong, dans des terrasses alluviales de la rivière Solo datées d'environ 100 000 ans, plus d'une dizaine de calottes crâniennes d'*Homo erectus* évolués associées à de nombreux fossiles de mammifères ont été découvertes en 1931 et étudiées notamment par Ralph von Koenigswald

La faune de Ngandong est assez proche de celle de Kedungbrubus indiquant également un environnement ouvert.

- *Sambungmacan*

Dans le site de Sambungmacan (Fig. 2), un crâne d'*Homo erectus* a lui aussi été découvert dans des alluvions de la rivière Solo. La faune mise au jour caractérise ici encore un environnement ouvert.

Une étude pollinique a pu mettre en évidence un paysage de reconquête du sol par la végétation après un événement volcanique. La végétation qui se réinstalle présente un caractère ouvert (Mimosaceae, Myrtaceae, Graminées) alors que, sur les bords de la rivière, se développait une végétation plus humide sous forme de forêts galeries. La présence régulière et notable de taxons d'altitude indique que la température devait être plus basse qu'actuellement (Sémah A.-M., 1983).

Pléistocène supérieur/final – Holocène

- *Java ouest, Bassin de bandung et Rawa danau (van der Kaars et al., 2001)*

À partir de sondages effectués dans le Bassin de Bandung, un enregistrement a été obtenu (van der Kaars, 1998), dont la base est datée de 135 000 ans mais pour lequel le sommet, c'est-à-dire le dernier maximum glaciaire et l'Holocène, a été tronqué. Le relais est pris par un sondage réalisé plus à l'ouest, dans le Rawa Danau, où ont été recueillis les derniers 24 000 ans.

Autour de 135 000 ans BP, le développement d'un paléosol correspond à un climat plus sec, plus saisonnier que l'actuel. De 126 000 à 107 000 ans BP, les conditions sont chaudes et humides, des forêts marécageuses occupent la plaine de Bandung. De 107 000 à 81 000 ans BP, sous un climat

plus frais mais encore humide, la forêt marécageuse régresse alors que les taxons montagneux augmentent. Entre 81 000 et 74 000 ans BP, on observe une période relativement aride, une forêt marécageuse ouverte à Gramineae et Cyperaceae occupe la plaine. Entre 74 000 et 47 000 ans BP, on note un retour de la forêt, avec des fougères et des arbres de montagne, les conditions sont fraîches et relativement sèches. De 47 000 à 20 000 ans BP, les conditions restent fraîches et légèrement sèches. La plaine de Bandung est recouverte d'une végétation marécageuse ouverte entourée par une forêt riche en taxons montagneux.

Une forte représentation de micro charbons entre 65 000 et 60 000 ans pourrait correspondre à la présence de l'homme dans la région.

Une végétation marécageuse ouverte riche en Gramineae et en Cyperaceae était présente au Rawa Danau de 24 000 à 13 900 ans BP. Parmi les arbres, *Quercus* est bien représenté, les fougères sont peu importantes, les conditions sont sèches et relativement fraîches.

À partir de 14 000 ans BP, les taxons de forêt de montagne régressent alors que la forêt marécageuse se développe. Les conditions deviennent graduellement plus chaudes et plus humides. Les fougères progressent à partir de 11 900 ans BP avec un maximum vers 9700 ans BP. Un maximum d'humidité est enregistré entre 9700 et 5000 ans BP.

Marqueurs de végétation sèche : *Macaranga/Mallotus* ;
Moraceae/Urticaceae ; *Celtis, Trema, Ficus*, peu de fougères.

Marqueurs de Forêt : les Dipterocarpaceae, les fougères,
Elaeocarpus. La diversité et la quantité en arbres augmentent.

- *Punung*

L'île de Java n'est pas seulement célèbre pour ses sites à *Homo erectus*. Dans les Montagnes du sud, d'importantes formations karstiques renferment des cavités dont beaucoup ont été occupées au cours de l'Holocène et parfois dès le Pléistocène comme la grotte de Song Terus proche du village de Punung (Fig. 2-5). C'est dans cette région, le long de la rivière Baksoka que l'industrie lithique du Patjitanien a été mise en évidence (von Koenigswald, 1936 ; Teilhard de Chardin, 1937 ; Movius, 1944 ; van Heekeren, 1955) ainsi que la faune de Punung (Badoux, 1959). Pour de Vos (2001) la grande quantité de *Pongo* fossiles et la présence d'autres primates comme le gibbon dans la faune de Punung, indique un environnement de forêt tropicale humide.

Les données réunies ces dernières années (Sémah F. *et al.*, sous presse) soulignent que l'occupation de la grotte par l'homme date d'environ 50 000 ans. La base d'un sondage profond de 15 mètres est datée de 300 000 ans. Le remplissage est marqué par plusieurs phases d'écroulements. Il débute par des argiles déposées par une rivière souterraine et contenant des passées sableuses et des cendres altérées. Ces argiles, entre la base du sondage et 4 mètres de profondeur, ont livré une industrie lithique importante sur éclats et une faune mal conservée: grands carnivores, tapir, rhinocéros, *Cervus lydekkeri*, des bovidés et des rongeurs. C'est à partir de 4 mètres, dans la deuxième partie du Pléistocène supérieur, que les niveaux d'occupations ont été mis en évidence.

Le climat plus sec de la dernière dégradation climatique y est attesté par la présence de sédiments éoliens. La faune est principalement composée de cervidés et de bovidés. Les enregistrements polliniques définissent une végétation ouverte à saison sèche marquée avec des pourcentages importants de graminées associées à des légumineuses.

Le passage Pléistocène/Holocène est marqué par une reprise de l'activité karstique correspondant à une augmentation de l'humidité. La forêt tropicale humide se développe en alternance, au cours de la première moitié de l'Holocène, avec des formations plus ouvertes. Les associations faunistiques ont également changé avec la domination de *Macaca* et *Presbytis* associés à *Cuon javanicus*, *Bubalus*, *Bos*, *Rhinoceros sondaicus*, *Elephas*...

Les deux périodes d'occupation de la grotte, sous des conditions climatiques et environnementales différentes ont sans doute été le fait de deux populations différentes également, la seconde possédant une industrie lithique dans laquelle apparaissent des outils sur os et sur coquillages.

- *Ambarawa*

Un sondage réalisé dans la dépression d'Ambarawa, à Java Central (Fig. 2-9), offre un enregistrement sédimentaire couvrant les derniers 18 000 ans (Fig. 4-B), du dernier maximum glaciaire jusqu'à nos jours (Sémah A.-M. *et al.*, sous presse). Situé à une altitude de 460 mètres, le Bassin d'Ambarawa est entouré de grands volcans au nord, à l'ouest et au sud.

Entre 18 000 et 15 000 ans BP, la dernière grande dégradation climatique s'est manifestée par une importante sécheresse, une végétation herbacée couvrait les collines voisines soumises à une forte érosion à l'occasion des précipitations. La forêt était presque absente et la présence, dans les enregistrements, d'arbres de forêt d'altitude comme *Podocarpus imbricatus* indique un abaissement probable de la limite de la forêt et donc des condi-

tions plus fraîches qu'actuellement. Jusqu'à 10 500 ans BP, on note une recrudescence des précipitations et le développement du marécage et de la forêt marécageuse avec un maximum entre 9000 et 7000 ans BP. Puis le régime des précipitations décroît jusqu'à 4000 ans BP environ et l'environnement devient proche de l'actuel.

Un second sondage, situé également à Ambarawa (Fig. 4-A), concerne le sommet de l'Holocène. Il met en évidence trois phases de régression de la forêt : à 2800, 1500 et 500 ans BP. Si la première phase de régression est due à des conditions climatiques plus sèches, la deuxième est contemporaine de l'installation de moines hindouistes et correspond à de premiers défrichements. La troisième phase, quant à elle, marque la mise en culture de la région.

• *Situ Bayongbong*

À Java ouest, au sud ouest de Bandung, le même type de résultat a été obtenu à Situ Bayongbong (Fig. 2-11), un marécage d'altitude (1300 m.), où I. Stuijts (1993) a mis en évidence (Fig. 5), entre 17 000 et 10 000 BP, une période plus froide que l'actuel avec la présence, notamment, de *Dacrycarpus imbricatus*, remplacé vers 12 000 ans BP par *Engelhardia* puis

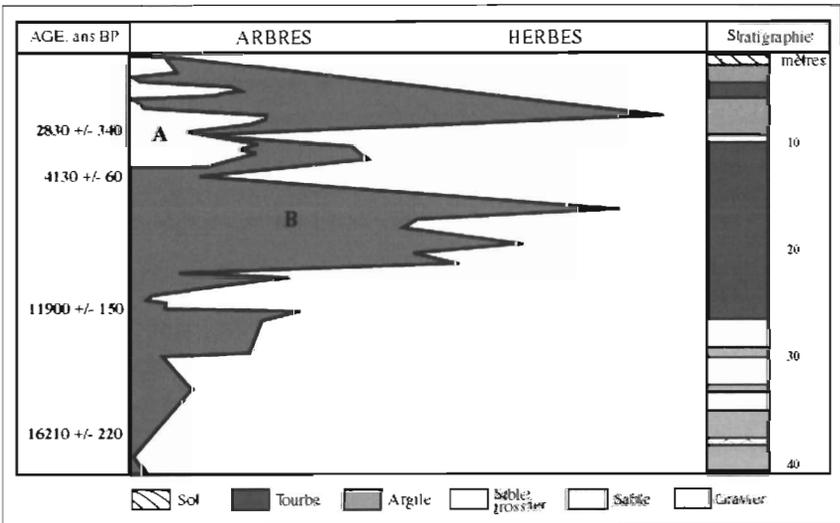


Fig. 4 : Diagrammes polliniques présentant les pourcentages AP/ NAP des sondages de Pojoksari (A) et Rowoboni Kebumen (B) (Java Central) - (Sémah).

vers 10 000 ans BP par les Fagaceae *Castanopsis* suivi de *Quercus*. Cette évolution indique une augmentation de la température et la mise en place d'une végétation proche de l'actuelle.

À partir de 5000 ans BP, les modifications de la végétation sont vraisemblablement anthropiques.

L'ensemble de ces données nous permet de resituer les hominidés de Java dans leur contexte environnemental. Cependant, nous ne savons rien de la faculté d'adaptation des tout premiers *Homo erectus* javanais.

En effet, le paysage qui régnait dans la région de Sangiran au début du Pléistocène inférieur était certainement peu favorable à l'installation de groupes humains : de vastes étendues marécageuses littorales parfois envahies par la mer, des collines plus lointaines couvertes par la forêt tropicale humide, le volcanisme. Il est plus probable que l'homme n'a colonisé la région qu'à la faveur de la mise en place de reliefs plus développés et de l'ouverture du paysage qui a commencé à se manifester dans la seconde moitié du Pléistocène inférieur.

Durant le Pléistocène moyen, les résultats s'accordent à décrire une végétation ouverte. Il faut noter enfin que les *Homo erectus* les plus évolués de Java semblent également avoir vécu dans un paysage ouvert.

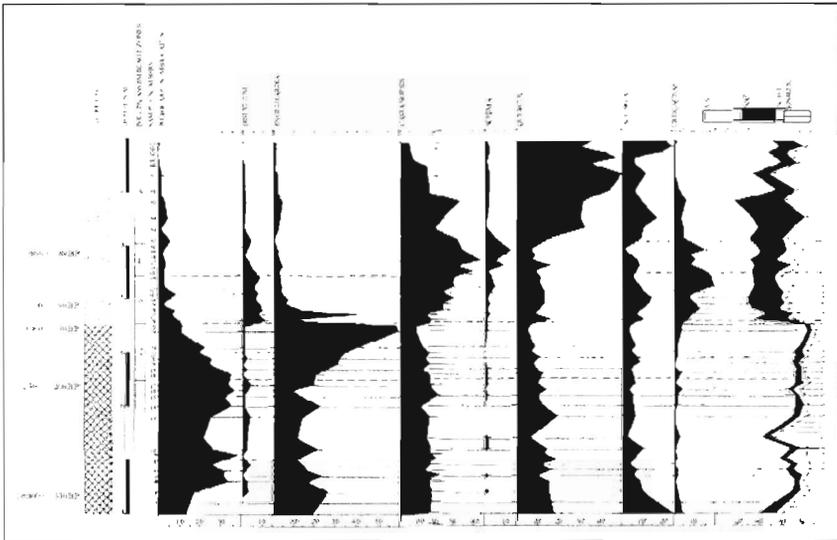


Fig. 5 : Diagramme pollinique - Situ Bayongbong - (Java ouest) - (d'après Stuijts, 1993).

Indonésie — hors Java

La plupart des îles sont montagneuses et le principal intérêt pour l'étude de leur végétation est le déplacement altitudinal de la limite de la forêt (Flenley, 1985). Actuellement, cette limite se situe vers 3800 mètres. Au dessus, pousse une végétation alpine tropicale avec des taxons tempérés qui passe, vers 4300 mètres, à une toundra. La forêt de basse altitude est dominée par les Fagaceae alors que celle de haute altitude est caractérisée par les gymnospermes.

Sumatra

Morley (1980, 1982), propose une histoire de la végétation au Quaternaire récent à partir d'enregistrements lacustres situés à l'ouest de Sumatra (Lac Padang).

Actuellement la végétation de forêt se présente sous trois formes en fonction de l'altitude: la forêt de moyenne altitude (1000 à 1400 m.), la forêt de montagne I à Fagaceae (1400 à 1800 m.) et la forêt de montagne II à *Podocarpus imbricatus* et *Engelhardia* (1800 à 2400 m.). Il faut y ajouter la forêt marécageuse à *Elaeocarpus*.

Entre 10 000 et 8600 ans BP (Fig. 6), une amélioration climatique est soulignée par le développement de la forêt de moyenne altitude et de la forêt de montagne I, le déclin de la forêt de montagne II. Puis, de 8600 à 4000 ans BP, l'ensemble de la végétation est assez uniforme mais l'on note une augmentation de la diversité des taxons d'arbres. À partir de 4000 ans BP, on observe un éclaircissement de la forêt sans doute dû à l'homme, avec une diminution des Fagaceae, d'*Altingia* et de *Nauclea* et le développement de *Trema* et *Macaranga* notamment.

Kalimantan

Au nord ouest de Bornéo, J. Muller faisait dès 1966 par l'analyse pollinique, une description de la forêt de moyenne et basse altitude au Tertiaire. Différentes formes de la forêt tropicale humide sont décrites: la forêt marécageuse, la forêt de mangrove ainsi qu'une forêt à Dipterocarpaceae.

Au centre de Kalimantan, près de Palangkaraya, Morley (1981) met en évidence, au début de l'Holocène, une période à saisonnalité forte caractérisée par les graminées et *Lycopodium cernuum* (voir également Sieffermann *et al.*, 2000). Puis *Dacrydium* et *Combretocarpus rotundatus* se développent. En deuxième moitié de l'Holocène, une invasion de *Calophyllum retusum* souligne une augmentation de l'humidité.

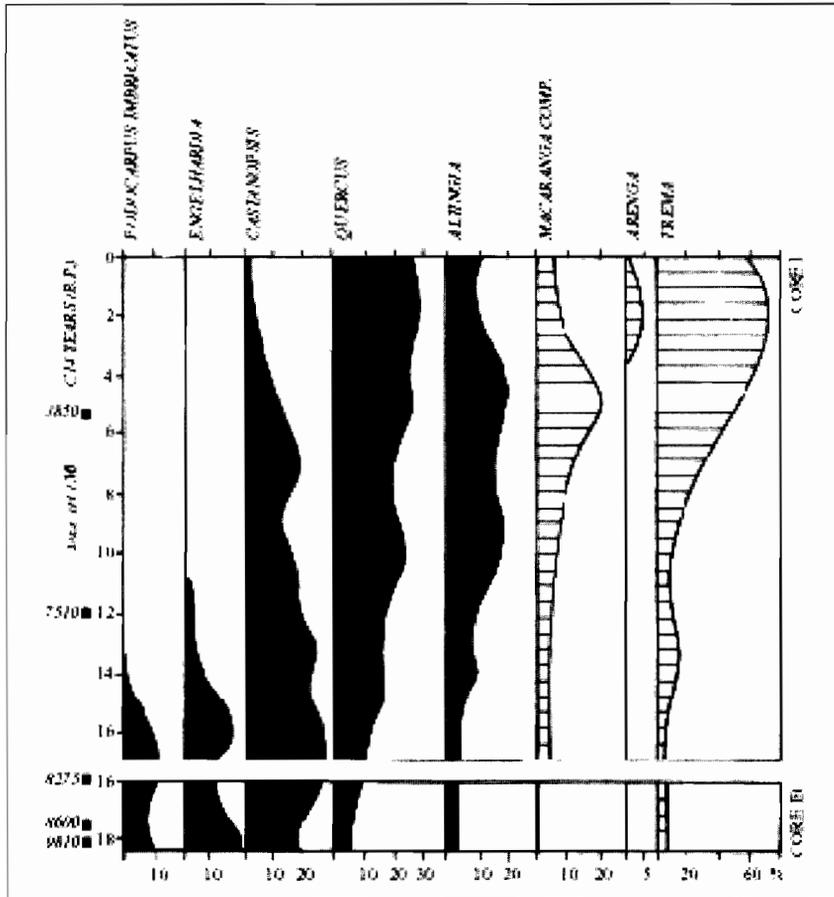


Fig. 6 : Diagramme pollinique – Lac Padang - (Sumatra) – (d'après Morley, 1982).

Sulawesi

Un sondage de 8 mètres réalisé au sud de Sulawesi, sur le site de Wanda à 445 mètres d'altitude a livré un enregistrement de 35 000 ans avec, cependant, une lacune entre 17 000 et 5500 ans BP (Hope, 2001).

Durant le maximum glaciaire, une majorité de plantes de haute altitude est enregistré indiquant des conditions plus fraîches mais aussi plus sèches avec l'augmentation des herbes et de *Casuarina*.

À l'Holocène, les arbres de la forêt de basse altitude se développent parallèlement à une augmentation de leur diversité, mettant en évidence une amélioration climatique. La végétation est sensible aux changements climatiques.

Au dernier maximum glaciaire, on peut estimer que la température était de $-2,5$ à $-3,5$ °C. plus basse qu'aujourd'hui et la sécheresse 50 % plus forte que l'actuelle.

On note la présence de charbons tout au long de l'enregistrement, la forêt n'était jamais à l'abri des incendies. Comme il n'y a pas de traces d'occupation humaine, les feux devaient être naturels.

Banda sea (Fig. 1a-12)

Un carottage réalisé en mer de Banda, à l'est de l'Indonésie a livré un enregistrement de 180 000 ans BP. (van der Kaars *et al.*, 2000). Les résultats de cette étude (Fig. 7) indiquent que durant les dernières périodes glaciaires et particulièrement les stades 6, 4 et 2, régnait un climat relativement sec souligné par l'importance des graminées et que la forêt de basse altitude était dominée par les Fagaceae, témoignant de conditions plus fraîches qu'actuellement. La forêt tropicale humide se développait à nouveau sous un climat chaud et humide durant les périodes interglaciaires (stade 5 et Holocène).

Papua

Des signes d'un climat plus frais et plus sec ont été mis en évidence pendant le stade isotopique 2 dans les montagnes indonésiennes de Papua — ancien Irian Jaya (Fig. 8; Hope et Tulip, 1994). Une amélioration climatique à l'intérieur du stade 2 est de plus mentionnée vers 14 000 ans BP. Le retour vers des conditions plus humides, déjà observé à Java vers 10 500 ans BP, l'est également en Papua.

Une étude réalisée en altitude (1420 m.) dans la Baliem Valley (Fig. 1a-13; Haberle *et al.*, 1991) montre que la végétation est soumise à une destruction par des feux dès 28 000 ans BP et que cette destruction est attribuable à l'homme. Des exemples similaires sont observés dans plusieurs sites de la Nouvelle-Guinée.

Le Pléistocène supérieur et le dernier maximum glaciaire ont connu des températures plus basses de 2 à 4°C par rapport à nos jours, *Castanopsis* et *Lithocarpus*, qui y poussent actuellement, étant alors confinés à des altitudes inférieures. Ils se développent à nouveau, ainsi que *Nothofagus* et

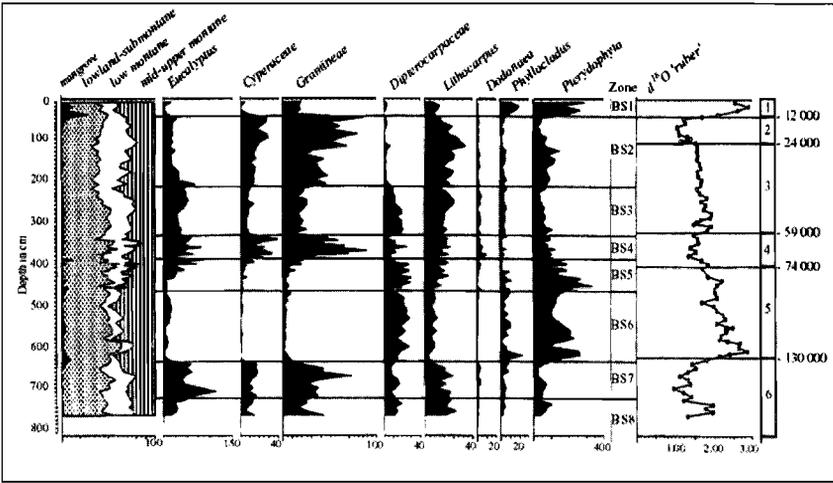


Fig. 7 : Diagramme pollinique – Banda Sea – (Indonésie est) - (d'après Kaars et al., 2000).

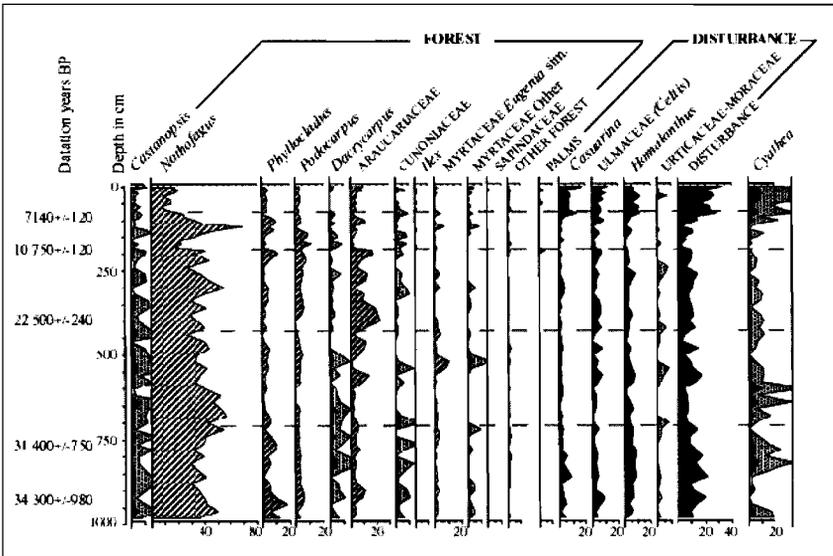


Fig. 8 : Diagramme pollinique – Lac Hordorli (Papua) - (d'après Hope et Tulip, 1994).

Syzygium, au début de l'Holocène et jusque vers 5200 ans BP. À partir de cette date, on note leur déclin et l'expansion de taxons de la forêt secondaire et des graminées. L'éclaircissement de la forêt se confirme.

Nouvelle-Guinée

Bien que n'appartenant pas à l'Indonésie nous associerons ici la Papouasie Nouvelle-Guinée pour sa proximité géographique.

Deux sites d'altitude (Haeapugua Basin à 1650 m et Tugupugua Basin à 2300 m.) étudiés dans les Highlands (Fig. 1a-14; Haberle, 1998) concernent la période couvrant la fin du Pléistocène et l'Holocène. Actuellement, le climat y est humide avec une faible saisonnalité.

Avant 21 000 ans BP, on observe (Fig. 9) des fluctuations au sein d'un environnement forestier. *Nothofagus*, arbre d'altitude, y est important alors que *Castanopsis*, les Myrtaceae, *Dacrydium* et *Pandanus* évoluent en fonction des changements de l'environnement.

L'apparition d'un environnement ouvert vers 21 000 ans BP serait une conséquence de l'arrivée des hommes dans la région.

Une amélioration climatique à l'intérieur du stade 2 est mentionnée vers 14 000 ans BP. Entre 14 500 et 8500 ans BP, la fin du dernier épisode glaciaire se manifeste par une instabilité climatique avec des réajustements de la végétation en différents points des Highlands.

La végétation atteint son aspect actuel vers 8500 ans BP avec le développement d'une forêt marécageuse. L'exploitation du sol par l'homme intervient vers 1700 ans BP pour le site de Haeapugua et 700 ans BP pour celui de Tugupugua.

À partir de ces différentes études (voir également Hope et Peterson, 1973), on voit que le schéma est toujours le même (Fig. 10) : des conditions fraîches et souvent plus sèches au Pléistocène final suivies d'une amélioration climatique au début de l'Holocène avec le développement de la forêt tropicale humide. Les différents diagrammes polliniques mettent en évidence des variations, fluctuations au cours de l'Holocène ainsi que les interventions plus ou moins précoces de l'homme sur son environnement.

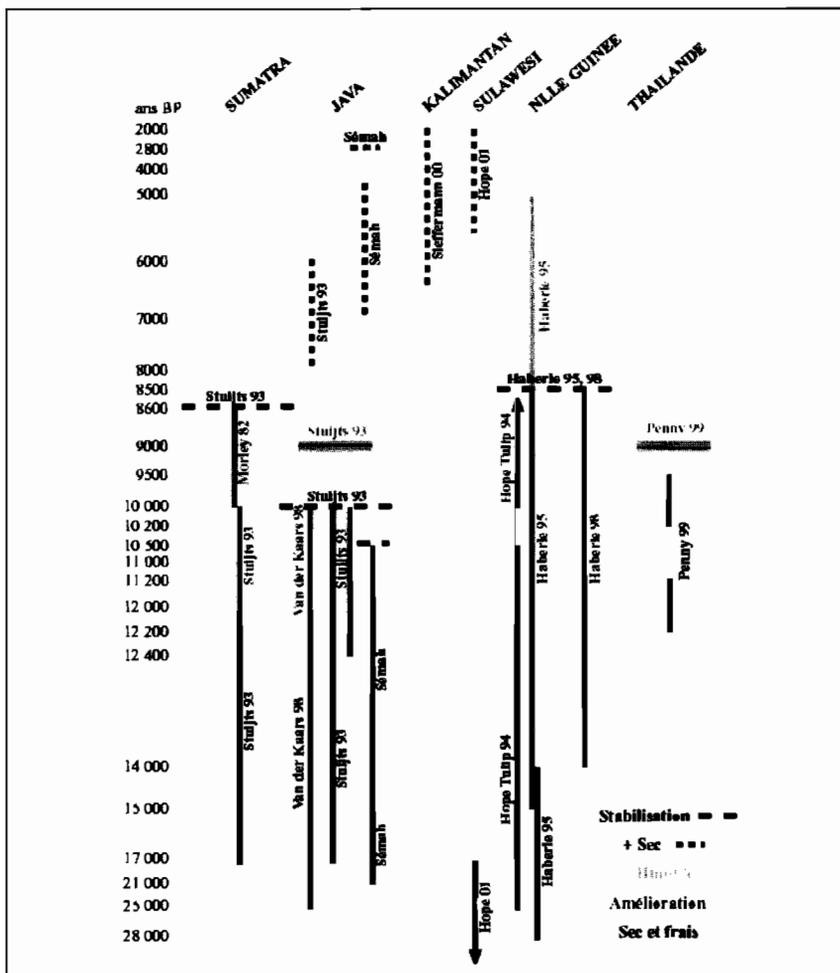


Fig. 10 : Récapitulation des données paléoenvironnementales obtenues par l'analyse pollinique en Indonésie' (A.-M. Sémah).

Hors Indonésie

La Chine

De très nombreux sites à hominidés ont maintenant été mis au jour en Chine. Les données paléoenvironnementales qui y sont associées sont le plus généralement apportées par l'étude des associations de faunes et de leur signification paléo-écologique.

- *Environnement de l'homme de Nanjing*

Au Pléistocène moyen, le climat contemporain de l'Homme de Nanjing (Fig. 1a-9) était tempéré frais ou tempéré aride, avec une température moyenne plus basse de 5 à 6° C. qu'actuellement (Liu *et al.*, 2000). Des analyses polliniques ont en effet livré *Quercus*, *Betula*, *Juglans*, *Ulmus* (Huang *et al.*, in press).

En ce qui concerne l'Homme de Hexian, les conditions étaient humides et fraîches avec une moyenne annuelle de température plus basse que l'actuelle de 3 à 4°C. Les données palynologiques (Han Huiyou, 1982; Liu *et al.*, 2000) montrent une dominance de taxons tempérés associés à des taxons subtropicaux et des plantes tolérantes au froid.

- *Nord-est de la Chine*

On note un changement de végétation au cours des derniers 10 000 ans dans les forêts du nord-est de la Chine (Fig. 1a-11; Guoyu *et al.*, 1998). Le début de l'Holocène est caractérisé par *Betula*, l'Holocène moyen par le développement d'une forêt décidue tempérée principalement constituée de *Quercus* et d'*Ulmus*. L'Holocène final, enfin, voit l'augmentation de *Pinus* et le développement d'une forêt tempérée mixte de conifères et d'arbres décidus.

On a pu observer également une propagation du sud vers le nord du déclin de la forêt de l'Holocène moyen à l'Holocène supérieur. Ce phénomène est vraisemblablement dû à l'action de l'homme et à l'expansion de l'agriculture depuis les derniers 5000 ans.

- *Sud-est de la Chine*

On compte trois phases majeures dans la dynamique de la végétation locale et l'histoire du climat depuis 55 000 ans dans le sud-est de la Chine (Fig. 1a-10; Zheng et Li, 2000):

- Prédominance d'un climat frais à tempéré et humide vers 24 000 ans – abondance d'arbres tempérés comme les conifères.
- Entre 20 000 et 15 000 ans, l'environnement est frais et sec avec la disparition de *Dacrydium* et *Sonneratia*.
- Vers 10 000 ans, l'expansion de la prairie réduit la forêt toujours verte à Lauraceae-Fagaceae. Cette évolution est contemporaine du Younger Dryas.

Le réchauffement holocène ne restaure cependant pas les taxons humides, signe d'une aridité saisonnière sans doute causée par des changements du régime des moussons.

- *Poyang Lake*

Les données concernant le lac Poyang (Fig. 1a-8) dans la Chine du sud (Jiang *et al.*, 1999) indiquent les changements de végétation naturels ou induits par l'homme pendant le Quaternaire final de la vallée du fleuve Yangtze, site de la domestication du riz.

De 12 830 à 10 500 BP, le climat était plus froid et plus sec qu'actuellement avec une couverture végétale herbacée.

Après une lacune de sédimentation, on observe vers 4000 ans BP une forêt assez comparable à l'actuelle avec *Quercus*, *Castanopsis*, *Altingia*.

Vers 2000 BP, on note une réduction des arbres et une augmentation des herbacées reflétant probablement l'action de l'homme sur la végétation et le développement de la riziculture.

L'Inde

- *Site de la Narmada*

Le crâne d'*Homo erectus* découvert dans la vallée de la Narmada (Fig. 1a-3), daté d'environ 200 000 ans, est associé à une faune de mammifères variée qui donne des indications sur l'environnement. Quand les hommes de la Narmada coexistaient avec cette faune, la péninsule indienne était une province paléoenvironnementalement différente, séparée du reste du monde par l'océan au sud et la barrière de l'Himalaya au nord, pour une bonne part sous l'influence des glaciations résultant de conditions climatiques extrêmes.

Sous un climat tropical, se développait un paysage herbeux interrompu par des étangs et parcouru par de nombreux petits cours d'eau (Sonakia *et de Lumley*, 2001).

Les assemblages faunistiques de la vallée de la Narmada témoignent globalement d'un climat humide (Biswas, 1997). Le mélange de faune de milieu aride et de milieu humide montre que le climat a oscillé entre des conditions arides et humides avec une tendance vers une augmentation graduelle de l'aridité pendant le Pléistocène supérieur (Rajaguru *et al.*, 1994).

Les espèces: *Bos*, *Bubalus* et *Elephas* étaient plus nombreuses que les hippopotames, les équidés, *Stegodon*, les cervidés, *Sus*, *Cuon*, *Canis*.

Faune caractérisant un environnement végétal ou des conditions climatiques particulières:

Bos gaurus et *Elephas namadicus*, forêt tropicale humide (Prater, 1990),

Stegodon, aux marges de la forêt ou en forêt ouverte, climat plus chaud,

Bos namadicus, périodes interglaciaires (West, 1972),

Bubalus palaeoindicus, en milieu marécageux,

Hippopotamus palaeoindicus et *H. namadicus*, climat chaud et humide, milieu marécageux,

Boselaphus namadicus, témoin de sécheresse, paysage herbacé,

Cervidés, antilopes et gazelles, climat humide, paysage herbacé (Prater, 1990).

• Sud-ouest de l'Inde

L'étude palynologique d'un sondage récent dans les marais de Sandynallah, au sud-ouest de l'Inde (Fig. 1a-4; Sutra *et al.*, 1997), concerne un enregistrement dont la base est datée de 35 000 ans BP.

La période glaciaire est caractérisée par des graminées (en C4) associées à *Artemisia* et à des Apiaceae. La présence de taxons forestiers met en évidence l'existence d'une mosaïque forêt/savane naturelle.

• Au nord du pays

À l'est de l'Himalaya, une étude réalisée dans le lac Wadda (Fig. 1a-1) permet de mettre en évidence trois phases humides et deux phases arides (Kotlia *et al.*, 2000):

- entre 34 000 et 32 000 ans BP, phase humide,

- de 32 000 à 30 700, *Artemisia* et *Pinus*, conditions plus arides,

- de 30 700 à 29 000 ans, phase humide, Cyperaceae, Poaceae, Ranunculaceae,

- de 29 000 à 21 700 ans, phase fraîche et aride, Chenopodiaceae, Amaranthaceae et *Pinus*, déclin de *Picea*, *Taxus* et *Cupressus*,

- de 24 000 à 21 000 ans, augmentation des plantes steppiques,

- de 21 700 à 18 200 ans, phase humide.

La Thaïlande

En Thaïlande (Fig. 1a-5), en relation avec des études archéologiques, trois sites ont été envisagés au nord-est du pays (Penny, 1999). Ils montrent que la végétation y a évolué depuis 40 000 ans jusqu'à nos jours.

Durant la période glaciaire, l'association *Pinus/Quercus* dominait la végétation dans le nord de la Thaïlande caractérisant des conditions climatiques plus froides (mais pas forcément plus sèches) qu'actuellement.

À la transition Pléistocène/Holocène, une amélioration climatique se produit entraînant, en basse altitude, le développement de la forêt de mousson.

La première mise en évidence de l'activité humaine se situe à 6300 ans BP avec une diminution de la richesse en taxons et un pourcentage croissant de particules de charbons de bois souvent liées à l'anthropisation d'un milieu.

Les résultats polliniques et les comparaisons entre les sites de vallées et les sites de plateau montrent que les hommes ont dû occuper d'abord les basses terres plus en rapport avec les techniques agricoles.

Dans la grotte de **Moh Kiew** (Province de Krabi), a été découvert le premier squelette d'*Homo sapiens* paléolithique, qui pourrait faire le lien entre la période des *Homo erectus* et celle des *Homo sapiens* (Pookajorn, 2001).

Au Pléistocène final, dans cette région également, le climat était plus frais et plus sec qu'actuellement (Flenley, 1979; Chaimanee *et al.*, 1993).

La Malaisie

La Malaisie (Fig. 1-6), riche en sites préhistoriques possédant une industrie lithique paléolithique remarquable (Zuraina Majid, 2001) est une zone de passage privilégiée entre le continent asiatique et l'Archipel Indonésien.

Dans une étude réalisée à Pantai Remis (Kamaludin *et al.*, 1997), deux hauts niveaux marins ont été mis en évidence durant la dernière période glaciaire; le plus ancien correspond au stade 5a et le plus récent se situe entre $55\ 810 \pm 1140$ et $53\ 870 \pm 1400$ ans BP. Les enregistrements polliniques indiquent que durant ces interstades, le climat était stable et que leur durée était suffisamment longue pour que la végétation se développe pleinement.

Le premier interstade voit l'installation d'un marécage côtier à *Pandanus* et d'une mangrove qui passent ensuite à une forêt marécageuse à *Campnosperma* et *Calophyllum* puis à un marécage plus ouvert et plus sec où les fougères prospèrent. Au cours du second interstade, les successions de végétation sont plus courtes et l'on passe d'une forêt marécageuse/man-

grove à une forêt à *Casuarina equisetifolia*. Ces deux périodes interstadiaires montrent des formes de végétation côtières assez comparables aux formes actuelles.

Le Pacifique

Pour certaines régions comme la Nouvelle-Calédonie, la Nouvelle-Zélande ou l'Australie, la végétation est ancienne et assez originale avec de nombreuses formes endémiques. Pour les îles du Pacifique, en particulier les îles volcaniques, la végétation a investi les terres nouvellement formées par des moyens de propagation et de dispersion naturelles et plus tardivement grâce aux apports des navigateurs successifs qui sont venus les peupler ou les redécouvrir. La tendance générale est alors celle d'un appauvrissement de la végétation d'ouest en est.

Une analyse récapitulative (Markgraf *et al.*, 1992), fait le point sur l'évolution du climat et de la végétation du Pléistocène final à l'Holocène pour la région Pacifique. Il ressort de cette étude, que dans ce très vaste domaine, les périodes glaciaires se caractérisaient par un climat aride et frais.

C'est durant ces périodes et à l'occasion de la formation de ponts terrestres que le peuplement de l'Australie puis du Pacifique a pu se faire. Au maximum des glaciations, Nouvelle-Guinée, Australie et Tasmanie ne formaient qu'un bloc. Une première vague de migration remonterait à 50 000 ans, des groupes d'hommes ont colonisé alors toute la zone appelée plateau de Sahul regroupant la Papouasie/Nouvelle-Guinée, l'Australie et la Tasmanie (par opposition au plateau de Sunda à l'ouest). Un premier groupe s'installera au nord, en Papouasie, les Papous, un second groupe en l'Australie, les Aborigènes. De nombreux sites côtiers qui s'étaient constitués au moment de la colonisation de Sahul se trouvent maintenant submergés.

C'est dans les montagnes de Nouvelle-Guinée, sur le site de Kuk, à 1600 mètres d'altitude, que l'émergence d'une horticulture mélanésienne a été mise en évidence. Un complexe horticole daté de 9000 ans BP résulte de la domestication, il y a plus de 10 000 ans de plantes indigènes comme le *Pandanus*, le bananier, le taro et les ignames (Golson, 1977 ; 1982). Le réchauffement qui a eu lieu à cette époque a favorisé le développement de cette activité.

La grande migration suivante a eu lieu il y a environ 10 000 ans, c'est la migration austronésienne (langue austronésienne commune originaire

d'Asie du sud-est) qui développait des techniques de navigation plus performantes.

Les deux populations, première et seconde vague de migration, vont mettre en commun leurs compétences. Les techniques nouvelles qu'apportent les austronésiens, la connaissance du milieu des premiers. Ils vont développer l'agriculture, l'horticulture, ils vont également partir à la découverte du Pacifique et franchir, en haute mer, des distances de plusieurs centaines de kilomètres. Dans un premier temps, ils occuperont les îles du nord de la Mélanésie puis ils partiront, dès 4000 ans BP, vers le sud (Vanuatu et Nouvelle-Calédonie) et vers l'est, (Polynésie).

En Nouvelle-Calédonie, des études de l'évolution de la végétation sont associées à celles de sites archéologiques. C'est le cas de Koumac, dans le nord de la Grande Terre (Sémah, 1998) où le peuplement de la vallée, contemporain des premiers sites côtiers à poterie Lapita, a été mis en évidence il y a environ 3 000 ans. Une étude pollinique réalisée à partir d'un sondage situé à proximité de la grotte fouillée a mis en évidence l'existence, il y a 2000 ans d'une végétation très sèche comprenant de nombreuses graminées. Puis cette végétation évolue avec le développement des Casuarinaceae puis des Myrtaceae accompagnées des arbres de la forêt sclérophylle et de la forêt dense humide recouvrant les reliefs.

Une étude récente a porté sur un sondage réalisé dans un marécage d'une vallée côtière du sud de la Grande Terre (Stevenson *et al.*, 2001). L'analyse pollinique, stratigraphique ainsi que celle des charbons, associées aux datations ^{14}C , ont été utilisées pour reconstruire l'histoire de la végétation de cette vallée. La base du sondage est datée de 20 000 ans BP. Cet enregistrement met en évidence la présence d'une forêt persistant jusqu'à l'Holocène. La présence de taxons d'altitude au dernier maximum glaciaire indique des conditions plus fraîches à cette époque. La période de transition, entre 14 000 et 9000 ans BP est une période d'instabilité avec de nombreux feux détruisant la végétation. Puis la forêt se développe à nouveau jusqu'à l'arrivée des premiers groupes d'hommes vers 3000 ans BP modifiant le paysage qui passe à des maquis et savanes à *Melaleuca*.

Selon Nunn (1997), pour les îles du Pacifique, la période aride du dernier maximum glaciaire n'est pas évidente ni l'augmentation des précipitations du début de l'Holocène. Le réchauffement à l'Holocène moyen avec un maximum entre 5000 et 3000 ans BP ainsi qu'un rafraîchissement à l'Holocène final apparaissent cependant dans de nombreux enregistrements marins. Il convient, à son sens, de reprendre avec prudence l'importance avec laquelle l'homme est intervenu sur son environnement et de faire la part entre l'impact climatique et l'impact anthropique sur les chan-

gements de végétation, les feux n'étant pas forcément provoqués par l'homme.

Conclusion

L'image est toujours la même dans les régions d'Asie (Fig. 10). Le dernier maximum glaciaire a entraîné des modifications nettes de la végétation allant dans le sens d'une diminution des températures, même sous de basses latitudes, généralement accompagnée d'une diminution de l'humidité pouvant aller jusqu'à l'aridité.

L'amélioration climatique holocène se manifeste globalement par la restauration du couvert forestier.

Les oscillations climatiques qui ont eu lieu à l'Holocène entraînent cependant encore des variations de la végétation auxquelles viennent s'ajouter les modifications apportées par l'homme, les incendies volontaires, l'horticulture, la mise en culture des terres. C'est en effet pendant cette période que l'on observe les premières interventions de l'homme sur son environnement.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1ERE PARTIE: GÉNÉRALITÉS

La reconstitution du milieu végétal (Josette Renault-Miskovsky et Anne-Marie Sémah)

- Balout L., 1952. A propos des charbons préhistoriques. *Bull. Soc. Hist. Nat. de l'Afrique du nord*: 160-163.
- Bonnefille R., 1972. *Associations polliniques actuelles et quaternaires en Ethiopie (vallées de l'Awash et de l'Omo)*. Thèse Sc., Paris, 513 p.
- Bonnefille R., Riollet G., 1980. *Pollens des savanes d'Afrique orientale*. Editions du C.N.R.S., 140 p., 113 pl. ph.
- Boone Y. et Renault-Miskovsky J., 1976. La cueillette. In: *La Préhistoire française*, Tome I.1: 684-687.
- Breuil H., 1903. Les fouilles de la grotte du Mas d'Azil (Ariège). *Bulletin Archéologique*: 421-436.
- Breuil H., 1913. Les subdivisions du Paléolithique supérieur et leur signification. Congrès International d'Anthropologie et d'Archéologie préhistorique, Genève, 1912. *Compte-Rendu XIVème session*, Genève 1913: 165-238.
- Capitan L., Breuil H., Bourrinet-Peyrony D., 1908. La grotte de la mairie à Teyjat, (Dordogne); fouilles d'un gisement magdalénien. *Revue de l'Ecole d'Anthropologie*, Mai 1908, t. XVIII: 151-173.
- Colinvaux P., 1997. The Ice-Age Amazon and the problem of diversity. In: *NWO/Huygenslezing*: 7-30. Netherlands Organization for Scientific Research NWO, The Hague, Netherlands.
- Couplan F., 1996. *L'alimentation végétale potentielle de l'Homme avant et après la domestication du feu, au Paléolithique inférieur et moyen en région méditerranéenne française*. Thèse de Doctorat du MNHN, option: Préhistoire. Paris. 675 p.
- Erdtman G., 1943. *An introduction to pollen analysis*. The Ronald Press Company, New-York, 239 p.
- Fægri K. and Iversen J., 1964. *Text book of pollen analysis (with a chapter on Pre-Quaternary pollen analysis, by H. T. Waterbolk)* Munksgaard, 237 p.
- Flenley R.J., 1985. Quaternary vegetational and climatic history of island Southeast Asia. *Modern Quaternary Research in Southeast Asia*, 9: 55-64.
- Fritzsche J., 1832. *Beiträge zur Kenntniss des Pollen*, 1. Berlin, Stettin, and Elbing.
- Fritzsche J., 1837. *Über den Pollen*. *Mém. Etrang. Acad. Sci. Pétersb.*3.
- Girard M. et Renault-Miskovsky J., 1969. Nouvelles techniques de préparation en Palynologie, appliquées à trois sédiments du Quaternaire final de l'abri Cornille (Istres, Bouche-du-Rhône). *Bull. de l'AFEQ*, 21, 4: 275-284.
- Haberle S., 1998. Late quaternary vegetation change in the Tari Basin, Papua New Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137: 1-24.
- Hooghiemstra H., 1997. Tropical rain forest versus savanna: two sides of a precious medal? A comment. In: *NWO/Huygenslezing*: 31-43. Netherlands Organization for Scientific Research NWO, The Hague, Netherlands.
- Hope G.S., 1983. The vegetational changes of the last 20.000 years at Telefomin, Papua New Guinea. *Singapore Journal of Tropical Geography* 4: 25-33.
- Kaars van der S., 1998. Marine and Terrestrial Pollen Records of the Last Glacial Cycle from the Indonesian Region: Bandung Basin and Banda Sea. *Palaeoclimates* 3 (1-3): 209-219.
- Ledru M.P., Blanc P., Charles-Dominique P., Fournier M., Martin L., Riera B & Tardy C., 1997. Reconstitution palynologique de la forêt guyanaise au cours des 3000 dernières années. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 324 (série IIa), pp. 469-476.
- Ledru M.P., Salgado-Labouriau M.L., Lorscheitter M.L., 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10.000 yr B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99: 131-142.
- Lezine A.M. et Bonnefille R., 1982. Diagramme pollinique holocène d'un sondage du lac Abiyata (Ethiopie, 7°42'Nord). *Pollen et spores* Vol. XXIV, n°3-4: 463-480.

- Lezine A.M., Saliege J.F., Robert C., Wertz F., Inizan M.L., 1998. Holocene Lakes from Ramlat as Sab'atayn (Yemen) illustrate the Impact of Monsoon Activity in Southern Arabia. *Quaternary Research* 50: 290-299.
- Maley J., 1981. *Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30000 ans à l'époque actuelle*. Travaux et documents de l'ORSTOM, 586 p.
- Maley J. et Brenac P., 1998. Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forest of western Cameroon during the last 28.000 years B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99: 157-187.
- Maloney B.K., 1992. Late Holocene Climatic change in South-east Asia; the palynological evidence and its implications for archaeology. *World Archaeology* 24 (1) : 25-34.
- Maloney B.K. et Tarasov, P.E., 1997. A continuous Late Glacial and Holocene record of vegetation changes in Kazakhstan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136: 281-292.
- Malpighi M., 1675. *Anatome Plantarum*. Londoni.
- Marinval Ph., 1988. *Cueillette, agriculture et alimentation végétale de l'Épipaléolithique jusqu'au 2e Age de Fer en France méridionale. Apports paléolithographiques de la carpologie*. Thèse de Doctorat – Ecole des Hautes Etudes en Sciences Sociales. 2 vol., 458 p.
- Momot J., 1955. Méthode pour l'étude des charbons de bois. *B.S.P.F.*, Mars-avril 1955, p. 141.
- Moore P.D. and Webb J.A., 1978. *An illustrated guide to Pollen Analysis*. Hodder and Stoughton, 133 p.
- Muller J., 1963. Palynological study of Holocene peat in Sarawak. *Symposium on Ecological Research in Humid Tropics Vegetation*, Kuching, Sarawak, UNESCO: 147-156.
- Pokrovskaja I. M., 1958. Analyse pollinique. *Annales du Service d'Information géologique du BRGM*, n° 24, 435 p. 59pl., nbx tabl. (traduction: E. Boltenhagen).
- Pons A., 1964. Les apports de l'étude des restes végétaux en recherche archéologique. *Rhodania* 1: 19-39.
- Pons A., 1970. *Le pollen. Que sais-je?* Presses Universitaires de France, 128 p.
- Renault-Miskovsky J., 1991. *L'environnement au temps de la Préhistoire*. 2ème édition – Edition Masson, Paris, 200 p. 68 fig.
- Renault-Miskovsky J., 1992. La palynologie du Quaternaire européen: chronostratigraphie, paléoclimatologie et paléoenvironnement végétal de l'homme fossile. In: *Géochronique*, n° 44, 1992: 21-24.
- Renault-Miskovsky J., 1996. L'environnement de l'Homme de Néandertal, géographie, climats, flore. In: *Néandertal – Grotte Scladina – Andenne 1996*. Ed. sc: Dominique Bonjean: 101-116, 6 fig.
- Renault-Miskovsky J., Girard M., 1988. Palynologie du remplissage de la grotte du Vallonet (Roquebrune-Cap-Martin). Nouvelles données chronologiques et paléoclimatiques. *L'Anthropologie*, t. 92: 603-612, 3 fig., 1 tabl.
- Renault-Miskovsky J., Petzold M., 1992. *Spores and Pollen*. Edition Delachaux et Niestlé, 360 p.
- Ruas M.P. et Marinval Ph., 1991. Alimentation végétale et agriculture d'après les semences archéologiques (de 9000 av. J.-C. au XVe siècle). In: *Pour une Archéologie agraire*. Dir: J. Guilaine. Ed. Armand Colin: 409-439.
- Selenka L. et Blanckenhorn M., 1911. *Die Pithecanthropus-Schichten auf Java, Geologische und Paläontologische Ergebnisse der Trinil Expedition (1907-1908)*. Ed., dat Leipzig: W. Engelmann, 19 pl., 268 p.
- Sémah A.M., 1982. Variations de la végétation au Plio-Pléistocène sur les sites de Sangiran et de Sambungmacan (Java Central) par l'analyse pollinique. *Colloque International du C.N.R.S. « l'Homme erectus et la place de l'Homme de Tautavel parmi les hominidés fossiles »*, Nice, II: 559-577.
- Sémah A.M., 1986. *Le milieu naturel lors du premier peuplement de Java. Résultats de l'analyse pollinique*. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences. Université de Provence, 3 vol., 322 p., 61 fig. 11pl. phot., 20 tab., 17 diag. h.t.
- Sémah A.M., 1993. Le Pithecanthrope et la forêt. *Les Dossiers d'Archéologie*, 184: 50-55.
- Sémah F., Sémah A.M., Djubiantono T., 1990. *Ils ont découvert Java*. Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris et Puslit Arkenas ed., Jakarta, 128 p.
- Thanikaimoni G., 1983. Palynological investigations on the Borobudur monument. *Bulletin de l'Ecole Française d'Extrême-Orient*, 72: 237-250.

- Thiébaud S., 1983. *L'Homme et le milieu végétal, à la fin du Tardiglaciaire et au Postglaciaire: analyses anthracologiques de six gisements des Préalpes sud-occidentales. Thèse de 3e cycle*, Université de Paris I (Panthéon-Sorbonne), 215 p., 74 fig., 5 pl.
- Thiébaud S., 1988. L'homme et le milieu végétal; analyse anthracologique de six gisements des Préalpes sud-occidentales aux Tardi et Postglaciaire. *D.A.F.* n° 15, 112 p.
- Thiébaud S., 1997. Early-Holocene vegetation and the human impact in central Provence (Var, France): charcoal analysis of Baume de Fontbrégoua. *The Holocene* 7, 3: 341-347.
- Thiébaud S. et Renault-Miskovsky J., 1997. Apports des études paléobotaniques à la connaissance de l'environnement végétal et à l'exploitation du territoire de Delphes (Grèce) du XIIe au VIe siècles avant notre ère. *XVIIe rencontres Internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes. La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*. ed. APDCA, Sophia-Antipolis: 453-473.
- Vernet J.L., 1967. Premiers résultats de l'étude anatomique de charbons de bois préhistoriques de la région méditerranéenne. *Bull. A.F.E.Q.*, pp. 211-221.
- Vernet J.L., 1982. L'analyse anthracologique, une méthode d'études des flores préhistoriques. *Le Courrier du CNRS* 47, septembre 1982: 22-31.
- Vernet J.L. et Thiébaud S., 1987. An Approach of Northwestern Mediterranean recent prehistoric vegetation and ecologic implications. *Journal of Biogeography*, 14: 117-127.
- Vincens A., Schwartz D., Bertaux J., Elenga H., de Namur C., 1998. Late Holocene Climatic Changes in Western Equatorial Africa inferred from Pollen from Lake Sinnda, Southern Congo. *Quaternary Research*, 50: 34-45.
- Wodehouse R.P., 1935. *Pollen grains. Their structure, identification and significance in science and medicine*. Mc Graw Hill Book Company, Inc. New York and London, 574 p.

2EME PARTIE: L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION EN EUROPE

• Chapitre 1

La chronologie pollinique de la fin du Pliocène, du Pléistocène et de l'Holocène en Europe. Stations éponymes et historiques; nouvelles données (Vincent Lebreton, Josette Renault-Miskovsky et Anne-Marie Sémah)

- Aguirre E. et Pasini G., 1985. The Pliocene-Pleistocene boundary. *Episodes*, 8: 116-120.
- Andersen S.T., 1957.- New investigations of interglacial fresh-water deposits in Jutland. A preliminary report. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 8: 181-186.
- Andersen S.T., 1961. Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). *Danm. Geol. Unders.*, 75 (II Raekke), 175 p.
- Andersen S.T., de Vries H. and Zagwijn W.H., 1960. Climatic change and Radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 22 (N.S.) : 38-42.
- Art et civilisations des chasseurs de la Préhistoire. 34 000 à 8000 ans av. J.-C.*, 1984. Laboratoire de Préhistoire du Musée de l'Homme et Musée des Antiquités Nationales de Saint-Germain-en-Laye, 415 p.
- Andrén E., Andrén T., Kunzendorf H., 2000. Holocene history of the Baltic sea as a background for assessing records of human impact in the sediments of the Gotland Basin. *The Holocene*, 6: 687-702.
- Averdieck F.R., 1962. Das Interglazial von Fahrenkrug in Holstein. *Eiszeitalter und Gegenwart*: 5-14.
- Averdieck F.R., 1967. Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm. Interstadiale von Odderade, Schleswig-Holstein. *Fundamenta*, 2 (Reihe B) : 101-125.
- Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Schakelton N.J., Lancelot Y., 1994. The astronomical theory and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science letters*, 126: 91-108.
- Bastin B., 1971. Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation de Würm. *Acta geographica Lovaniensia*, vol. 9, 136 p.
- Bastin B., Leveque F., Pradel L., 1976. Mise en évidence de spectres polliniques interstadias

- entre le Moustérien et le Périgordien ancien de la grotte des Cottés (Vienne). *C.R. Acad. des Sciences, Paris*, 282-D: 1261-1264, 1 diagr.
- Beaulieu J.L. de, Pons A., Reille M., 1988. Histoire de la flore et de la végétation du Massif Central (France) depuis la fin de la dernière glaciation. *Cahiers de micropaléontologie*, 3-4, Ed. C.N.R.S. : 5-36.
- Bertini A., 2000. Pollen record from Colle Curti and Cesi: Early and Middle Pleistocene mammal sites in the Umbro-Marchean Apennine Mountains (central Italy). *Journal of Quaternary Science*, 15 (8): 825-840.
- Blytt A., 1876. *Essay on the immigration of the Norwegian flora during the alternating rainy and dry periods*. Christiania.
- Bordes F., Laville H. et Paquereau M.M., 1966. Observations sur le Pléistocène supérieur du gisement de Combe-Grenal (Dordogne). *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, B 103, 10: 3-19.
- Cande S.C. et Kent D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100: 6093-6095.
- Chaline J., 1972. *Le Quaternaire. L'histoire humaine dans son environnement*. Doin Ed., Paris, 338 p.
- Clet-Pellerin M., Lautridou J.P., Morzadec-Kerfourn M.T., Farjanel G. et Huault M.F., 1999. Stratigraphy and palynology of the Late Pliocene: sequences in marine and lagunal sediments in Normandy (France). In : *The Pliocene: Time of change*, Wrenn J.H., Suc J.P. et Leroy S.A.G. (eds.), American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation: 131-143.
- Combourieu-Nebout N., 1993. Vegetation response to Upper Pliocene glacial/interglacial cyclicity in the central mediterranean. *Quaternary research*, 40: 228-236.
- Combourieu-Nebout N. et Vergnaud Grazzini C., 1991. Late Pliocene Northern hemisphere glaciation: the continental and marine responses in central Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 10: 319-334.
- David F., Connet N., Girard M., Lhomme V., Miskovsky J.C. et Roblin-Jouve A., 2001. Le Châtelperonnien de la grotte du Renne à Arcy-sur-Cure (Yonne). Données sédimentologiques et chronostratigraphiques. *Bulletin de la Société préhistorique Française*, 2001, tome 98, n°2: 207-230.
- Douglas G.M., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., Schakelton J.R. and N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice-ages: development of a high-resolution 0 to 300 000 years chronostratigraphy. *Quaternary research*, 27: 1-29, 1987.
- Duigan S.L., 1963. Pollen analyses of the Cromer Forest Bed Series in East Anglia, with an appendix on the non-marine mollusca by B.W. Sparks. *Phil. trans. of the Royal Soc. of London*: 149-202, 19 fig.
- Elhai H., 1964. Biogéographie: les paysages végétaux au Quaternaire en Europe occidentale « *Les cours de Sorbonne* » Centre de documentation universitaire, 121 p.
- Firbas F., 1949. *Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen*. Vol. 1, Jena : Fischer, 480 p.
- Firbas F., 1954. Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme. *Damm. Geol. Unders.* II, 80: 12-21.
- Gullentops F., 1954. Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formations du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 18: 125-252.
- Hammen T. van der, Maarleveld, G.C. Vogel I.C. and Zagwijn W.H., 1967. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geol. Mijnb.*, 46: 79-95.
- Hartz N., Milthers V., 1901. Det sennglaciale Ler i Alleröd Teglværksgrav (in Danish). *Dansk. Geol. Faren. Medel.* 1: 31-60.
- Heide S. Van der and Zagwijn W.H., 1967. Stratigraphical nomenclature of the Quaternary deposits in the Netherlands. *Mededelingen van de Geologische stichting*, Nieuwe serie n° 18.
- Huntley B., Birks H. J. B., 1983. *An atlas of past and present pollenmaps for Europe: 0-13000 B.P. years ago*. Cambridge University Press Ed., Cambridge.
- Iversen J., 1942. En pollenanalytisk Tidsfaestelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby (in Danish). *Dansk. Geol. Faren. Meddel.* 10: 131-151.
- Iversen J., 1954. The Late Glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. *Danmarks Geol. Unders.* (2), 80: 87-119.
- Kolfschoten T. van et Gibbard P.L., 1998. The dawn of the Quaternary: an introduction.

Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 60 : 13-17.

Labeyrie J., 1984. Le cadre paléoclimatique depuis 140 000 ans. *L'Anthropologie* (Paris), t. 88, n° 1 : 19-48.

Leroi-Gourhan Arl., 1960. La grotte de Lascaux. *Bull. Soc. Bot. France*, 109 : 91-95.

Leroi-Gourhan Arl., 1964. Chronologie des grottes d'Arcy-sur-Cure (Yonne). *Gallia Préhistoire*, 7 : 1-64.

Leroi-Gourhan Arl., 1965. Flores et climats du Paléolithique récent. Congrès Préhistorique de France. *Compte rendu de la XV^e session*, Monaco, 1959 : 808-813.

Leroi-Gourhan Arl., 1967. Analyse pollinique des niveaux paléolithiques de l'Abri Fritsch. *Rev. Palaeobot. and Palyn.*, 4 : 81-86.

Leroi-Gourhan Arl., 1968. L'abri du facteur à Tursac (Dordogne). III Analyse pollinique. *Gallia-Préhistoire*, 11, (1) : 123-132.

Leroi-Gourhan Arl. et Allain J., 1979. *Lascaux inconnu*. XII^e supplément à *Gallia-Préhistoire*. Editions du C.N.R.S., 381 p.

Leroi-Gourhan Arl., 1980. Interstades würmiens : Laugerie et Lascaux. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 1980-3 : 95-100.

Leroi-Gourhan A., (Dir.), 1988. *Dictionnaire de la Préhistoire*, PUF, 1222 p.

Nilsson T., 1983. *The Pleistocene. Geology and life in the Quaternary Ice Age*. D. Reidel publishing Company, 651 p.

Paquereau M.M., 1978. Flores et climats du Würm III dans le Sud-Ouest de la France. *Quaternaria* XX : 123-164.

Pons A., 1970. *Le pollen*. Que sais-je ? n° 783.

Pons A., Reille M., 1988. The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain) : a new study. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66 : 243-263.

Raymo M.E., Ruddiman W.F., Backman J., Clement B.M. et Martinson D.J., 1989. Late Pliocene variation in Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleoceanography*, 2 (4) : 413-446.

Reille M., Pons A. et Beaulieu J.L. de, 1992. Late and postglacial vegetation, climate, and human action in the French Massif Central. *Cahiers de Micropaléontologie*, Vol. 7 : 93-106.

Renault-Miskovsky J., 1991. *L'environnement au temps de la Préhistoire. Méthodes et modèles*. Masson, 2^{ème} édition, Paris, 200 p., 68 fig.

Renault-Miskovsky J., Petzold M., 1989-1992. *Spores et Pollen*. Edition La Duraulié (1989). Edition Delachaux et Niestlé (1992), 356 p., 270 fig.

Ridder N.A. de, Zagwijn W.H., 1962. A mixed Rhine-Meuse deposit of Holsteinian age from the South-Eastern part of the Netherlands. *Geol. en Mijnbouw* : 125-130.

Ruddiman W.F., Rayno M.E., Martinson D.G., Clement B.M. et Backman J., 1989. Pleistocene evolution : northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 2 (4) : 353-412.

Selle W., 1957. Das letzte Interglazial in Niedersachsen. *Ber. Natur. Ges. Hannover* : 77-89.

Turner C., 1996. (Ed.). *The early middle pleistocene in Europe*. Proceedings of the SEQS Cromer symposium, Norwich/United Kingdom/3-7 september 1990. A.A. Balkema-Rotterdam-Brookfield, 1996, 329 p.

Vlerk van Der I.M., 1957. Conclusion (Pleistocene correlations between The Netherlands and adjacent areas : a Symposium). *Geologie en Mijnbouw*, 19 : 310-312.

Vlerk van der I.M., Florschütz F., 1953. The palaeontological base of the subdivisions of the Pleistocene in Netherlands. *Verhand. der Koninklijke Nederl. Akademie van Wetenschappen afd. Natuurk* : 2-58.

Wegmüller S., 1977. *Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der französischen Alpen (Dauphiné)*. Ed. Verlag Paul Haupt, Bern, 185 p.

West R.G., 1956. The quaternary deposits at Hoxne, Suffolk. *Phil. Trans. of the Roy. Soc. of London*, ser. B. 239 : 239-356.

Woillard G., 1978. Grande Pile Peat Bog : a continuous pollen record for the last 140 000 years.

Quaternary Research, 9 : 1-21.

Woillard G., 1979. The last interglacial-glacial cycle at Grande Pile in northeastern France. *Bull. Soc. belge de Géologie*, t. 88, fasc. 1 : 51-69, Bruxelles, 1979.

Woillard G. et Mook W.G., 1982. Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies. *Science*, 8 January 1982, volume 215 : 159-161.

Woldstedt, 1947. Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nord europäischen Vergletscherung. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 99 : 96-123.

Zagwijn W.H., 1957. Vegetation, climate and time-correlations in the Early Pleistocene of Europe. *Geologie en Mijnbouw*, 19 : 233-244.

Zagwijn W.H., 1960. Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. *Meded. Geol. Sticht. Meded.*, C III-I, 5 : 1-78.

Zagwijn W.H., 1961. Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part. I: Eemian and Early Weichselian. *Geol. Found. Netherl. Mem.* NS 14, 46 p.

Zagwijn W.H., 1963a. Pollen-analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands. *Medd. Geol. Sticht. Nieuwe Serie*, 16 : 49 : 69.

Zagwijn W.H., 1963b. Pleistocene stratigraphy in Netherlands, based on changes in vegetation and climate. *Verh. KNGMG, Geol. Ser.*, 21(2) : 173-196.

Zagwijn W.H., 1974a. Vegetation, climate and radiocarbon datings in the late Pleistocene of the Netherlands. Part II: Middle Weichselian. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst. Nieuwe serie* vol. 25, n°3 : 101-110.

Zagwijn W.H., 1974b. Les problèmes de la subdivision du Pléistocène moyen des Pays-Bas. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, n° 40-41, 1974, 3-4 : 105-107.

Zagwijn W.H., 1989. Vegetation and climate during warmer intervals in the late Pleistocene of western and central Europe. *Quaternary International*, vols 3/4 : 57-67.

Zagwijn W.H., 1992. The beginning of the ice age in Europe and its major subdivisions, *Quaternary Science Reviews*, 11 : 583-591.

Zagwijn W.H., 1996. The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and Correlation with other areas in Europe. In: the early middle Pleistocene in Europe. *Proceedings of the SEQS Cromer Symposium* Ed. C. Turner, Norwich-United Kingdom, 3-7 September 1997 : 145-172.

Zagwijn W.H., 1998. Borders and boundaries: a century of stratigraphical research in the Tegelen - Reuver area of Limburg (The Netherlands). *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO*, 60 : 19-34.

Zagwijn W.H. und Paeppe R., 1968. Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 19 : 129-146, Öhringen.

Zagwijn W.H. et de Jong J., 1984. Die interglaziale von Bavel und Leerdam und ihre stratigraphische stellung im niederländischen Früh-Pleistozän. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 37 (3) : 155-169.

• Chapitre 2

Évolution des végétations du Pléistocène à l'Holocène en Europe (Josette Renault-Miskovsky)

Ablin D., 1985. *Analyse pollinique des dépôts lacustres de Ceyszac (Plio-Pléistocène du Velay, Massif central français)*. Flore. Végétation et climat. Thèse de 3e cycle, Université de Paris VI, Paris, 122 p., 32 fig., 7 pl.

Accorsi C.A., 1985. The contribution of Palynology in the Reconstruction of the Environment. *Homo, Journey of the Origins of Man's History*, Catalogo della omonima mostra, Cataloghi Marsilio, Venezia : 192-201.

Accorsi C.A., Cremaschi M., Mercuri A.M., 1996. Qualche dato sul paesaggio dell'accampamento paleolitico di Isernia (Molise, Italia centrale): dati litostratigrafici e spettri pollinici della serie « Isernia. Fiume Cavaliere ». In: *I reperti paleontologici di Isernia La Pineta*. Istituto regionale per gli studi storici del Molise « V. Cuoco », Peretto C. (ed.), Cosmo Iannone Editore, Isernia : 7-23.

Antoniazzi A., Cremaschi M., Fontana L., Peretto C., Posenato R., Proli F. et Ungaro S., 1988. Le gisement du Paléolithique inférieur de Ca'Belvedere di Monte Poggiolo (Forli, Italie) (Résultats

préliminaires). *L'Anthropologie*, 92, n° 2: 629-642.

Arsuaga J.L., Martínez I., Gracia A., Carretero J.M., Lorenzo C., García N., Ortega A.I., 1997. Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Spain). The Site. *Journal of human Evolution*, 33: 109-127.

Arsuaga J.L., Gracia A., Lorenzo C., Martínez I., Pérez P.J., 1999. Resto craneal humano de Galería. Cueva de los Zarpazos (Sierra de Atapuerca). In: *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*. Carbonell E., Rosas A., Díez J.C. (eds) Vol. 7, Memorias de Junta de Castilla y León: 233-235.

Atapuerca. 1ère partie. *L'Anthropologie*, vol. 105, n° 1, janvier-mars 2001, Elsevier, p. 1-157. 2ème partie. *L'Anthropologie*, vol. 105, n° 2, avril-juin 2001, Elsevier: 161-312.

Bassinot F.C., Labeyrie L., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Bruhnes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planetary Science Letter*, 126: 91-108.

Bastin B., Leveque F., Pradel L., 1976. Mise en évidence de spectres polliniques interstadiaires entre le Moustérien et le Périgordien ancien de la grotte des Cottés (Vienne). *C.R. Acad. des Sciences, Paris*, 282-D: 1261-1264, 1 diagr.

Beaulieu J.L. de et Reille M., 1984. A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets near Lyon, France. *Boreas* 13 (1984): 111-131.

Behm-Blancke G., 1956. Umwelt, Kultur und Morphologie des Eem-interglazialen Menschen von Ehringsdorf bei Weimar. *Hundert Jahre Neanderthaler, Köln-Graz*, 1956: 141-150, 2 pl.

Bermudez De Castro J.M., Arsuaga J.L., Carbonell E., Rosas A., Martínez I., Mosquera M., 1997. A hominid from the lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to Neandertals and Modern Humans. *Science* 276: 1392-1395.

Bermudez De Castro J.M., Carbonell E. and Arsuaga J.L. (Guest Editors), 1999. « Gran Dolina Site: TD6 *Aurora Stratum* (Burgos, Spain) ». *Journal of Human Evolution*. Volume 37, number 3/4, September/October 1999: 309-700.

Blackwell B., Schwarz H., Debenath A., 1983. Absolute dating of Hominids and Paleolithic artefacts of the cave of La Chaise-de-Vouthon (Charente), France. *Journal of Archaeological Science*, 10: 493-513.

Blanc A.C., 1957. On the Pleistocene sequence of Roma: paleoecologic and archeologic correlations. *Quaternaria*, 4: 1-15.

Boeuf O., 1976. Découverte de deux crânes d'*Archidiscodon (Elephas meridionalis)* dans le gisement villafranchien de Chilhac (Haute-Loire). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 283.

Boeuf O., 1980. Un premier crâne d'*Anancus arvernensis* dans le gisement « villafranchien » de Chilhac II (Haute-Loire). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 290.

Boeuf O., 1983. *Le site villafranchien de Chilhac (Haute-Loire), France. Etude paléontologique et biochronologique*. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Paris VII, 253 p. offset.

Boeuf O., 1984. Le site de Chilhac (Haute-Loire), France, important jalon du Pléistocène inférieur dans l'échelle biochronologique. *10e RAST, Soc. Géol. Fr.*, Bordeaux, avril 1984: 68.

Bonifay E. et M.F., 1981. Le gisement préhistorique de Soleilhac (Blanzac, Haute-Loire). In: *Le Bassin du Puy aux temps préhistoriques*. Le Puy, Musée Crozatier: 18-36, 8 fig.

Bordes F., Laville H. et Paquereau M.M., 1966. Observations sur le Pléistocène supérieur du gisement de Combe-Grenal (Dordogne). *Actes de la Société linnéenne de Bordeaux*, tome 103, série B, n° 10, 20 p., 3 tabl.

Bosinski G., 1975. Arbeiten zur älteren und mittleren Steinzeit in des Bundesrepublik Deutschland, 1949-1974. *Ausgrabungen in Deutschland*, vol. 1: 3-24.

Bowman S.G. E., Sieveking G., 1983. Thermoluminescence dating of burnt flint from Combe-Grenal. *Pact*, 9, 1: 253-268.

Bracco J.P., 1989. Typologie, technologie et matières premières des industries du très ancien Paléolithique en Velay (Massif-Central, France). Premiers résultats. *114e Congr. nat. Soc. Sav.*, Paris, 1989. *Les premiers peuplements humains de l'Europe*: 93-100.

Brünnacker K., 1978. *Geowissenschaftliche Untersuchungen in Gönnersdorf: Geologischer Überblick*. Franz Steiner Verlag, GNMH: 5-31.

- Burjachs F. et Renault-Miskovsky J., 1992. Paléoenvironnement et Paléoclimatologie de la Catalogne durant près de 30.000 ans (du Würmien ancien, au début de l'Holocène) d'après la palynologie du site de l'Arbreda (Gérome, Catalogne). *Quaternaire*, 3 (2), 1992: 75-85.
- Callow P., Cornford J.M., 1986. *La Cotte de Saint Brelade, 1961-1978: excavations by C.B.M. McBurney*. Norwich, Geo, 433 p.
- Carbonell E., Bermudez De Castro J.M., Arsuaga J.L., Diez J.C., Rosas A., Cuenca-Bescos G., Sala R., Mosquera M., Rodriguez X.P., 1995. Lower Pleistocene hominids and artefacts from Atapuerca TD6 (Spain). *Science* 269: 826-830.
- Carbonell E., Esteban M., Martin Najera A., Mosquera M., Rodriguez X.P., Ollé A., Sala R., Vergés J.M., Bermudez de Castro J.M., Ortega A.I., 1999. The Pleistocene site of Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Spain: a history of the archaeological investigations. In: *Gran Dolina site: TD6 Aurora stratum (Burgos, Spain)*. J.M. Bermudez de Castro, E. Carbonell and J.L. Arsuaga (eds). *Journal of Human Evolution*, vol. 37, Number 3/4, Sept./Oct. 1999: 313-324.
- Carciunaru M., 1989. Contexte stratigraphique, paléoclimatique et géochronologique des civilisations du Paléolithique moyen et supérieur en Roumanie. *L'Anthropologie* (Paris), tome 93 (1989), n° 1: 99-122.
- Carrion J.S. et Dupré M., 1994. Pollen data from mousterian sites in Southeastern Spain. *AASP Contributions series*, number 29. Aspects of archaeological palynology: methodology and applications: 17-26.
- Cattani L. et Renault-Miskovsky J., 1983. Etude pollinique du remplissage de la grotte du Broion (Vicenza, Italie): Paléoclimatologie du Würmien en Vénétie. *Bull. de l'Assoc. franc. pour l'ét. du Quaternaire*, 1983-1984: 197-212, 7 fig., 2 tabl.
- Cattani L., Garcia-Anton M., Renault-Miskovsky J., 1994. The lower and middle Pleistocene in the circum-mediterranean region. Attempts and results of archaeo-palynological correlations. *AASP Contributions Series*, number 29. Aspects of archaeological palynology: methodology and applications. *AASP*, november 1994: 27-52.
- Chavaillon J., 1989. Les ensembles lithiques de Chilhac III (Haute-Loire): typologie, situation stratigraphique et analyse critique et comparative. *114e Congr. nat. Soc. sav.*, Paris, 1989. *Les premiers peuplements humains de l'Europe*: 81-91.
- Cremaschi M. et Peretto C., 1988. Les sols d'habitat du site paléolithique d'Isernia La Pineta (Molise, Italie centrale). *L'Anthropologie* (Paris), tome 92, n° 4: 1017-1040.
- Datations absolues et analyses isotopiques en préhistoire. Méthodes et limites. Datation du remplissage de la Caune de l'Arago à Tautavel*. Colloque international du CNRS (Tautavel, 22-28 juin 1981), prétrirage, 720 p.
- David F., Connet N., Girard M., Lhomme V., Miskovsky J.C., Roblin-Jouve A., 2001. Le Châtelperronien de la grotte du Renne à Arcy-sur-Cure (Yonne). Données sédimentologiques et chronostratigraphiques. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 2001, tome 98, n° 2: 207-230.
- Delibrias G., 1984. La datation par le carbone 14 des ossements de la Ferrassie. In: *Le grand abri de la Ferrassie. Fouilles 1968-1973*. H. Delporte (éd), *Etudes Quaternaires*, 7: 105-107.
- Delitala M.C., Fornaseri M., Nicoletti M., 1983. Datazioni Argon-Potassio sulla serie pleistocenica di Isernia La Pineta. In: *Isernia La Pineta: un accampamento piu antico di 700.000 anni*. Calderini Editore, Bologna: 65-66.
- Delpèch F., 1975. *Les faunes du Paléolithique supérieur dans le sud-ouest de la France*. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Bordeaux I, 479, 3 tomes, 374 p., 98 pl., 159 tabl.
- Delpèch F., Rigaud J.Ph., 2001. Quelques exemples sur l'apport des datations en archéologie pré-historique. *Datation. XXIe rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes*. Editions APDCA, Antibes 2001: 315-331.
- Dobosi V.T., 1988. Le site paléolithique inférieur de Vertesszöllös, Hongrie. *L'Anthropologie*, tome 92 (1988), n° 4: 1041-1050.
- Dolukhanov P., 2001. Radiocarbon chronology of Upper Palaeolithic Sites in Eastern Europe at Improved Resolution. *Journal of Archaeological Science* (2001), 28, p. 699-712.
- Donner J.J. et Kurten B., 1958. The floral and faunal succession of « Cueva del Toll », Spain. *Eiszeitler und Gegenwart*, 9: 72-82.

- Escalon de Fonton M., 1947. Découverte d'une station de plein air à la Couronne (Bouches-du-Rhône). *Mém. Inst. hist. de Provence*, t. 22 : 33-43, 5 pl.
- Elhaï H. et Grangeon P., 1963. Nouvelles recherches sur le gisement villafranchien de Senèze (Haute-Loire). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), n° 5 : 483-488.
- Falguères C., 1986. *Datations de sites acheuléens et moustériens du midi méditerranéen par la méthode de résonance de spin électronique*. Thèse du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 173 p.
- Falguères C., 2000. Apport des méthodes radiométriques aux études des premiers peuplements en Europe occidentale. In : *Les Hominidés et leurs environnements. Histoire et interactions*. M. Brunet et P. Vignaud (eds). Poitiers 18-20 septembre 2000. résumés p. 10.
- Falguères C., Bahain J.J., Yokoyama Y., Arsuaga J.L., Bermudez De Castro J.M., Carbonell E., Bischoff J.L. and Dolo J.M., 1999. Earliest humans in Europe: the age of TD6 Gran Dolina, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution*, vol. 37, Number 3/4, Sept./Oct. 1999: 343-352.
- Fellag H., 1996. *Contribution à l'étude des paléoenvironnements et des paléoclimats de la fin du Pléistocène moyen et du Pléistocène supérieur du Sud-Ouest de la France. Analyse pollinique des remplissages des grottes de Suard, Bourgeois-Delaunay, Fontéchevade (Charente), et de l'abri Pataud (Dordogne)*. Thèse de Doctorat du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 205 p., 62 fig., 14 tabl.
- Fouilles récentes à Khirikitia (Chypre)*, 1983-1986, sous la direction de A. Le Brun. Editions Recherche sur les civilisations, mémoire n° 81 (1989), 288 p.
- Gagnepain J., 1996. *Etude magnétostratigraphique de sites du Pléistocène inférieur et moyen des Alpes-Maritimes et d'Italie: Grotte du Vallonnet, Marina Airport, Ca'Belvedere di Monte Poggiolo, Isernia la Pineta, Venosa Loreto*. Thèse de doctorat du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 3 vol., 615 p.
- Gagnepain J., Hedley I., Bahain J.J., Wagner J.J., 1992. Etude magnétostratigraphique du site di Monte Poggiolo (Forli, Italie), et de son contexte stratigraphique. Premiers résultats. In : *I Primi Abitanti della Valle Padana: Monte Poggiolo nel quadro della conoscenza Europea*, Peretto C. (ed.) : 319-336, Milano: Jaca Book.
- Garcia-Anton M., 1989. *Estudio palinológico de los yacimientos mesopleistocenos de Atapuerca (Burgos): Reconstrucción paisajística y paleoclimática*. Universidad Autonoma de Madrid, Facultad de Ciencias, Departamento de Biología, 212 p.
- Garcia-Anton M. and Sainz-Ollero H., 1991. Pollen records from middle Pleistocene Atapuerca Site (Burgos, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 85 : 199-206.
- Girard M., 1973. La brèche à *Machairodus* de Montmaurin (Pyrénées-Centrales). *Bull. de l'Assoc. franç. pour l'ét. du Quaternaire*, n° 3 : 193-209.
- Girard M. et Renault-Miskovsky J., 1979. Analyse pollinique de la Grotte de Coupe-Gorge à Montmaurin (Haute-Garonne). *Bull. de l'Ass. franç. pour l'ét. du Quaternaire*, n° 4 : 175-189, 1 diagr.
- Girard M. et Renault-Miskovsky J., 1983. Datation et paléoenvironnement de la mandibule de Montmaurin (Montmaurin, Haute-Garonne): analyses polliniques dans la Niche. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 296, Série II : 669-671.
- Girard M., Miskovsky J.C.I. et Evin J., 1990. La fin du Würm moyen et le début du Würm supérieur à Arcy-sur-Cure (Yonne). Précisions paléoclimatiques et chronostratigraphiques d'après les remplissages des grottes. In : *Mémoires du Musée de Nemours*, n° 3 : 295-303, 2 fig.
- Golovanova L.V., Levkovskaya G.M. et Baryshnikov G.F., 1990. Le site moustérien en grotte de Matouzka, Caucase septentrional. Résultats des fouilles 1985-1987. *L'Anthropologie* (Paris), tome 94 (1990), n° 4.
- Grôun R., Aguirre E., 1987. Datation por ESR y por la serie del U, en los depositos carsticos de Atapuerca. In : *El Hombre fosil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca* I. E. Aguirre, E. Carbonell, J.M. Bermudez de Castro (eds) : 201-204, Valladolid, Junta de Castillo y Leon.
- Gullentops F., 1954. Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formations du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 18 : 125-252.
- Gusseinov M.M., 1976-1978-1979. In : *Early Man News, Tübingen*, n° 1, 1976 : 20-21, n°3/4, 1978/1979 : 40-41.
- Gusseinov M.M., Rustamov D.N. et Gajiev, 1976. Archeological monuments of Azerbaijan and

- their interrelation with climate changes. *The papers of the Soviet-American Symposium on natural climatic changes in Pleistocene and Holocene*. Baku, 1976.
- Guth C., 1974. Découverte dans le Villafranchien d'Auvergne de galets aménagés. *C.R. Acad. Sc. Paris*, série D, t. 279: 1071-1072, 1 pl.
- Guth C., 1980. Les fouilles paléontologiques de Chilhac (Haute-Loire). *Almanach de Brioude*, 1981: 285-288.
- Guth C., Boeuf O., Latreille G. et Meon H., 1979. Etudes paléontologique, sédimentologique et palynologique du gisement Pléistocène inférieur de Chilhac III (Haute-Loire). 7ème RAST, Lyon 1979: 244.
- Hammen T. van der, Maarleveld, G.C. Vogel I.C. and Zagwijn W.H., 1967. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geol. Mijnb.*, 46: 79-95.
- Hennig G., Grün R., Brunnacker K., Pecsí M., 1983. Th-230/U-234 sowie ESR. Alterbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 33: 9-19.
- Horvath E., 1990. Charcoal remains of the upper loess section. In: *Vertesszöllös. Man, Site and Culture*. Ed. Kretzoi and Dobosi : 137-143.
- Huxtable J., Aitken M.J., 1988. Datation par thermoluminescence, in: Tuffreau A., Sommé (éds). Le gisement paléolithique moyen Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). Stratigraphie, environnement, études archéologiques (1ère partie). *Mémoires de la Société Préhistorique*, t. 21 : 107-108.
- Iakovleva L., 1998. Les datations ¹⁴C sur les habitats de la grande plaine russe orientale. Actes du Colloque « C14 et Archéologie », 1998. *Mémoires de la Société Préhistorique française*, tome XXVI, 1999 et Supplément de la *Revue d'Archéométrie*: 123-131.
- Isernia La Pineta. Un accampamento più antico di 700.000 anni*. Soprintendenza archeologica e per i beni ambientali architettonici artistici e storici del Molise. Calcederini Editore, 125 p.
- Járai-Komlódi M., 1973. Pollenstatistical examinations of the travertine layers of the paleolithic site at Vertesszöllös. *Különnyomat a Földrajzi Közlemények Evi 2*, Szabolc.
- Járai-Komlódi M., 1990. Pollen-statistical analyses from the Vertesszöllös travertine. In: *Vertesszöllös. Man, Site and Culture*. Kretzoi and Dobosi (eds) : 125-135.
- Kaniewski D., 2002. *Reconstitutions des paysages et des climats contemporains des Homo neanderthalensis d'après l'analyse pollinique de deux sites moustériens ligures : La grotte de Madonna dell'Arma (San Remo) et la grotte de Santa Lucia superior (Toirano)*. Thèse de Doctorat du Muséum national d'Histoire naturelle, paris, 355 p., 77 fig., 11 annexes, 11 pl.
- Karatsori E., 2003. *Environnement végétal de l'Homme fossile et climats en Ligurie pendant le dernier cycle climatique et la Postglaciaire. Etude palynologique des sites préhistoriques italiens de Caverna delle Fate, de Arma delle Manie (Finale Ligure) et de San Francesco (San Remo)* Thèse de Doctorat du Muséum national d'Histoire naturelle, paris, 355 p., 77 fig., 11 annexes, 11 pl.
- Kharbouch M., 1996. *Paléoenvironnement végétal de la région du mont Bego (Tende, Alpes-Maritimes) depuis 15 000 ans. Contributions palynologiques et interprétations paléoclimatiques*. Thèse du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, France, 252 p.
- Kretzoi M. & Vertes L., 1965. Upper Biharian (Intermindel) pebble industry occupation site in Western Hungary. *Curr. Anthropol.*, t. 6: 74-87.
- Kretzoi M. & Dobosi V.T., 1990. *Vertesszöllös. Site, man and culture*. Akadémiai Kiado, Budapest, 555 p.
- La grotte moustérienne de l'Hortus (Valflaunès, Hérault) (dir. H. de Lumley). *Etudes quaternaires*, Mémoire n° 1 (1972), 668 p.
- Laplana C., Cuenca-Bescos G., 2000. Una nueva especie de *Microtus (Allophaiomys)* (*Arvicolidae, Rodentia, Mammalia*) en el Pleistoceno inferior de la Sierra de Atapuerca (Burgos, Espana). *Revista Espanola de Paleontologia* 15: 77-87.
- Lascaux inconnu*. Arlette Leroi-Gourhan, Jacques Allain, XIIe supplément à Gallia, 1979. Editions du CNRS, 381 p.
- Laville H., 1975. Climatologie et chronologie du Paléolithique en Périgord. *Etudes quaternaires*. Géologie, Paléontologie, Préhistoire. Mémoire n° 4, 414 p., 181 fig., VI tabl.
- Lebreton V., 2001. *Paysages et climats contemporains des premiers Hominidés en Italie. Analyse polli-*

- nique des sites du Pléistocène inférieur et moyen de Ca'Belvedere di Monte Poggiolo (Forlì, Emilie-Romagne) et de La Pineta (Isernia, Molise)*. Thèse de doctorat du Muséum National d'Histoire Naturelle, 257 p., 35 fig., 10 tabl., 12 annexes.
- Le Brun A., Cluzan S., Davis S.J.M., Hansen J. et Renault-Miskovsky J., 1987. Le Néolithique précéramique de Chypre. *L'Anthropologie* (Paris), tome 91 (1987), n° 1 : 283-316, 24 fig., 2 tabl.
- Le gisement paléolithique moyen de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais), sous la direction de A. Tuffreau et J. Sommé. Volume I. Stratigraphie, environnement, études archéologiques (1ère partie). *Mémoires de la Société Préhistorique Française*, tome 21 (1988), 338 p.
- Le grand abri de la Ferrassie. Fouilles 1969-1973, 1981 (1984). Sous la direction de H. Delporte. *Etudes quaternaires* 7. Université de Provence, 277 p.
- Le grandiose et le sacré*, 1995. H. de Lumley avec la collaboration de J. Begin-Ducornet et al., Aix-en-Provence, Edisud, 451 p.
- Lequatre P., 1966. La grotte de Prélétang (commune de Presles, Isère). Le repaire d'ours des cavernes et son industrie moustérienne. *Gallia Préhistoire*, tome 49, 1966, fascicule 1 : 1-59, 39 fig.
- Leroi-Gourhan A., 1958-1961. Analyse pollinique des niveaux acheuléens de la Cotte-Saint-Brelade (Jersey). In : *Ber. V int. Kongress für Vor- und Frühgeschichte*, Hambourg : 501-504.
- Leroi-Gourhan A., 1960. La grotte de Lascaux. *Bull. de la Soc. botanique de France*, 109, 8ème sess. ext., p. 91-95.
- Leroi-Gourhan Arl., 1964. Chronologie des grottes d'Arcy-sur-Cure (Yonne). *Gallia Préhistoire*, 7 : 1-64.
- Leroi-Gourhan A., 1965. Chronologie des grottes d'Arcy-sur-cure (Yonne). I. Climats du Quaternaire récent. *Gallia Préhistoire*, tome 7, 1964 : 1-35, 5 fig.
- Leroi-Gourhan A., 1966. La grotte de Prélétang (commune de Presles, Isère). II. Analyse pollinique des sédiments. *Gallia Préhistoire*, tome 9, fasc. 1 : 85-92.
- Leroi-Gourhan, 1968. L'abri du Facteur à Tursac (Dordogne). Analyse pollinique. *Gallia Préhistoire*, tome XI, 1968, fasc. I : 123-132.
- Leroi-Gourhan A., 1971. Cueva Morin. Excavaciones 1966-1968. VII : Analisis polinico de Cueva Morin. *Publicaciones del Patronato de las Cuevas prehistoricas de la provincia de Santander* : 359-364, 1 diagr.
- Leroi-Gourhan Arl., 1980. Interstades würmiens : Laugerie et Lascaux. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 1980-3 : 95-100.
- Leroi-Gourhan A. et Renault-Miskovsky J., 1977. La palynologie appliquée à l'archéologie : méthodes et limites. In : *Approche écologique de l'Homme fossile* (Dir. H. Laville et J. Renault-Miskovsky), p. 35. *Supplément au Bulletin de l'AFEQ*, n° 47 (1977), 386 p.
- Leroi-Gourhan A., Sommé J., Tuffreau A., 1978. Weichselien et Paléolithique moyen de Seclin (Melantois, nord de la France). Note préliminaire. *Bull. de l'Ass. Fr. pour l'ét. du Quaternaire*, 1978, 1-2-3 : 69-80, 8 fig.
- Leroi-Gourhan Arl. et Allain J., 1979. *Lascaux inconnu*. XIIe supplément à *Gallia-Préhistoire*. Editions du C.N.R.S., 381 p.
- Les premiers habitants de l'Europe (1 500 000 - 100 000 ans)*, 1981. Laboratoire de préhistoire du Musée de l'Homme, 199 p.
- Lona F., Follieri M., 1957. Successioni pollinica della serie superiore (Günz-Mindel) di Lefte (Bergamo). *Verhand. der Vierten Intern. Tagung der Quatärbotaniker* 37, p. 86-98.
- Lubine V., Rengarten N., Tcherniakhovski A., Barichnikov G., Levkovskaïa G., 1978. Caverne Koudaro I. In : *Archéologie et Paléogéographie du Paléolithique ancien et moyen en Crimée et au Caucase*. (Guide de la réunion de travail en commun franco-soviétique sur le thème : « Dynamique des interactions du milieu naturel et de la société préhistorique »). Moscou, 1978 : 118-134, 3 fig.
- Lumley H. de, 1967. Découverte d'habitat de l'Acheuléen ancien dans des dépôts mindéliens, sur le site de Terra-Amata. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, série D : 801-804.
- Lumley H. de, 1971. Le Paléolithique inférieur et moyen du midi méditerranéen dans son cadre géologique. Tomes 1 et 2, *5ème supplément à Gallia Préhistoire*, éditions du CNRS.
- Lumley H. de, 1972. La grotte moustérienne de l'Hortus (Valflaunès, Hérault). *Etudes quaternaires*,

Mémoire n° 1 (1972), 668 p.

Lumley H. de, 1988. La stratigraphie du remplissage de la grotte du Vallonnet. *L'Anthropologie* (Paris), tome 92 (1988), n° 2: 407-428, 4 fig., 8 tabl.

Lumley H. de avec la collaboration de Jane Begin-Ducornet et al., 1995. *Le grandiose et le sacré*. Aix-en-Provence, Edisud, 451 p.

Lumley H. de, Gagniere S., Barral L. et Pascal R., 1963. La grotte du Vallonnet (Roquebrune-Cap-Martin, Alpes-Maritimes). *Bulletin du Musée d'anthropologie préhistorique de Monaco*, n° 10: 5-20, 7 fig., 1 tabl.

Lumley H. de, Lumley M.A. De, Miskovsky J.C. et Renault-Miskovsky J., 1976. Le site de Terra-Amata (Impasse Terra-Amata, Nice, Alpes-Maritimes). *IXe Congr. UISPP, Nice, 1976*. Livret guide de l'excursion B1: sites paléolithiques de la région de Nice et grottes de Grimaldi: 15-49, 27 fig.

Lumley H. de, Fournier A., Park Y.C., Yokoyama Y. et Demouy A., 1984. Stratigraphie du remplissage pléistocène moyen de la Caune de l'Arago à Tautavel. Etude de huit carottages effectués de 1981 à 1983. *L'Anthropologie*, 88, n° 1: 5-18, 9 fig., 3 tabl.

L'Uomo di Saccopastore e il suo ambiente. I Neandertaliani nel Lazio. Università degli studi « La Sapienza », Roma, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali. Istituto di Antropologie (16 dicembre 1982. 31 gennaio 1983).

MC Pherron A., Schmidt V., 1983. Paleomagnetic dating at Isernia La Pineta. In: *Isernia La Pineta: un accampamento più antico di 700.000 anni*. Calderini Editore, Bologna: 67-69.

Mellars P.A., Bricker H.M., Gowlett J.A.J., Hedges R.E., 1987. Radiocarbon Accelerator Dating of French Upper Palaeolithic Sites. *Current Anthropology*, 28, 1: 128-133.

Michelot C., 1982. Datations de stalagmites de la grotte du Vallonnet par la méthode par résonance électronique de spin. *DEA Muséum National d'Histoire Naturelle, Université de Paris VI*.

Miskovsky J.C.L., 1974. Le Quaternaire du Midi méditerranéen. Stratigraphie et paléoclimatologie d'après l'étude sédimentologique du remplissage des grottes et abris sous roche (Ligurie, Provence, Languedoc méditerranéen, Roussillon, Catalogne). *Etudes quaternaires. Géologie, paléontologie, préhistoire*, mémoire n° 3, 331 p.

Mourer-Chauviré C. et Renault-Miskovsky J., 1980. Le paléoenvironnement des chasseurs de Terra-Amata (Nice, Alpes-Maritimes) au Pléistocène moyen. La flore et la faune des grands Mammifères. *Geobios*, n° 13, fasc. 3: 279-287, 1 fig.

Munaut A.V., 1988. L'environnement végétal de quelques dépôts quaternaires de la vallée de la Somme. In: *Cultures et industries lithiques en milieu loessique*. Actes du Colloque international organisé par A. Tuffreau et *Revue archéologique de Picardie*, n° 1-2, 1988: 45-55.

Ortega A.L., 1999. El yacimiento de Galeria (Sierra de Atapuerca). Cronica de una intervencion. In: *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galeria*. Carbonell E., Rosas A., Diez J.C. (eds), Vol. 7, Memorias de Junta de Castilla y Leon: 13-17.

Oxford Laboratory, 1988. Ancient TL Date list (2), supplément.

Paquereau M.M., 1978. Flores et climats du Würm III dans le sud-ouest de la France. *Quaternaria*, XX: 123-164.

Paquereau M.M. et Texier J.P., 1973. La séquence würmienne et interglaciaire Riss-Würm du Breuil. *Quaternaria*, XVII: 321-341.

Parés J.M., Pérez-Gonzales A., 1995. Palaeomagnetic age hominid fossils at Atapuerca archaeological site, Spain. *Science*, 269: 830-832.

Pecsi M., 1964-1965. Les recherches concernant le Quaternaire de la Hongrie. *Bull. d'Inform. Géol. du BRGM*, 1-10: 1-7.

Pecsi M., 1973. Geomorphological position and absolute age of the Lower Paleolithic site at Vertesszöllös, Hungary. *Foldr. Közl.*, 21, 2: 109-115.

Peretto c., Amore f.o., Antoniazzi a., Bahain j.j., Cattani l., Cavallini e., Esposito p., Falgueres c., Gagnepain j., Hedley i., Laurent m., Lebreton v., Longo l., Milliken s., Monegatti p., Ollé a., Pugliese n., Renault-miskovsky j., Sozzi m., Ungaro s., Vannucci s., Vergés j.m., Wagner J.J. et Yokoyama Y., 1998. L'industrie lithique de Ca'Belvedere di Monte Poggiolo: Stratigraphie, matière première, typologie, remontages et traces d'utilisation. *L'Anthropologie*, tome 102, n° 4: 343-465.

- Ranov V.A., 1989. Les sites très anciens de l'Age de la pierre en U.R.S.S. 114ème Congr. nat. Soc. sav., Paris, 1989. *Les premiers peuplements humains de l'Europe*: 209-216.
- Reille M. et Beaulieu J.L. de, 1995. Long Pleistocene Pollen Records from the Praclaux-Crater, South-Central France. *Quaternary Research*, 44, n° 2: 205-215.
- Renault-Miskovsky J., 1970. Analyse pollinique des sédiments néolithiques extraits du gisement de la Couronne. *Cahiers ligures de préhistoire et d'archéologie*: 116-118, 3 fig., 1 tabl.
- Renault-Miskovsky J., 1972. Contribution à la paléoclimatologie du Midi méditerranéen pendant la dernière glaciation et le Postglaciaire, d'après l'étude palynologique du remplissage des grottes et abris sous-roche. *Bull. du Musée d'anthropologie de Monaco*, n° 18: 145-210, 7 fig., 11 tabl.
- Renault-Miskovsky J., 1980. Le paléoenvironnement de l'Homme de Tautavel (Caune de l'Arago, Tautavel, Pyrénées-Orientales). La faune et la flore en Roussillon au Pléistocène moyen. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, série D: 747-750.
- Renault-Miskovsky J., 1989. Etude paléobotanique, paléoclimatique et paléontographique du site néolithique de Khirkotia à Chypre: apport de la palynologie. In: *Le Néolithique précéramique de Chypre* (sous la dir. de A. LE BRUN). Editions Recherche sur les civilisations. Mémoire n° 81, 1989: 251-276, 8 fig., 2 tabl., 4 pl.
- Renault-Miskovsky J., 1991. *L'environnement au temps de la Préhistoire. Méthodes et modèles*. Edition Masson, collection préhistoire, 2ème édition, 200 p., 68 fig.
- Renault-Miskovsky J., 1995. Vegetación y Paleoclimatología del Pleistoceno Medio en la cuenca mediterranea francesa. Middle Pleistocene vegetation and palaeoclimatology in the French Mediterranean Basin. Evolucion humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca. *Actas*, volumen 1: 75-98
- Renault-Miskovsky J. et Girard M., 1978. La grotte du Vallonet (Roquebrune-Cap-Martin, Alpes-Maritimes). Analyse pollinique du remplissage. *Géologie méditerranéenne*, t. 4: 385-402, 6 fig.
- Renault-Miskovsky J. et Girard M., 1988. Palynologie du remplissage de la grotte du Vallonet (Roquebrune-Cap-Martin, Alpes-Maritimes). Nouvelles données chronologiques et paléoclimatiques. *L'Anthropologie* (Paris), tome 92 (1988), n° 2: 437-448, 3 fig., 1 tabl.
- Renault-Miskovsky J. et Petzold M., 1989-1992. *Spores et Pollen*. Edition La Duraulié (1989); éditions Delachaux et Niestlé (1992), 356 p., 270 fig.
- Renault-Miskovsky J. et Dupré Ollivier M., 1990. El impacto del hombre sobre el medio desde las primeras culturas neolíticas en la Cuenca mediterranea, 8 Simposio de Palinología, APLE, Tenerife (Islas Canarias). *Polen y Esporas: contribucion a su conocimiento. Serie Informes*, n° 35: 415-421.
- Renault-Miskovsky J. et Girard M., 1998. Palynologie des grottes de Montmaurin (Haute-Garonne) et du versant nord pyrénéen. Corrélations interséquentielles du Pléistocène moyen à l'Holocène. *Quaternaire*, 9, (3), 1998: 185-201.
- Rosas A., Bermudez De Castro J.M., 1999. Descripción y posición evolutiva de la mandíbula AT76-T1H del yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca). In: Carbonell E., Rosas A., Diez J.C. (eds). *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, vol. 7, Memorias de Junta de Castilla y Leon: 237-243.
- Sala B., 1986. *Bison schoetensacki* Freud. from Isernia La Pineta (early Mid-Pleistocene, Italy) and revision of the european species of bison. *Paleontographia Italica*, 74: 113-170, 43 fig., 23 tabl.
- Sala B., 1990. *Panthera Leo fossilis* (V. Reich, 1906) (*Felidae*) de Isernia La Pineta (Pléistocène moyen inférieur d'Italie). *Geobios*. Note brève, n° 23, fasc. 2: 189-194, 4 fig.
- Selle W., 1957. Das letzte Interglazial in Niedersachsen. *Ber. Natur. Ges. Hannover*: 77-89.
- Sercelj A., 1966. Pollenanalytische Untersuchungen der pleistozänen und holozänen Ablagerungen von Ljubljansko Barje. *Slovensk. Akad. Znanosti in Umetnosti Acad. Sci. Dissertationes* 9: 431-472.
- Shackleton N.J., Berger A. and Peltier W.R., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81: 251-261.
- Skoflek L., Budo V., 1964. Pflanzenreste im Tataer Süßwasserkalk-Komplex. *Tata, eine mittelpaläolithische Travertine-Siedlung in Ungarn*. Ed. by V. Gábori-Csánk. Budapest: 51-66.

- Thoma A., 1966. L'occipital de l'Homme mindélien de Vertesszöllös. *L'Anthropologie* 70: 495-534.
- Thoma A., 1967. Human teeth from the Lower Palaeolithic of Hungary. *Z. Morph. Anthropol.*, 58: 152-180.
- Tuffreau A., Chalain J., Munaut A., Piningre J.F., Poplin F., Puissegur J.J., Sommé J. et Vandermeersch B., 1978. Premiers résultats de l'étude du gisement paléolithique de Bache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, série D., p. 457-459.
- Tuffreau A., Révillon S., Sommé J., Aitken M., Huxtable J., Leroi-Gourhan A., 1985. Le gisement paléolithique moyen de Seclin (Nord, France). *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 15: 131-138.
- Tuffreau A., Sommé J. (Eds), 1988. Le gisement paléolithique moyen de Bache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). 1. Stratigraphie, environnement, études archéologiques (1ère partie). *Mémoires de la Société Préhistorique française*, 21, 338 p.
- Valladas H., Mercier N., Falguères C. et Bahain J.J., 1999. Contribution des méthodes nucléaires à la chronologie des cultures paléolithiques entre 300.000 et 35.000 ans BP *Gallia Préhistoire*, 41, 1999: 153-166.
- Velitchko A. (Eds), 1981. Archéologie et paléogéographie du Paléolithique supérieur de la plaine russe. *Libret-guide de la réunion de travail en commun franco-soviétique sur le thème: « Dynamique des interactions du milieu naturel et de la société préhistorique »*. Institut de Géographie, Institut d'Archéologie, Moscou, 1981.
- Vertes L. (ed), 1964. *Tata. eine mittelpaläolithische Travertin. Siedlung in Ungarn*. Archaeologia Hungarica 43, Budapest.
- Vertes L., 1968. Bilan des découvertes les plus importantes faites de 1963 à 1966 dans les fouilles du site paléolithique inférieur de Vertesszöllös (Hongrie). *Revue Anthropologique*, 12: 3-13.
- Vertes L., 1976. The Lower Palaeolithic Excavations at Vertesszöllös. *Recent Archaeological Excavation in Europe*. Ed. by R. Bruce-Mitford. London: 287-301.
- Vertesszöllös. *Site, Man and Culture*. Edited by Miklos Kretzöi and Viola T. Dobosi. Akademia Kiado. Budapest, 1990, 555 p.
- Woillard G., 1978. Grande Pile Peat Bog: a continuous pollen record for the last 140.000 years. *Quaternary Research*, 9: 1-21.
- Woillard G., 1979. The last interglacial-glacial cycle at Grande Pile in northeastern France. *Bull. Soc. belge de Géologie*, t. 88, fasc. 1: 51-69, Bruxelles, 1979.
- Woillard G. et Mook W.G., 1982. Carbone-14 dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies. *Science*, 8 january 1982, volume 215: 159-161.
- Yokoyama Y., 1989. Direct gamma-ray spectrometric dating of Anteneandertalian and Neandertalian human remains. In: *Hominida*. Giacobini G. (ed). Proceedings of the 2nd international Congress of Human Paleontology, Turin: 387-390.
- Yokoyama Y., Bignon R. et Falguères C., 1988. Datation absolue des planchers stalagmitiques de la grotte du Vallonet à Roquebrune-Cap-Martin (Alpes-Maritimes), France, par la résonance de spin électronique (ESR). *L'Anthropologie* (Paris), tome 92 (1988), n° 2: 429-436, 6 fig., 3 tabl.
- Yokoyama Y., Bahain J.J., Falguères C. et Gagnepain J., 1992. Tentative de datation par la méthode de la résonance de spin électronique (ESR) de sédiments quaternaires de la région de Forlì (Italie). In: *I primi Abitanti della Valle Padana: Monte Poggiolo nel Quadro della Conoscenza Europea*. Peretto C. (ed.): 229-236. Milano: Jaca Book.
- Zagwijn W.H., 1989. Vegetation and climate during warmer intervals in the late Pleistocene of western and central Europe. *Quaternary International*, vols 3/4: 57-67.

3EME PARTIE: L'évolution de la végétation en AFRIQUE

• Chapitre 1

Changements environnementaux du nord ouest de l'Afrique: Passé, présent et futur (Rachid Cheddadi)

- Ben Tiba B. & Reille M., 1982. Recherches pollenanalytiques dans les montagnes de Kroumirie (Tunisie septentrionale): premiers résultats. *Ecologia Mediterranea*, 8, (4): 75-86.

- Bernard J. & Reille M., 1987. Nouvelles analyses polliniques dans l'Atlas de Marrakech, Maroc. *Pollen et Spores*, 2-3: 225-240.
- Cheddadi R., Guiot J. & Jolly D., 2001. The Mediterranean vegetation: what if the atmospheric CO₂ increased? *Landscape Ecology*, 16 (7): 667-675.
- Cheddadi R., Lamb H., Guiot J. & Van Der Kaars S., 1998. Reconstruction of the Holocene climatic events using a pollen record from Tigmamine lake, Morocco: Relationships to global climate change. *Climate Dynamics*, 14 (12): 883-890.
- Deil U., 1988. La distribution actuelle et potentielle du cèdre dans le haut Rif central. *Revue de Géographie du Maroc*, 12: 17-32.
- Gasse F., Tèhet R., Durand A., Gibert E. & Fontes J. Ch., 1990. The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature*, 346: 141-146.
- Gasse F. & Fontes J. Ch., 1992. Climatic changes in northwest Africa during the last deglaciation (16-7 ka BP). *NATO ASI Series*, 12: 295-322.
- Haxeltine A. & Prentice I.C., 1996. BIOME 3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. *Global Biogeochemical Cycles*, 10: 693-709.
- IPCC, 1996. The climate change 1995. The science of climate change. In : *Contribution of working group I to the second assessment report of the International panel on climate change*. J.T. Houghton et al. (eds), Cambridge University Press, 572 p.
- Lamb H.F., Gasse F., Benkadour A., El Hamouti N., Van Der Kaars S., Perkins Wt., Pearce Nj. & Roberts CN., 1995. Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature*, 373: 134-137.
- Lamb H.F. & Van Der Kaars S., 1995. Vegetational response to Holocene climatic change: pollen and palaeolimnological data from the Middle Atlas. *The Holocene*, 5, 4: 400-408.
- Le Houérou H.N., 1986. The desert and arid zones of northern Africa. In : *Hot deserts and arid shrublands*, Evenari et al. Publication Elsevier Science publishers: 101-147.
- Le Houérou H.N., 1979. North Africa. In : *Arid land ecosystems*, Godall, D.W. and R.A.Perry (eds.), 2 vol.: 83-107.
- M'herit O., 1999. Mediterranean forests: ecological space and economic and community wealth. In Unasylva. No. 197. *Mediterranean Forests*. Vol. 50. FAO. S.A. Dembner. Publisher: Editorial Group, FAO Information Division.
- Masson V., Cheddadi R., Braconnot P., Joussaume S., Texier D. & PMIP participants, 1999. Mid-Holocene climate in Europe: what can we infer from PMIP model-data comparisons? *Climate Dynamics*: 15 (3): 163-182.
- Quézel P., 1976. Les forêts du pourtour méditerranéen. In Forêts et maquis méditerranéens: écologie, conservation et aménagements. *Note technique MAB*, 2: 9-33. Paris, UNESCO.
- Quézel P., 1991. Structures de végétation et flore en Afrique du Nord : leurs incidences sur les problèmes de conservation. In : *Conservation des ressources végétales*, M. Rejdali & V.H. Heywood, (eds.), Rabat, Actes Editions, Institut agronomique et vétérinaire Hassan II.
- Quézel P. & Barbero M., 1990. Les forêts méditerranéennes. Problèmes posés par leur signification historique, écologique et leur conservation. *Acta Bot. Malacitana*, 15: 145-178.
- Reille M., 1976. Analyse pollinique de sédiments postglaciaires dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas marocains: premiers résultats. *Ecologia Mediterranea*, 2: 153-170.
- Reille M., 1977. Contribution pollenanalytique à l'histoire holocène de la végétation des montagnes du Rif (Maroc septentrional). Xe congrès INQUA. Birmingham. *Supplément au bulletin AFEQ*, 50: 53-76.
- Reille M., 1979. Analyse pollinique du lac Sidi Bou Rhaba, littoral Atlantique (Maroc). *Ecologia Mediterranea*, 4: 61-65.
- Saadi F. & Bernard J., 1991. Rapport entre la pluie pollinique actuelle, le climat et la végétation dans les steppes à *Artemisia* et les milieux limitrophes au Maroc. *Palaeoecology of Africa*, 22: 67-86.
- Salamani M., 1993. Premières données paléophytogéographiques du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica*) dans la région de Grande Kabylie (NE Algérie) *Palynosciences*, 2: 147-155.

- Street-Perrott F.A. & Perrott R.A., 1990. Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic ocean circulation. *Nature*, 343: 607-612.
- Tarasov P., Cheddadi R., Guiot J., Bottema S., Peyron O., Belmonte J., Ruiz-Vasquez V., Saadi F. & Brewer S., 1998. A method to determine warm and cool steppe biomes from pollen data; application to the Mediterranean and Kazakhstan regions. *Journal of Quaternary Science*, 13, (4): 335-344.
- Tutin T.G., Heywood V.H., Burges N.A., Valentine D.H., Walters S.M. & Webb D.A., 1964. *Flora Europaea 1. Lycopodiaceae to Platanaceae*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Webb T. III., 1986. Is vegetation in equilibrium with climate? How to interpret late-Quaternary pollen data. *Vegetatio*, 67: 75-91.
- Woodward F.I., 1987. *Climate and plant distribution*. Cambridge University Press, Cambridge.

• Chapitre 2

Les végétations d'Afrique centre-orientale depuis 40 000 ans (Dominique Jolly, Alex Chepstow-Lusty et collaborateurs)

- Aucour A.M., Hillaire-Marcel C. & Bonnefille R., 1993. A 30,000 year record of 13C and 18O changes in organic matter from an equatorial peatbog. *Geophysical Monograph*, 78: 343-351.
- Aucour A.M., Hillaire-Marcel C. & Bonnefille R., 1994. Late Quaternary biomass changes from 13C measurements in a Highland peatbog from Equatorial Africa. *Quaternary Research*, 41: 225-233.
- Barnola J.M., Raynaud D., Korotkevich Y.S. & Lorius C., 1987. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, 32: 408-414.
- Becker B., Kromer B. & Trimborn P., 1991. A stable-isotope tree-ring timescale of the late Glacial/Holocene boundary. *Nature*, 353: 647-649.
- Bentaleb I., Caratini C., Fontugne M., Morzadec-Kerfourn M.T. & Tissot C., 1997. Monsoon regime variations during the late Holocene in the Southwestern of India. In: *Climate Change in the Third millennium BC*. Dalfes H.N., Kukla G. & Weiss H. (eds.), NATO ASI series, subseries I, *Global Environmental Change*, vol. I, 49: 475-488.
- Beuning K.R.M., Talbot M.R. & Kelts K., 1997. A revised 30,000-year paleoclimatic and paleohydrologic history of Lake Abert, East Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136: 259-279.
- Bonnefille R. & Chalié F., 2000. Pollen-inferred precipitation time-series from equatorial mountains, Africa, the last 40 kyr BP. *Global and Planetary Change*, 26: 25-50.
- Bonnefille R. & Hamilton A., 1986. Quaternary and Late Tertiary history of Ethiopian vegetation. *Acta Universitatis Upsaliensis Symb. Bot. Ups.*, 26: 48-63.
- Bonnefille R. & Mohammed U., 1994. Pollen-inferred climatic fluctuations in Ethiopia during the last 3000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 331-343.
- Bonnefille R. & Riollet G., 1988. The Kashiru pollen sequence (Burundi). Palaeoclimatic implications for the last 40,000 yr BP in Tropical Africa. *Quaternary Research*, 30: 19-35.
- Bonnefille R., Riollet G. & Buchet G., 1991. Nouvelle séquence pollinique d'une tourbière de la crête Zaïre-Nil (Burundi). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 67: 315-330.
- Bonnefille R., Roeland J.C. & Guiot J., 1990. Temperature and rainfall estimates for the past 40 000 years in Equatorial Africa. *Nature*, 346: 347-349.
- Bonnefille R., Chalié F., Guiot J. & Vincens A., 1992. Quantitative estimates of Full Glacial temperatures in Equatorial Africa from palynological data. *Climate Dynamics*, 6: 251-257.
- Bonnefille R., Riollet G., Buchet G., Icole M., Lafont R., Arnold M. & Jolly D., 1995. Glacial/Interglacial record from intertropical Africa, high resolution pollen and carbon data at Rusaka, Burundi. *Quaternary Science Reviews* 14: 917-936.
- Boom A., Marchant R., Hooghiemstra H. & Sinninghe Damsté J.S., 2002. CO₂- and temperature-controlled altitudinal shifts of C₄- and C₃-dominated grasslands allow reconstruction of paleoatmospheric pCO₂. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177: 151-168.
- Boucher K., 1975). *Global climate*. The English Universities Press Ltd, 326 pp.
- Braconnot P. (ed), 2000. *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP)*. Proc. Of the 3rd

- PMIP Workshop, WCRP-111, WMO/TD-No. 1007, ICO Publication Series No. 34, PAGES 2000-1.
- Brenac P. (1988). Evolution de la végétation et du climat dans l'Ouest-Cameroun entre 25 000 et 11 000 BP. *Institut Français Pondichery, Trav. Sec. Sci. Techn.*, 25 : 91-103.
- Caratini C., Bentaieb I., Fontugne M., Morzadec-Kerfourn M.T., Pascal J.P. & Tissot C., 1994. A less humid climate since c. 3500 years BP from marines cores off Karwar, India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109 : 371-384.
- Cassignat C., Jolly D., Guiot J., Chalié F., Bonnefille R. & Kaplan, 2002. Simulated effect of a seasonal precipitation change on the vegetation in tropical Africa. *The Holocene* (sous presse).
- CLIMAP Project Members, 1976. The surface of the Ice-Age Earth. *Science*, 191 : 1131-1136.
- Coetzee J.A., 1967. Pollen analytical studies in east and southern Africa. *Palaeoecology of Africa*, 3 : 1-146.
- Cohmap Members, 1988. Major climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. *Science*, 241 : 1043-1052.
- Damnati B., Taieb M. & Williamson D. (1992). Laminated deposits from Lake Magadi (Kenya). Climatic contrast effect during the maximum wet period between 12,000-10,000 yr B.P. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4 : 407-414.
- De Maret P. (1985). Recent archaeological research and dates from Central Africa. *Journal of African History*, 26 : 129-148.
- Elenga H., Schwartz D. & Vincens A., 1994. Pollen evidence of late Quaternary vegetation and inferred climate changes in Congo. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109 : 345-356.
- Elenga H., Peyron O., Bonnefille R., Prentice I.C., Jolly D., Cheddadi R., Guiot J., Andrieu V., Bottema S., Buchet G., De Beaulieu J.L., Hamilton A.C., Maley J., Marchant R., Perez-Obiol R., Reille M., Riollet G., Scott L., Straka H., Taylor D., Van Campo E., Vincens A., Laarif F. & Jonson H., 1994. Pollen-based reconstruction for Southern Europe and Africa 18,000 years ago. *Journal of Biogeography*, 27 : 621-634.
- Elmoutaki S., 1994. Transition glaciaire-interglaciaire et Younger Dryas dans l'Hémisphère Sud (1°-20° Sud) : analyse palynologique à haute résolution de sondages marin et continentaux (lac et marécage). Unpublished thesis, University of Aix-Marseille III, 130 p.
- Farrera I., Harrison S.P., Prentice I.C., Ramstein G., Guiot J., Bartlein P.J., Bush M., Von Grafenstein U., Holmgren K., Hooghiemstra H., Hope G., Jolly D., Lauritzen S.E., Ono Y., Pinot S., Stute M. & Yu G., 1999. Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial paleoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Climate Dynamics*, 15 : 823-856.
- Faure H., 1969. Lacs quaternaires du Sahara. *Mitt. Int. Verein. Limnol.*, 17 : 131-146.
- Flenley J., 1979. The Equatorial rain forest : a geological history. Butterworths, London and Boston, 162 p.
- Foley J.A., Prentice I.C., Ramankutty N., Levis S., Pollard D., Sitch S. & Haxeltine A., 1996. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 10 : 603-628.
- François L., 1999. Carbon stocks and isotopic budgets of the terrestrial biosphere at mid-Holocene and last glacial maximum times. *Chemical Geology*, 159 : 163-189.
- Griffiths J.F., 1972. *Climates of Africa*. World Survey of Climatology 10 Elsevier, Amsterdam, 604 p.
- Guiot J., 1990. Methodology of the last climatic reconstruction from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80 : 49-69.
- Guiot J., Torre F., Jolly D., Peyron O., Boreux J.J. & Cheddadi R., 2000. Inverse vegetation modeling by Monte Carlo sampling to reconstruct palaeoclimates under changed precipitation seasonality and CO2 conditions: Application to glacial climate in Mediterranean region. *Ecological Modelling*, 127, 2-3 : 119-140.
- Hamilton A.C., 1982. *Environmental history of East Africa: a study of the Quaternary*. Academic press. New York. 328 p.
- Hamilton A.C., Taylor D. & Vogel J.C., 1986. Early forest clearance and environmental degradation in South-West Uganda. *Nature*, 320 : 164-167.
- Hamilton A.C., Taylor D. & Vogel J.C., 1989. Neolithic forest clearance at Ahakagyazi, western

- Uganda. In Mahaney W.C. (ed.) *Quaternary and environmental research on East African Mountains*. Balkema, Rotherdam, 483 p.
- Harrison S.P., Jolly D., Laarif F., De Noblet N., Dong B., Herterich K., Hewitt C., Joussaume S., Kutzbach J.E., Mitchell J. & Valdes P., 1998. Intercomparison of simulated climate and vegetation in response to insolation changes at 6000 yr B.P. *Journal of Climate*, 11 : 2721-2742.
- Hastenrath S., 1984. The glaciers of Equatorial East Africa. D. Reidel, Dordrecht.
- Haxeltine A. & Prentice I.C., 1996. BIOME3: an equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. *Global Biogeochemical Cycles*, 10 : 693-709.
- Hedberg O., 1951. Vegetation belts of the East African mountains. *Svensk Bot. Tidskr.*, 45, 141-202.
- Hoelzmann P., Jolly D., Harrison S.P., Laarif F., Bonnefille R. & Pachur H.J., 1998. Mid-Holocene land surface conditions in northern Africa and the Arabian peninsula: a data set for the analysis of biogeophysical feedbacks on the climate system. *Global biogeochemical Cycles*, 12/1 : 35-51.
- Jolly D. & Bonnefille R., 1992. Histoire et dynamique du marécage tropical de Ndurumu (Burundi), données polliniques. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 75 : 133-151.
- Jolly D., 1993. Évolution et dynamique des écosystèmes du Burundi. Pollen et statistique. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille II, 143 p.
- Jolly D., Bonnefille R. & Roux M., 1994. Numerical interpretation of a high resolution Holocene pollen record from Burundi. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109 : 357-370.
- Jolly D. & Haxeltine A., 1997. Effect of low glacial atmospheric CO₂ on tropical African montane vegetation. *Science*, 276 : 786-788.
- Jolly D., Taylor, D., Marchant R., Hamilton A.C., Bonnefille R., Buchet G. & Riollet G., 1997. Vegetation dynamics in central Africa since 18,000 yr BP: pollen records from the interlacustrine highlands of Burundi, Rwanda and western Uganda. *Journal of Biogeography*, 24 : 495-512.
- Jolly D., Harrison S.P., Damnati B. & Bonnefille R., 1998a. Simulated climate and biomes of Africa during the Late Quaternary: comparison with pollen and lake status data. *Quaternary Science Reviews*, 17 : 629-657.
- Jolly D, Prentice Ic, Bonnefille R, Ballouche A, Bengo M, Brénac P, Buchet G, Burney D, Cazet Jp, Cheddadi R, Edorh T, Elenga H, Elmoutaki S, Guiot J, Laarif F, Lamb H, Lézine Am, Maley J, Mbenza M, Peyron O, Reille M, Reynaud-Farrera I, Riollet G, Ritchie Jc, Roche E, Scott L, Ssemmanda I, Straka H, Umer M, Van Campo E, Vilimumbalo S, Vincens A, Waller M (1998b). Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6 000. *Journal of Biogeography*, 25 : 1007-1027.
- Joussaume S., Taylor K., Braconnot P., Mitchell J., Kutzbach J., Harrison S., Prentice I., Abe-Ouchi A., Bartlein P., Broccoli A., Dong B., Guiot J., Herterich K., Hewitt C., Jolly D., Kim J., Kislov A., Masson V., Mcaveney B., Mcfarlane N., De Noblet N., Peterschmitt J., Pollard D., Rind D., Royer J., Schlesinger M., Syktus J., Thompson S., Valdes P., Vettoretti G., Webb R. & Wyputta U., 1999. Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, 26/7 : 859-861.
- Kendall R.L., 1969. An ecological history of the Lake Victoria basin. *Ecological Monographs*, 39 : 121-176.
- Kenworthy J.M., 1966. Temperature conditions in the tropical highlands climates of East Africa. *East Afr. Geogr. Rev.*, 4 : 1-11.
- Kohfeld K.E. & Harrison S.P., 2000. How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets. *Quaternary Science Reviews*, 19: 321-346.
- Kutzbach J.E. & Street-Perrott F.A., 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr B.P. *Nature*, 317: 130-134.
- Leroux M., 1983. *Le climat de l'Afrique tropicale*. 2 volumes, Editions Champion, Paris.
- Lewalle J., 1972. Les étages de végétation du Burundi occidental. *Bull. Jard. Bot. Nat. Belg.*, 42 : 1-247.
- Lézine A.M. & Casanova J., 1989. Pollen and hydrological evidence for the interpretation of past climates in tropical West Africa during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 8 : 45-55.

- Lind E.M. & Morrison M.E.S., 1974. *East African vegetation*. Longman, London, 257 p.
- Livingstone D.A., 1967. Postglacial vegetation of the Ruwenzori Mountains in Equatorial Africa. *Ecological Monographs*, 37 : 25-52.
- Maitima J.M., 1991. Vegetation response to climatic change in Central Rift valley, Kenya. *Quaternary Research*, 35, 234-245.
- Maley J., 1991. The African rainforest vegetation and paleoenvironments during late Quaternary. *Climatic Change*, 19, 79-98.
- Marchant R., Taylor D. & Hamilton A., 1997. Late Pleistocene and Holocene history at Mubwindi swamp, southwest Uganda. *Quaternary Research*, 47 : 316-328.
- Mohammed M.U. & Bonnefille R., 1991. The recent history of vegetation and climate around Lake Langeno (Ethiopia). *Palaeoecology of Africa*, 22 : 275-286.
- Morrison M.E.S., 1968. Vegetation and climate in the uplands of south-western Uganda during the later Pleistocene period, Muchoya Swamp, Kigezi District. *Journal of Ecology*, 62 : 1-31.
- Moore P.D., 1998. Paleocology: Did forests survive the cold in hotspot. *Nature*, 391 : 124-125.
- Olago D.O., 1996. Late Quaternary lake sediments of Mount Kenya, Kenya. *Quaternary Newsletter*, 78 : 59-60.
- Peltier W.R., 1994. Ice age paleotopography. *Science*, 265 : 195-201.
- Perrott R.A. & Street-Perrott F.A., 1982. New evidence for a late Pleistocene wet phase in northern intertropical Africa. *Palaeoecology of Africa*, 14: 57-75.
- Peyron O., Jolly D., Bonnefille R., Vincens A. & Guiot J., 2000. Climate of East Africa 6000 14C yr B.P. as inferred from pollen data. *Quaternary Research*, 54, 90-101.
- Plagnol C., 2000. Simulation des effets de l'altitude et d'une faible concentration atmosphérique en CO₂ sur les forêts ombrophiles de montagne d'Afrique de l'Est. Mém. Maîtrise BPE, Université Montpellier II, 20 p.
- Prentice I.C. & Webb T. III, 1998. BIOME 6000: reconstructing global mid-Hoocene vegetation patterns from palaeoecological records. *J. Biogeogr.*, 25 : 997-1005.
- Prentice I.C., Jolly D. & Biome 6000 participants, 2000. Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *Journal of Biogeography*, 27 : 507-519.
- Raillard A., Buisson K. & Martinez S., 2001. Simulation de la distribution passée des Ericaceae. Mém. Maîtrise BPE, Université Montpellier II, 20 p.
- Roche E. & Bikwemu G., 1989. Paleoenvironmental change on the Zaïre-Nile ridge in Burundi; the last 20 000 years: an interpretation of palynological data from the Kashiru core, Ijenda, Burundi. In: *Quaternary environmental research on East African Mountains*. Mahaney W.C., (ed.), Balkema, Rotterdam : 231-242.
- Ritchie J.C., Eyles C.H. & Haynes C.V., 1985. Sediment and pollen evidence for an early to mid-Holocene humid period in the eastern Sahara. *Nature*, 314 : 352-355.
- Ritchie J.C. & Haynes C.V., 1987. Holocene vegetation zonation in the eastern Sahara. *Nature*, 330 : 645-647.
- Schulz E., 1980. Zur Vegetation der östlichen zentralen Sahara und zu ihrer Entwicklung im Holozän. *Würzburger Geographische Arbeiten*, 51 : 1-194.
- Servant M., 1973. Séquences continentales et variations climatiques: évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse d'état, ORSTOM, Paris, 348 p.
- Sirocko F., Garbe-Schönberg D., McIntyre A. & Molfino B., 1996. Teleconnections between the subtropical monsoons and high-latitude climates during the last deglaciation. *Science*, 272 : 526-529.
- Ssemmanda I. & Vincens A., 1993. Végétation et climat dans le Bassin du lac Albert (Ouganda, Zaïre) depuis 13000 ans BP: Apport de la palynologie. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 316, Série II : 561-567.
- Street-Perrott F.A., Marchand D.S., Roberts N. & Harrison S.P., 1989. Global lake-level variations from 18,000 to 0 years age. United States Department of Energy, Technical report TRO46, 213 p.
- Street-Perrott F.A. & Perrott R.A., 1993. Holocene vegetation, lake levels and climate of Africa. p. 318-356. In: *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. Wright H.E. Jr., Kutzbach J.E., Webb T. III, Ruddiman W.F., Street-Perrott F.A. & Bartlein P.J., (eds.), University of Minnesota Press.

- Street-Perrott F.A., 1994. Palaeo-perspectives: changes in terrestrial ecosystems. *Ambio*, 23 : 37-43.
- Street-Perrott F.A., Huang Y., Perrott R.A., Eglinton G., Barker P., Ben Khelifa L., Harkness D.D. & Olago D.O., 1997. Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystems. *Science*, 278 : 1422-1426.
- Taylor D.M., 1990. Late Quaternary pollen records from two Ugandan mires: evidence for environmental change in the Rukiga Highlands of Southwest Uganda. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80 : 283-300.
- Taylor D.M., 1992. Pollen evidence from Muchoya swamp, Rukiga Highlands (Uganda), for abrupt changes in vegetation during the last ca. 21,000 years. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163 : 77-82.
- Taylor D.M., 1993. Environmental change in montane southwest Uganda: a pollen record for the Holocene from Ahakagyazi Swamp. *The Holocene*, 3,4 : 324-332.
- Taylor D., Marchant R. & Robertshaw P., 1999. A sediment-based history of medium altitude forest in central Africa: a record from Kabata swamp, Ndale volcanic field, Uganda. *Journal of Ecology*, 87 : 303-315.
- Trewartha G.T., 1981. The Earth's problem climates. University of Wisconsin Press, Madison.
- Umer M., 1992. Paléoenvironnements et paléoclimatologie des derniers millénaires en Ethiopie. Contribution palynologique. Université Aix Marseille III, Thèse Doctorat, 219 p.
- Van Campo E., Duplessy J.C., Prell W.L., Barratt N. & Sabatier R., 1990. Comparison of terrestrial and marine temperature estimates for the past 135 kyr off southeast Africa: a test for GCM simulations of paleoclimate. *Nature*, 348 : 209-212.
- Van Grunderbeeck M.C., Roche E. & Doutrelepont H., 1983. Le premier âge du fer au Rwanda et au Burundi, archéologie et environnement. *Institut National de Recherche Scientifique, Butare, Publ.*, 23.
- Vincens A., 1986. Diagramme pollinique d'un sondage Pléistocène supérieur-Holocène du lac Bogoria (Kenya). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 47 : 169-192.
- Vincens A., 1989. Paléoenvironnements du Bassin Nord-Tanganyika (Zaire, Burundi, Tanzanie) au cours des 13 derniers mille ans: apport de la palynologie. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 61 : 69-88.
- Vincens A., 1993. Nouvelle séquence pollinique du Lac Tanganyika: 30,000 ans d'histoire botanique et climatique du Bassin Nord. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 78 : 381-394.
- Vincens A., Chalié F., Bonnefille R., Guiot J. & Tiercelin J.J., 1993. Pollen-derived rainfall and temperatures estimates from lake Tanganyika and their implication for Late Pleistocene Water Levels. *Quaternary Research*, 40 : 343-350.
- Walter H. & Lieth H., 1960. Klimadiagramm. West Atlas. 1-Liefung. Jana (DE), Fischer, I vol., 65 pl.
- White F., 1983. *The vegetation of Africa. A descriptive memoir to accompany the UNESCO/AETFAT/UNSO vegetation map of Africa*. UNESCO, Paris, 356 p.
- Williamson D., Taieb M., Damnati B., Icole M. & Thouveny N., 1993. Equatorial extension of the Younger Dryas event: evidence from lake Magadi (Kenya). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Global and Planetary Change*, 7 : 235-242.
- Wright H.E. Jr., Kutzbach J.E., Webb T. Iii, Ruddiman W.F., Street-Perrott F.A. & Bartlein P.J., 1993. *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press.
- Zinderen Bakker E.M. van (1976). The evolution of Late-Quaternary palaeoclimates of Southern Africa. *Palaeoecology of Africa*, 9 : 160-202.

• Chapitre 3

Les variations de la végétation et des paléoenvironnements du domaine forestier africain au cours du Quaternaire récent (Jean Maley)

Achoundong G., 1985. *Etude écologique et floristique de la végétation des collines de Yaoundé au-dessus de 1000 m*. Thèse Univ. Yaoundé, Ecologie Végétale, 301 p.

- Achoundong G., 1996. Les forêts sommitales au Cameroun. Végétation et flore des collines de Yaoundé. *Bois & Forêts des Tropiques*, 247: 37-51.
- Achoundong G., Youta Happi J., Guillet B., Bonvallot J. & Kamgang-Beyala V., 2000. Formation et évolution des recrûs sur savanes (au sud Cameroun). In : *Dynamique à long terme des Ecosystèmes forestiers intertropicaux*. Servant M., Servant-Vildary S. (eds.) : 31-41, Mémoire UNESCO, Paris.
- Bennett K.D., 1990. Models of plant population growth and analogies with reaction kinetics. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 64: 247-251.
- Bertaux J., Schwartz D., Vincens A., Sifeddine A., Elenga H., Mansour M., Mariotti A., Fournier M., Martin L., Wirmann D. & Servant M., 2000. Enregistrement de la phase sèche d'Afrique Centrale vers 3000 ans BP par la spectrométrie IR dans les lacs Sirnda et Kitina (sud-Congo). In : *Dynamique à long terme des Ecosystèmes forestiers intertropicaux*, Servant M., Servant-Vildary S., (eds) : 43-49, Mémoire UNESCO, Paris.
- Bigot S., 1997. *Les précipitations et la convection profonde en Afrique centrale : cycle saisonnier, variabilité interannuelle et impact sur la végétation*. Thèse Sc., Univ. Bourgogne, Dijon, 282 p.
- Bigot S., Camberlin P., Moron V. & Richard Y., 1997. Structures spatiales de la variabilité des précipitations en Afrique: une transition climatique à la fin des années 1960. *C.R. Acad. Sc.* 2a, 324: 181-188.
- Blanc-Pamard, C. & Peltre P., 1984. Dynamique des paysages préforestiers et pratiques culturelles en Afrique de l'Ouest (Côte d'Ivoire centrale). In *Le Développement rural en question*. 55-74, Mémoire ORSTOM, Paris, n°106.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hadjas I. & Bonani G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294 : 2130-2136.
- Bonifay D. and Giresse P., 1992. Middle to late Quaternary sediment flux and post-depositional processes between the continental slope off Gabon and the mid-Guinean margin. *Marine Geology* 106: 107-129.
- Bonnefille R., Chalie F., Guiot J. & Vincens A., 1992. Quantitative estimates of full glacial temperatures in equatorial Africa from palynological data. *Climate Dynamics* 6: 251-257.
- Brabant P. & Gavaud M., 1985. Les sols et les ressources en terres du Nord-Cameroun. Cartes 500 000ème et Notices. *Notice Explicative ORSTOM n°103*.
- Brenac P., 1988. Evolution de la végétation et du climat dans l'Ouest Cameroun entre 25 000 et 11 000 ans BP Actes Xe Symposium Assoc. Palynologues langue Française, *Trav. Sect. Sci. & Techn. Inst. Français Pondichéry*, 25 : 91-103.
- Brunck F., Grison F. & Maitre H.F., 1990. L'okoumé, *Aucoumea klaineana* Pierre. *Monographie*, Centre Techn. Forestier Tropical, CIRAD, Nogent, 102 p.
- Coetsee J.A., 1978. Phytogeographical aspects of the chain of mountains on the eastern side of Africa. In : *Geocological relations between the southern temperate zone and the tropical mountains*, Troll, C. & Lauer W. (eds.), 482-496, Steiner, Wiesbaden.
- Cohen A.L., Perkington J.E., Brundrirt G.B. & Van Der Merwe N.J., 1992. A Holocene marine climate record in Mollusc shells from the southwest African coast. *Quat. Res.*, 38: 379-385.
- Colinvaux P.A. & De Oliveira P.E., 2001. Amazon plant diversity and climate through the Cenezoic. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeocol.*, 166: 51-63.
- Coluzzi M., Sabatini A., Della Torre A., Di Deco M.A. & Petarca V., 2002. A polytene chromosome analysis of the *Anopheles gambiae* species complex. *Science*, 298: 1415-1418.
- Coluzzi M. 2002. *Plasmodium falciparum* en Afrique subsaharienne. Spéciation récente des vecteurs, transmissibilité, évolution de la pathogénèse, contrôle de la maladie et capacité vectorielle. *Annales Inst. Pasteur, Actualités*, 12: 81-99.
- De Menocal P., Ortiz J., Guilderson T. & Sarnthein M., 2000. Coherent high and low latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, 288: 2198-2202.
- Deschamps R., Guillet B. et Schwartz D., 1988. Découverte d'une flore forestière Mi-Holocène (5800-3100) conservée in situ sur le littoral Ponténégrin (R.P. du Congo). *C.R. Acad. Sc.*, sér.2, 306 : 615-618.

- Doumenge C., 1992. La réserve de Conkouati, Congo. Le secteur sud-ouest. *Mémoire UICN*, 6, 231 p. Gland, Suisse.
- Dupont L.M. & Weinelt M., 1996. Vegetation history of the savanna corridor between the Guinean and the Congolian rain forest during the last 150,000 years. *Veget. Hist. & Archaeobot.*, 5: 273-292.
- Elena H., 1992. *Végétation et climat du Congo depuis 24.000 ans BP. Analyse palynologique de séquences sédimentaires du pays Batéké et du littoral*. Thèse Sc., Univ. Aix-Marseille.
- Elena H., Vincens A. et Schwartz D., 1991. Présence d'éléments forestiers montagnards sur les Plateaux Batéké (Congo) au Pléistocène supérieur : nouvelles données palynologiques. *Palaeoecology of Africa*, 22: 239-252.
- Elena H., Schwartz D. & Vincens A., 1994. Pollen evidence of late Quaternary vegetation and inferred climate changes in Congo. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 109: 345-356.
- Elena H., Schwartz D. & Vincens A., Bertaux J., De Namur C., Martin L., Wirrmann D. & Servant M., 1996. Diagramme pollinique holocène du lac Kitina (Congo) : mise en évidence de changements paléobotaniques et paléoclimatiques dans le massif forestier du Mayombe. *C.R. Acad. Sc. 2a*, 323: 403-410.
- Elena H., Peyron O., Bonnefille R., Prentice I.C., Jolly D., Cheddadi R., Guiot J., Andrieu V., De Beaulieu J.J., Hamilton A.C., Maley J., Marchant R. & al., 2000. Pollen-based biome reconstruction for southern Europe and Africa 18,000 years ago. *J. Biogeography*, 27: 621-634.
- Elena H., Vincens A., Schwartz D., Fabing A., Bertaux J., Wirrmann D., Martin L., Servant M., 2001. Le marais estuarien de la Songolo (sud Congo) à l'Holocène moyen et récent. *Bull. Soc. Géol. France*, 172: 359-366.
- Enfield D.B., 1996. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 3305-3308.
- Fairhead J. et Leach M., 1995. False forest history, complicit social analysis: rethinking some west African environmental narratives. *World Development*, 23: 1023-1035.
- Fairhead J. et Leach M., 1998. Reframing deforestation. Global analyses and local realities: studies in West Africa. *Global Environmental Changes Series*, Routledge Publ., London, 238 p.
- Fay J.M., 1997. *Evidence of forest degradation in northern Congo and southwestern Central African Republic between 2340 and 990 BP*. In *The ecology, social organization, populations, habitat and history of the western lowland Gorilla*. Chapter 6, Ph. D. Thesis, Washington Univ., Saint Louis, Missouri.
- Folland C.K., Palmer T.N. et Parker D.E., 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985. *Nature*, 320: 602-607.
- Fontaine, R. & Bigot, S. 1993. West-african rainfall deficits and sea surface temperatures. *Int. J. Climatol.*, 13: 271-286.
- Fontaine B., Trzaska S. et Janicot S. 1998. Evolution of the relationship between near global and Atlantic SST modes and the rainy season in West Africa: statistical analyses and sensitivity experiments. *Climate Dynamics*, 14: 353-368.
- Giresse P., Maley J. & Brenac P., 1994. Late Quaternary palaeoenvironments in the lake Barombi Mbo (Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 107: 65-78.
- Goldammer J. G. & Seibert B., 1990. The impact of droughts and forest fires on tropical lowland rain forest of East Kalimantan. In Goldammer J.G. (ed.) *Fire in the Tropical Biota, Ecological Studies*, 84, Springer-Verlag, Berlin.
- Hallé F., Oldeman R.A., Tomlinson P.B., 1978. *Tropical trees and Forests. An Architectural analysis*. Springer, Berlin.
- Hamilton A.C. & Perrott R.A., 1981. A study of altitudinal zonation in the montane forest belt of Mt. Elgon, Kenya and Uganda. *Vegetatio*, 45: 107-125.
- Johnson T.C., Scholz C.A., Talbot M.R., Kelts K., Ricketts R.D., Ngobi G., Beuning K., Ssemmanda I. & McGill J.W., 1996. Late Pleistocene dessication of Lake Victoria and rapid evolution of Cichlid fishes. *Science*, 273: 1091-1093.
- Keigwin L.D., 1996. The Little Ice Ages and Medieval Warm Period in the Sargasso Sea. *Science*, 274: 1504-1508.

- Kerfoot O., 1968. Mist precipitation on vegetation. *Forestry Abstracts*, 29: 8-20.
- Laraque A. & Pandi A., 1996. Rôle des données physiographiques dans la classification hydrologique des affluents congolais du fleuve Congo-Zaïre. *C.R. Acad. Sc. 2a*, 323: 855-858.
- Lavachery P., Cornelissen E., Moeyersons J. & De Maret P., 1996. 30 000 ans d'occupation, 6 mois de fouilles: Shum Laka, un site exceptionnel en Afrique centrale. *Anthropologie et Préhistoire*, 107: 197-211.
- Leal M., 2000. Microrefugia, small scale ice age forest remnants. *Scripta Bota. Belgica*, 20, Abstract Congrès AETFAT, Meise, appendix: 3.
- Lebrun J.P. 1977. Eléments pour un atlas des plantes vasculaires de l'Afrique sèche. *Etudes Botaniques*, n°4, 265 p. Inst. Elevage & Médecine Vété. Pays Trop., Maisons-Alfort.
- Ledru M.P., Cordeiro R.C., Dominguez J.M., Martin L., Mourguiart P., Sifeddine A. & Turcq B., 2001. Late-Glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caço, northern Brazil. *Quat. Res.*, 55: 47-56.
- Letouzey R., 1968. Etude phytogéographique du Cameroun. *Encyclopédie Biologique*, Paris, 49, 508 p.
- Letouzey R., 1985. *Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/500.000*. Inst. Carte Intern. Végétation, Toulouse & Inst. Rech. Agron., Yaoundé.
- Little M.G., Schneider R.R., Kroon D., Price B., Summerhayes C. & Segl M., 1997. Trade wind forcing of upwelling, seasonality, and Heinrich events as a response to sub-Milankovitch climate variability. *Paleoceanography*, 12: 568-576.
- Magny M., 1993. Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric 14C record. *Quat. Res.* 40: 1-9.
- Maley J., 1981. Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30.000 ans à l'époque actuelle. *Travaux et Documents ORSTOM*, 129, 586 p.
- Maley J., 1982. Dust, Clouds, Rain types and Climatic variations in tropical north Africa. *Quat. Res.* 18: 1-16.
- Maley J., 1987. Fragmentation de la Forêt Dense Humide Africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent: nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. *Palaecology of Africa*, 18: 307-334.
- Maley J., 1989. Late Quaternary climatic changes in the African rain forest: the question of forest refuges and the major role of sea surface temperature variations. In Leinen, M. et Sarnthein, M. eds. *Paleoclimatology and Paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport*. NATO Adv. Sc. Inst., Ser. C, Math. et Phys. Sc., 282: 585-616, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht.
- Maley J., 1990. Histoire récente de la forêt dense humide africaine: essai sur le dynamisme de quelques formations forestières. In : *Paysages Quaternaires de l'Afrique centrale Atlantique*, Lanfranchi R. & Schwartz D., (eds.) : 367-382, *Mémoire ORSTOM*, Paris.
- Maley J., 1991. The African rain forest vegetation and palaeoenvironments during late Quaternary. *Climatic Change*, 19: 79-98.
- Maley J., 1996. The African rain forest: main characteristics of changes in vegetation and climate from the upper Cretaceous to the Quaternary. *Proceed. R. Soc. Edinburg, Biol. Sc.*, 104B: 31-73.
- Maley J., 1997. Middle to late holocene changes in tropical Africa and other continents. Paleomonsoon and sea surface temperature variations. In : *Third millenium BC climate change and old world collapse*, Dalfes H. N., Kukla G. & Weiss H., (eds.) : 611-640. NATO Adv. Sc. Inst. Series, Global Environmental Change, Springer, Berlin.
- Maley J., 1999. L'expansion du palmier à huile (*Elaeis guineensis*) en Afrique Centrale au cours des trois derniers millénaires: nouvelles données et interprétations. In Bahuchet S. & al. (eds.) *L'homme et la Forêt Tropicale*. 237-254. *Trav. Soc. Ecologie Humaine*, Publ. du Bergier, Paris.
- Maley J., 2001a. The impact of arid phases on the African rain forest through geological history. In : *African Rain Forest Ecology and Conservation*, L. White, A. Vedder & L. Naughton-Treves (eds.), W. Weber, Yale Univ. Press, 68-87.
- Maley J., 2001b. La destruction catastrophique des forêts d'Afrique centrale survenue il y a environ 2500 ans exerce encore une influence majeure sur la répartition actuelle des formations végé-

- tales. in E. Robbrecht, J. Degreef and I. Friis eds., *Plant systematics and phytogeography for the understanding of African biodiversity*. Meise, *Syst. & Geogr. Plants*, 71 : 777-796.
- Maley J., 2002. A catastrophic destruction of African forests about 2,500 years ago still exerts a major influence on present vegetation formations. *Bulletin Inst. Development Studies*, 33, 13-30, Brighton Univ., UK.
- Maley J., & Livingstone D.A., 1983. Extension d'un élément montagnard dans le sud du Ghana (Afrique de l'Ouest) au Pléistocène supérieur et à l'Holocène inférieur: premières données polliniques. *C.R. Acad. Sc., sér.2*, Paris, 296 : 1287-1292.
- Maley J., Livingstone D.A., Giresse P., Thouveny N., Brenac P., Kelts K., Kling G., Stager C., Haag M., Fournier M., Bandet Y. & Zogning A., 1990. Lithostratigraphy, Volcanism, Paleomagnetism and Palynology of Quaternary lacustrine deposits from Barombi Mbo (West Cameroon): preliminary results. *J. Volcan. et Geoth. Res.*, 42: 319-335.
- Maley J., Caballé G. & Sita P., 1990. Etude d'un peuplement résiduel à basse altitude de *Podocarpus latifolius* sur le flanc Congolais du Massif du Chaillu. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. Etude de la pluie pollinique actuelle. In : *Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique*, R. Lanfranchi & D. Schwartz (eds.), Didactiques, ORSTOM : 336-352.
- Maley J. & Elenga H., 1993. Le rôle des nuages dans l'évolution des paléoenvironnements montagnards de l'Afrique tropicale. *Veille Climatique Satellitaire*, Lannion, 46 : 51-63.
- Maley J. & Brenac P., 1998a. Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forests of West Cameroon during the last 28,000 years. *Rev. Palaeobot. & Palyno.*, 99 : 157-188.
- Maley J. & Brenac P., 1998b. Les variations de la végétation et des paléoenvironnements du sud Cameroun au cours des derniers millénaires. Etude de l'expansion du Palmier à huile. In : *Géosciences au Cameroun*, P. Bilong et J.P.Vicat (eds.) : 85-97. Publication occas. GEOCAM n°1, Presses Univ. Cameroun, Yaoundé.
- Maley J. & Giresse P., 1998. Etude d'un niveau argileux organique du Mayombe (Congo occidental) riche en pollens d'*Elaeis guineensis* et daté d'environ 2800 ans BP. Implications pour les paléoenvironnements de l'Afrique Centrale. In : *Géosciences au Cameroun*, P. Bilong et J.P.Vicat (eds.) : 77-84. Publication GEOCAM n°1, Presses Univ. Cameroun, Yaoundé.
- Maley J., Brenac P., Bigot S. & Moron V., 2000. Variations de la végétation et des paléoenvironnements en forêt dense africaine au cours de l'Holocène. Impact de la variation des températures marines. In : *Dynamique à long terme des Ecosystèmes forestiers intertropicaux*, Servant M., Servant-Vildary S., (eds.) : 205-220. Mémoire UNESCO, Paris.
- Maley J. with collab. Chepstow-Lusty A., 2001. *Elaeis guineensis* Jacq., oil palm) fluctuations in central Africa during the late Holocene: climate or human driving forces for this pioneering species? *Veget. Hist. & Archaeobot.*, 10 : 117-120.
- McIntyre A., Ruddiman W.F., Karlin K. & Mix A.C., 1989. Surface water response of the equatorial Atlantic ocean to orbital forcing. *Paleoceanography*, 4 : 19-55.
- Merle J., 1980. Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'Océan Atlantique équatorial est. L'hypothèse d'un « El Nino » atlantique. *Oceanologica Acta*, 3 : 209-220.
- Morley J.J. & Dwoletzky B.A., 1993. Holocene temperature patterns in the South Atlantic, Southern, and Pacific Oceans. In : *Global climates since the Last Glacial Maximum*, Wright H.E. & al. (eds.) : 125-135. Univ. Minnesota Press.
- Moron V., Bigot S. & Roucou P., 1995. Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951-1990). *Int. J. Climato.*, 15 : 1297-1322.
- Muloko N., 2001. *Phylogéographie de Aucoumea klaineana (Burseraceae): apport des marqueurs génétiques*. Thèse Sc. Univ. Montpellier-2.
- Muloko N., Abernethy K., White L., Petit R. & Maley J., 1998. Utilisation des marqueurs moléculaires dans la reconstitution de l'histoire de la forêt tropicale humide gabonaise: le modèle *Aucoumea klaineana*. In : *Actes Séminaire FORAFRI*, Nasi R., Amsallem I. & Drouineau S., (eds.) Libreville, 8 p., CIRAD-Forêt, Montpellier.
- Muloko-Ntoutoumé N., Petit R., White L. & Abernethy K., 2000. Chloroplast DNA variation in a rainforest tree (*Aucoumea klaineana*, Burseraceae) in Gabon. *Molecular Ecology* 9 : 359-363.

- Nguetsop V.F., Servant M. & Servant-Vildary S., 1998. Paléolimnologie et paléoclimatologie de l'Ouest-Cameroun au cours des 5000 dernières années, à partir de l'étude des diatomées du lac Ossa. *C.R. Acad. Sci., Sér. Sc. Terre*, 327 : 39-45.
- Nasi R., 1997. Les peuplements d'Okoumés au Gabon. Leur dynamique et croissance en zone côtière. *Bois & Forêts des Tropiques* 251 : 5-27.
- Oldeman R.A., 1983. Tropical rain forest, architecture, silvigenesis and diversity. In S.L. Sutton, T.C. Whitmore & A.C. Chadwick eds., *Tropical rain forest: Ecology and Management* : 139-150. Blackwell Publ., Oxford.
- Overpeck J.T., 2001. Sources of decade-to millennial-scale climate variability in the PEP/3 domain. *PAGES & Past Climate Variability through Europe & Africa – PEP/3*, Congress, Aix-en-Provence, Abstract, p. 46.
- Pascal J.P., 1995. Quelques exemples de problèmes posés à l'analyste et au modélisateur par la complexité de la forêt tropicale humide. *Revue Ecologie, Terre & Vie*, 50 : 237-249.
- Poorter L., Bongers F., Van Rompaey R. & De Klerk M., 1996. Regeneration of canopy tree species at five sites in West African moist forest. *Forest Ecology and Management*, 84 : 61-69.
- Reynaud-Farrera I., 1995. *Histoire des paléoenvironnements forestiers du sud-Cameroun à partir d'analyses palynologiques et statistiques de dépôts Holocènes et actuels*. Thèse Sc., Univ. Montpellier-2, 198 p.
- Reynaud-Farrera I. Maley J. & Wirmann D., 1996. Végétation et climat dans les forêts du sud-est Cameroun depuis 4770 ans BP: Analyse pollinique des sédiments du Lac Ossa. *C.R. Acad. Sci.*, 2a, 322 : 749-755.
- Richards K., 1986. Preliminary results of pollen analysis of a 6,000 year core from Mboandong, a crater lake in Cameroun. *Hull Univ. Geography Dept. Misc. Ser.*, 32 : 14-28.
- Rind D., 1995. Drying out the Tropics. *New Scientist*, 5 : 36-40.
- Ritchie J.C., 1986. Climate change and vegetation response. *Vegetatio*, 67 : 65-74.
- Ritchie J.C., 1995. Current trends in studies of long-term plant community dynamics. Tansley review no.83. *New Phytol.*, 130, 469-494.
- Ruddiman W.F., Sarnheim M., Backman J., Baldauf J.G., Curry W., Dupont L.M., Janecek T., Pokras E.M., Raymo M.E., Stabell B., Stein R., and Tiedemann R., 1989. Late Miocene to Pleistocene evolution of climate in Africa and the low-latitude Atlantic: overview of Leg 108 results. *Proceed. Ocean Drill. Prog., Sc. Res.*, 108 : 463-484.
- Saint-Vil J., 1984. La grande saison sèche au Gabon. *Ann. Univ. Nat. Gabon*, 5 : 107-119.
- Salzmann U., Hoelzmann P., Morzinek I., Neumann K. & Waller M., 2001 The West African savanna transect: late Quaternary climate and vegetation between 7°-13°N. *PAGES & Past Climate Variability through Europe & Africa – PEP/3*, Congress, Aix-en-Provence, Abstract, 138 p.
- Schnell R., 1976. *Introduction à la Phytogéographie des pays tropicaux. 3. La flore et la végétation de l'Afrique tropicale*. Gauthier-Villars Publ., Paris.
- Schwartz D., 1992. Assèchement climatique vers 3000 BP et expansion Bantu en Afrique centrale atlantique: quelques réflexions. *Bull. Soc. géol. France*, 163 : 353-361.
- Sosef M.S., 1994. Refuge Begonias: taxonomy, phylogeny and historical biogeography of Begonia sect. Loasibegonia and sect. Scutobegonia in relation to glacial rain forest refuges in Africa. *Wageningen Agric. Univ. Papers* 94-1 : 1-306.
- Stuiver, M. & Braziunas T.F., 1989. Atmospheric 14C and century scale solar oscillations. *Nature*, 338 : 405-408.
- Suchel J.B., 1988. *Les climats du Cameroun*. Thèse Sc., Univ. St. Etienne, 4 vol.
- Sultan B., Servat E, Maley J. & Mahé G., 2001. Interrelations entre les forêts tropicales et la variabilité climatique: une synthèse des études récentes. *Sécheresse*, 14 : 221-229.
- Swaine M. & Hall J.B., 1983. Early succession on cleared forest land in Ghana. *J. Ecology*, 71 : 601-627.
- Swart P.K., White K.S., Enfield D., Dodge R.E. & Milne P., 1998. Stable oxygen isotopic composition of corals from the Gulf of Guinea as indicators of periods of extreme precipitation conditions in the sub-Sahara. *J. Geophys. Res.*, 103/C : 27885-27891.
- Talbot M.R., 2001. Stable isotope records from Lake Bosumtwi sediment cores as palaeoenvironmental proxies. *ICDP Workshop, Scientific Drilling at the Bosumtwi Impact structure, Ghana*.

GeoForschungZentrum Potsdam, Germany, Abstract.

Talbot M.R., Livingstone D.A., Palmer P.G., Maley J., Melack J.M., Delibrias G. & Gulliksen S., 1984. Preliminary results from sediment cores from lake Bosumtwi, Ghana, *Palaeoecology Africa*, 16 : 173-192.

Talbot M.R. & Johannessen T., 1992. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth & Planetary Sc. Letters*, 100 : 23-37.

Tchiengue B., 2001. *Etude écologique et floristique de la végétation d'un Massif de la Ligne du Cameroun: le Mont Koupé (2064 m)*. Thèse Sc., Univ. de Yaoundé-1.

Van Der Hammen T. & Hooghiemstra H., 2000. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quat. Sc. Rev.* 19: 725-742.

Van Geel B., Van Der Plicht J., Kilian M.R., Klaver E.R., Kouvenberg J.H., Renssen H., Reynaud-Farrera I. & Waterbolk H.T., 1998. The sharp rise of 14C ca. 800 cal. BC: possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon* 40: 535-550.

Van Geel B., Raspopov O.M., Renssen H., Van Der Plicht J., Dergachev V.A. & Meijer H.A., 1999. The role of solar forcing upon climate change. *Quat. Sc. Rev.*, 18 : 331-338.

Vincens, A., Buchet, G., Elenga, H., Fournier, M., Martin, L., De Namur, C., Schwartz, D., Servant, M. & Wirrmann, D. 1994. Changement majeur de la végétation du lac Sinnda (vallée du Niari, Sud-Congo) consécutif à l'assèchement climatique holocène supérieur: apport de la palynologie. *C.R. Acad. Sc.*, Série 2, 318: 1521-1526.

Vincens, A., Schwartz, D., Bertaux, J., Elenga, H. & De Namur, C. 1998. Late Holocene climatic changes in Western Equatorial Africa inferred from pollen from lake Sinnda, Southern Congo. *Quat. Res.* 50, 34-45.

Vincens A., Schwartz D., Elenga H., Reynaud-Farrera I. & al., 1999. Forest response to climate changes in Atlantic Equatorial Africa during the last 4000 years BP and inheritance on the modern landscapes. *J. Biogeography*, 26: 879-885.

White F., 1981. The history of the Afromontane archipelago and the scientific need for its conservation. *Afr. J. Ecol.*, 19: 33-54.

White F., 1983. *The vegetation of Africa*. UNESCO/AETFAT/UNSO, Maps & Memoir, 356 p.

White L., 1995. *Etude de la végétation de la Réserve de La Lopé*. Rapport final, Prog. Européen ECO-FAC, Composante Gabon, 140 p. et Annexes.

White L., 2001. Forest savanna dynamics and the origins of Marantaceae forest in central Gabon. In : *African rain forest ecology and conservation. An interdisciplinary perspective*, Weber W., White L., Vedder A., Naughton-Treves L., (eds.) : 165-182. Yale Univ. Press.

White L., Oslisly R., Abernethy K. & Maley J., 2000. L'Okoumé (*Aucoumea klaineana*): expansion et déclin d'un arbre pionnier en Afrique Centrale Atlantique au cours de l'Holocène. In : *Dynamique à long terme des Ecosystèmes forestiers intertropicaux*, Servant M., Servant-Vildary S., (eds.) : 399-411. Mémoire UNESCO, Paris.

Whitemore T.C., 1989. Canopy gaps and the two major groups of forest trees. *Ecology*, 70 : 536-538.

Wotling G., Mahé G., Lebarbe L. & L'hôte Y., 1995. Analyse par les vecteurs régionaux de la variabilité spatio-temporelle des précipitations annuelles liées à la mousson africaine. *Veille Climatique Satellitaire*, Lannion 52: 58-73.

Youta Happi J., 1998. *Arbres contre Graminées: la lente invasion de la savane par la forêt au centre-Cameroun*. Thèse, Univ. Paris IV, 237 p.

Youta Happi J. & Bonvallot J., 1996. La disparition des savanes au centre Cameroun entre 1950 et 1990. In : *Dynamique à long terme des Ecosystèmes Forestiers Intertropicaux*, Servant M., (ed.), Symposium ECOFIT, Bondy, 199-200. Résumés, 335 p., Publ. ORSTOM & CNRS.

Zeven A.C., 1967. The semi-wild oil palm and its industry in Africa. *Agricult. Res. Report*, 689, Wageningen Univ.

Zogning A, Giresse P., Maley J., & Gadel F., 1997. The Late Holocene palaeoenvironment in the Lake Njupi area, west Cameroon: implications regarding the history of Lake Nyos. *J. African Earth Sc.* 24: 285-300.

• **Chapitre 4****Le bassin du Tchad au Quaternaire récent: formations sédimentaires, Paléoenvironnements et préhistoire. La question des Paléotchads (Jean Maley)**

- Aumassip G., 2000. Le site préhistorique de Tin-Hanakaten (Tassili N'Ajjer, Algérie) et les débuts du Néolithique au Sahara. In : *Premiers paysans du monde. Naissance des agricultures*, J. Guilaine (ed.) : 243-259. Ed. Errance, Paris.
- Baumhauer R., Morel A. & Tillet T., 1997. Paléomilieux et peuplement préhistorique dans l'Aïr, le Ténéré, le Djado et le Kawar. In : *Sahara, paléomilieux et peuplement préhistorique au Pléistocène supérieur*. T. Tillet (ed.) : 229-265. Publ. L'Harmattan, Paris.
- Berthelot A., 1927. L'Afrique Saharienne et Soudanaise. Ce qu'en ont connu les Anciens. Payot Publ., Paris.
- Bonneau D. 1964. *La crue du Nil. Divinité égyptienne à travers mille ans d'histoire (332 av.-641 apr. J.-C.)*. C.Klincsiesck Publ., Paris, 350 p.
- Bouteyre G., Cabot J. & Dresch J., 1964. Observations sur les formations du Continental terminal et du Quaternaire dans le bassin du Logone (Tchad). *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 6: 23-27.
- Brabant & Gavaud M., 1985. Les sols et les Ressources en terres du Nord-Cameroun. Cartes 500 000e et Notices. ORSTOM, Coll. Notice Explicative n°103.
- Breunig P., Neumann K. & Van Neer W., 1996. New research on the Holocene settlement and environment of the Chad basin in Nigeria. *African Archaeo. Rev.*, 13: 111-145.
- Breunig P. & Neumann K., 2002. Continuity or Discontinuity? The 1st. Millenium BC-Crisis in West African prehistory. In : *Tides of the Desert*, T. Lenssen-Erz (ed.), *Africa Praehistorica*, 14: 491-505. Heinrich Barth Institut, Köln.
- Broecker W., 2001. Was the Medieval Warm period global? *Science*, 291: 149-150.
- Brunet M., Beauvilain A., Coppens Y., Heintz E., Moutaye A. & Pilbeam D., 1995. The first australopithecine 2,500 kilometres west of the Rift valley (Chad). *Nature*, 378: 273-275.
- Brunet M., Guy F., Pilbeam D. Mackaye H.T., Likius A., Aounta D., Beauvilain A., Blondel C., Bocherens H., Boissier J.R., Bonis L. de, Coppens Y., Dejax J., Denys C., Düringer P., Eisenmann V., Fanone G., Fronty P., Geraads D., Lehmann T., Lihoreau F., Louchart A., Mahamat A., Merceron G., Mouchelin G., Otero, O., Pelaez, P.C., Ponce, M., Rage J.C., Sapanet M., Schuster M., Sudre J., Tassy P., Valentin X., Vignaud P., Viriot L., Zazzo A. et Zollikofer C., 2002. A new hominid from the Upper Miocene of Chad, Central Africa. *Nature*, 418: 145-151.
- Burke, K. 1976. Neogene and Quaternary tectonics of Nigeria. In : *Geology of Nigeria*, C.A. Kogbe (ed.) : 363-369. Elizabethan Publ., Lagos.
- Carbou H., 1912. La région du Tchad et du Ouadaï. Tome 1. Etudes ethnographiques. Dialecte toubou. *Publ. Fac. Lettres Alger, Bull. Correspondance Africaine*, n°47. E. Leroux Editeur, Paris.
- Carmouze J.P., 1976. La régulation hydrogéochimique du lac Tchad. *Trav. & Docu. ORSTOM*, 58, 421 pp.
- Carpenter R., 1956. A trans-saharan caravan route in Herodotus. *American J. Archaeology*, 60: 231-242.
- Chapelle J., 1957. Nomades noirs du Sahara. Plon, Paris, 449 pp.
- Cissoko S.M., 1968. Famines et épidémies à Tombouctou et dans la boucle du Niger du XVIème au XVIIIe s. *Bull. Inst. Fr. Afrique Noire*, B, 30: 806-821.
- Clanet J., 1975. Les éleveurs de l'Ouest Tchadien. La mobilité des éleveurs du Kanem et leurs réponses à la crise climatique de 1969/1973. Thèse 3è cycle, Univ. Rouen. 268 p.
- Connah G., 1976. The Daima sequence and the prehistoric chronology of the lake Chad region of Nigeria. *J. Afr. Hist.*, 17: 321-352.
- Crevaschi M. & Di Lernia S., 1999. Holocene climatic changes and cultural dynamics in the Libyan Sahara. *Afr. Archaeo. Rev.*, 16: 211-238.
- Crowley T.J., Kim K.Y., Mengel J.G. & Short D.A., 1992. Modeling 100,000-year climate fluctuations in pre-Pleistocene time series. *Science*, 255: 705-707.
- Cuoq J.M., 1975. Recueil des sources arabes concernant l'Afrique occidentale du VIIIe au XVIe siècle (Bilad al-Sudan). CNRS publ., Paris, 490 p.

- De Menocal P., Ortiz J., Guilderson T. & Sarnthein M., 2000. Coherent high and low Latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, 288: 2198-2202.
- Dupont B. & Delaune M., 1970. Etude de quelques coupes dans le Quaternaire récent du sud du lac Tchad. *Cahier ORSTOM, sér. Géologie*, 2: 49-60.
- Dupont B. & Delibrias G., 1970. Datation par le carbone 14 d'un niveau sédimentaire de l'Archipel du lac Tchad. *Cahier ORSTOM, sér. Géologie*, 2: 43-47.
- Durand A., 1982. Oscillations of lake Chad over the past 50,000 years: new data and new hypothesis. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 39: 37-53.
- Durand A., 1993. Enregistrement sédimentaire de la dynamique climatique au Quaternaire supérieur dans le Sahel central (Niger et Tchad). Thèse Sc., Dijon.
- Durand A., Fontes J.C., Gasse F., Icole M. & Lang J., 1984. Le nord-ouest du lac Tchad au Quaternaire: étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres. *Palaeoecology of Africa*, 16: 215-243.
- Durand A., Lang J., Morel A. & Roset J.P., 1983. Evolution géomorphologique, stratigraphique et paléoclimatique au Pléistocène supérieur et à l'Holocène de l'Air oriental. *Rev. Géol. Dyn. & Géogr. Phy.* 24: 47-59.
- Durand A. L & Mathieu P., 1980. Evolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin tchadien au Pléistocène supérieur. *Rev. Géol. Dyn. & Géogr. Phy.* 22: 329-341.
- Düringer P., Ghienne J.F., Schuster M., Brunet M. & Vignaud P., 2000. Les séquences climatiques « arides-humides » des sites pliocènes à Australopithèques du Tchad: influences de la balance climatique équatoriale sur les oscillations du paléo-lac Tchad. Congrès « *Les Hominidés et leurs environnements. Histoire et Interactions* », Univ. Poitiers, Résumé, p. 41.
- Ergenzinger P.J., 1978. Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti Gebirge, Rep. Tchad. Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte 1/200.000e. *Berliner Geographische Abhandlungen*, 23.
- Faure H., 1969. Lacs quaternaires du Sahara. *Mittel. Intern. Verein. Limnologisch.*, Stuttgart, 17: 131-146.
- Foucault A., 1992. L'enregistrement sédimentaire des cycles orbitaux, méthodes d'étude, résultats et perspectives. *Bull. Soc. Géol. France*, 163: 325-335.
- Gasse F., Tehet R., Durand A., Gibert E. & Fontes J.C., 1990. The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature*, 346: 141-146.
- Gasse F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sc. Rev.*, 19: 189-211.
- Ghienne J.F., Schuster M., Bernard A., Düringer P. & Brunet M., 2002. The Holocene giant lake Chad revealed by digital elevation models. *Quaternary International*, 87: 81-85.
- Griffin D.L., 2002. Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 182: 65-91.
- Grove A.T., 1959. A note on the former extent of lake Chad. *Geogr.J.*, 125: 465-467.
- Grove A.T., Street F.A. & Goudie A.S., 1975. Former lake levels and climatic change in the rift valley of southern Ethiopia. *Geogr. J.*, 141: 177-202.
- Harlan J.R., 1992. Wild grass seed harvesting and implications for domestication. In *Préhistoire de l'agriculture: nouvelles approches expérimentales et ethnographiques*. P.C. Anderson ed. *Monographie Centre Rech. Archéo., CNRS*, 6, 21-27.
- Hervieu J., 1970. Le Quaternaire du Nord-Cameroun. Schéma d'évolution géomorphologique et relations avec la pédogenèse. *Cah. ORSTOM, série Pédologie*, 8: 295-317.
- Hurault J., 1990. Evolution récente des vallées de l'Adamaoua occidentale (Cameroun, Nigéria). *Revue Géomorphologie Dynam.*, 29: 49-62.
- Jakel D., 1979. Run-off and fluvial formation processes in the Tibesti mountains as indicators of climatic history in the central Sahara during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeoecology of Africa*, 11: 13-44.
- Johnson T.C., Scholz C.A., Talbot M.R., Kelts K., Ricketts R.D., Ngobi G., Beuning K., Ssemmanda I. & McGill J.W., 1996. Late Pleistocene dessication of Lake Victoria and rapid evolution of Cichlid fishes. *Science*, 273: 1091-1093.

- Lamb H.H., 1982. *Climate, history and the modern world.*, 1982. Methuen Publ., London.
- Langlois O., 1995. *Histoire du peuplement post-Néolithique du Diamaré (Cameroun septentrional)*. Thèse, Univ. Paris-1.
- Leroux M., 1996. *La dynamique du temps et du climat*. Masson Publ., Paris, 310 p.
- Louis P., 1970. Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. *Mém. ORSTOM*, 42, 311 p.
- Magnavita C., 2002. Recent archaeological finds of domesticated *Sorghum bicolor* in the Lake Chad region. *Nyame Akuma*, 57: 14-20.
- Mainguet M. & Chemin M.C., 1990. Le massif du Tibesti dans le système éolien du Sahara. Réflexion sur la genèse du lac Tchad. *Berliner Geogr. Studien*, 30: 261-276.
- Maley J., 1970. Atlas de pollens du Tchad. *Bull. Jard. Bota. Nat. Belg.* 40: 29-48.
- Maley J., 1972. La sédimentation pollinique actuelle dans la zone du lac Tchad. *Pollen & Spores*, 14: 263-307.
- Maley J., 1977. Palaeoclimates of central Sahara during the early Holocene. *Nature*, 269: 573-577.
- Maley J., 1980. Les changements climatiques de la fin du Tertiaire en Afrique: leur conséquence sur l'apparition du Sahara et de sa végétation. In : *The Sahara and the Nile. Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa*. M.A.J. Williams & H. Faure (eds.) : 63-86. Balkema Publ., Rotterdam.
- Maley J., 1981. Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. Thèse Sc., Montpellier, *Trav. & Docu. ORSTOM*, 129.
- Maley J., 1982. Dust, Clouds, Rain types, and climatic variations in Tropical North Africa. *Quaternary Research*, 18: 1-16.
- Maley J., 1989. 20.000 ans d'évolution des climats du Sahara Central aux Savanes tropicales humides. in *Sud Sahara. Sahel Nord*, D. George ed., 34-52, Publ. Centre Culturel Fr. Abidjan.
- Maley J., 1993. Chronologie calendaire des principales fluctuations du lac Tchad au cours du dernier millénaire. Le rôle des données historiques et de la tradition orale. In : *Datation et Chronologie dans le Bassin du lac Tchad*. Séminaire du Réseau Méga-Tchad, Sept.1989, D. Barreteau & C. Von Graffenried (eds.) : 161-163, *Colloques et Séminaires ORSTOM*.
- Maley J., 1997. Middle to Late Holocene changes in tropical Africa and other continents : Paleomonsoon and sea surface temperature variations. in *Third millenium BC climate change and Old World collapse*. H.N.Dalfes, G. Kukla & H. Weiss (eds.) : 611-640, NATO ASI Series, Global Environmental Change, Springer-Verlag, Berlin.
- Maley J., 2000a. Last Glacial Maximum lacustrine and fluvial Formations in the Tibesti and other Saharan Mountains, and large scale climatic teleconnections linked to the activity of the Subtropical Jet Stream. *Global & Planetary Change*, 26: 121-136.
- Maley J., 2000b. Les variations des niveaux du lac Tchad au cours du dernier millénaire: rôle des conditions climatiques régionales et des apports fluviaux. Comparaison avec le lac Naivasha en Afrique orientale. *Bull. Méga-Tchad*, Univ. Paris/Nanterre, 2000: 24-29.
- Maley J., 2001. The impact of arid phases on the African rain forest through geological history. in *African rain forest ecology and conservation. An interdisciplinary perspective*. W. Weber, L. White, A. Vedder & L. Naughton-Treves (eds.), Yale Univ. Press : 68-87.
- Maley J., & Brenac P., 1998a. Vegetation dynamics, Palaeoenvironments and Climatic changes in the Forests of West Cameroon during the last 28,000 years BP. *Rev. Palaeobot. & Palynology*, 99: 157-187.
- Maley J., & Brenac P., 1998b. Les variations de la végétation et des paléoenvironnements du Sud Cameroun au cours des derniers millénaires. Etude de l'expansion du Palmier à huile. In *Géosciences au Cameroun*, J.P. Vicat & P. Bilong (éds.), Collection GéoCam, 1, Presses Univ. Yaoundé-1 : 85-97.
- Maley J., Cohen J., Faure H., Rognon P. & Vincent P.M., 1970. Quelques Formations lacustres et fluviales associées à différentes phases du volcanisme au Tibesti (nord du Tchad). *Cah. ORSTOM, sér. Géologie*, 2: 127-152.

- Maley J., Roset J.P. et Servant M., 1971. Nouveaux gisements préhistoriques au Niger oriental; localisation stratigraphique. *Bull. Liaison Ass. Sénégal. Et. Quat. Ouest Afr.*, 31: 9-18.
- Martin R., 1973. Rapport de mission: Etude stratigraphique dans la dépression interdunaire de Tjéri, Kanem. Rapport inédit, Centre ORSTOM N'Djaména, Tchad. 4 p., 5 fig.
- Matheis G., 1976. Short review of the Geology of the Chad basin in Nigeria. In : *Geology of Nigeria*. C.A. Kogbe (ed.) : 289-294. Elizabethan Publ., Nigeria.
- Mauny R., 1970. Les siècles obscurs de l'Afrique Noire. Fayard Publ., Paris, 314 p.
- Messerli B., Winiger M. & Rognon P., 1980. The Saharan and East African uplands during the Quaternary. In : *The Sahara and the Nile. Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa*. M.A.J. Williams & H. Faure (eds.) : 87-132. Balkema Publ., Rotterdam.
- Monteil C. 1953. La légende du Ouagadou et l'origine des Soninké. *Mémoire Inst. Fr. Afrique Noire*, Dakar, 23 : 361-408.
- Morel A., 1983. Erosion et sédimentation dans le Massif de l'Air (Sahara méridional): essai d'interprétation paléoclimatique de la Moyenne Terrasse. *Cah. ORSTOM, sér. Géologie*, 13: 111-118.
- Moron V., 1994. Guinean and Sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly time scales (1933-1990). *Int. J. Climatol.*, 14: 325-341.
- Neumann K., 1992. Une flore soudanienne au Sahara central vers 7000 BP: les charbons de bois de Fachi, Niger. *Bull. Soc. Bota. France*, 139: 565-569.
- Neumann K., 1999. Early plant food production in the West African Sahel. New evidence. In : *The Exploitation of Plant resources in ancient Africa*, Van der Veen (ed.) : 73-80. Kluwer Acad. Pub., New-York.
- Olivry J.C., Chouret A., Vuillaume G., Lemoalle J. & Bricquet J.P., 1996. Hydrologie du lac Tchad. *Monographie Hydrologique ORSTOM*, 12, 266 p.
- Olsen P.E., Remington C.L., Cornet B. & Thomson K.S., 1978. Cyclic change in Late Triassic lacustrine communities. *Science*, 201: 729-733.
- Olsen P.E. & Kent D.V., 1996. Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 122: 1-26.
- Paris F., Person A., Quéchon G. & Saliege J.F., 1992. Les débuts de la métallurgie au Niger septentrional: Air, Azawagh, Ighazer, Termit. *J. Africanistes*, 62: 55-68.
- Pastouret L. Chamley H., Delibrias G., Duplessy J.C. & Thiede J., 1978. Late Quaternary climatic changes in Western tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger delta. *Oceanologica Acta*, 1: 217-232.
- Paulissen E. & Vermeersch P.M., 1989. Le comportement des grands fleuves allogènes: l'exemple du Nil saharien au Quaternaire supérieur. *Bull. Soc. Géol. France (sér.8)*, 5: 78-83.
- Pefontan Lt., 1922. Histoire de Tombouctou, de sa fondation au XIII^e s. à 1893. *Bull. Com. Et. Hist. Sc. Afr. Occid. Fr.*, 7: 81-113.
- Pias J. 1970. Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. *Mémoire ORSTOM*, 43, 407 p. ; 1 c. géol. h.t.
- Pias J. & Guichard E., 1957. Origine et conséquences de l'existence d'un cordon sableux dans la partie sud-ouest de la cuvette tchadienne. *C.R.Acad. Sc.*, 244: 791-793.
- Pirard F., 1966. Géomorphologie du Manga Nigérien. *Bull. Inst. F. Afr. Noire, sér. A*, 28: 421-425.
- Pouyau B. & Colombani J., 1989. Les variations extrêmes du lac Tchad: l'assèchement est-il possible? *Ann. Géogr.*, (n° 545) 98: 1-23.
- Pullan R.A., 1964. The recent geomorphological evolution of the south central part of the Chad basin. *J.W. Afr. Sc. Assoc.*, 9: 115-139.
- Quéchon G., 1995. La fin du Néolithique et les débuts de la métallurgie dans le massif de Termit (Niger): éléments de méthodologie. In : *Milieus, Sociétés et Archéologues*, A. Marliac (ed.) : 303-312, Publ. ORSTOM & Karthala, Paris.
- Raymo M.E., Ganley K., Carter S., Oppo D.W. & McManus J., 1998. Millennial-scale climate instability during the early Pleistocene epoch. *Nature*, 392: 699-702.
- Riou C., 1975. La détermination pratique de l'évaporation: application à l'Afrique centrale. *Mémoire ORSTOM*, 80, 236 p.
- Rognon P., 1989. Variations de l'aridité au Sahara depuis 125 000 BP en relation avec les

- « contraintes » orbitales et glaciaires. *Bull. Soc. Géol. France* (sér.8), 5: 13-20.
- Roset J.P., 1974. Un gisement néolithique ancien près de Fachi (Erg du Ténééré). *Cah. ORSTOM, sér. Sc. Humaines*, 11: 105-110.
- Roset J.P., 1983. Nouvelles données sur le problème de la Néolithisation du Sahara méridional: Air et Ténééré au Niger. *Cah. ORSTOM, sér. Géologie*, 13: 119-142.
- Roset J.P., 1987. Néolithisation, Néolithique et post-Néolithique au Niger nord-oriental. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 1987: 203-214.
- Roset, J.P., 1995. L'occupation humaine de l'Air et du Ténééré, au Niger, depuis 10.000 ans. In : *Milieus, Sociétés et Archéologies*, A. Marliac (ed.) : 161-195, Publ. ORSTOM & Karthala, Paris.
- Roset J.P., 2000. Céramique et néolithisation en Afrique saharienne. In : *Premiers paysans du monde. Naissance des agricultures*, J. Guilaine (ed.) : 263-290. Publ. Errance, Paris.
- Schneider J.L., 1967. Carte hydrogéologique de reconnaissance au 1/500.000ème. Rapport de synthèse. Feuille Fort-Lamy. Rép. Tchad, Minist. Trav. Publ. & Hydraulique. BRGM.
- Schneider J.L., 1968. Carte hydrogéologique de reconnaissance au 1/500.000 ème. Rapport de synthèse. Feuille Pays-Bas, Largeau. Rép. Tchad, Minist. Trav. Publ. & Hydraulique. BRGM.
- Schneider J.L., 1969. Evolution du dernier lacustre et peuplements préhistoriques aux Pays-Bas du Tchad. *Bull. Inst. F. Afr. Noire*, sér. A, 31: 259-263.
- Schneider J.L., 1989. Géologie et Hydrogéologie de la République du Tchad. Thèse Sc., Univ. Avignon, 3 vol. & cartes.
- Schuster M., 2002. Sédimentologie et paléocéologie des séries à vertébrés du paléolac Tchad depuis le Miocène supérieur. Thèse Sciences, Univ. Strasbourg, 152 p. & Annexes.
- Schuster M., Düringer P., Ghienne J.F., Brunet M., Vignaud P. & Andossa L., 1999. Dynamique transgressive et régressive des lacs de poche sahariens: exemple de lacs holocène à diatomites du Tchad. *7e Cong. Fr. Sédimentologie*, Orléans, Résumé 2 p.
- Schuster M., Düringer P., Ghienne J.F., Brunet M., Vignaud & Mackaye H.T., 2001. Les conglomérats côtiers du lac Méga-Tchad autour des paléo-îles du Hadjer el Khamis. *7e Cong. Fr. Sédimentologie*, Orléans, Résumé 2 p.
- Schuster M., Düringer P., Ghienne J.F., Brunet M., Vignaud & Mackaye H.T. & Beauvilain A., (à paraître). Discovery of coastal conglomerates around the Hadjer el Khamis inselbergs (western Chad, central Africa): a new evidence for lake Mega-Chad episodes. Manuscrit 11 p. & 5 fig.
- Seignobos C., 1993. Des traditions Fellata et de l'assèchement du lac Tchad. In : *Datation et Chronologie dans le Bassin du lac Tchad*. D. Barreteau & C. Von Graffenried (eds.) : 165-182, Série Colloques & Séminaires ORSTOM.
- Servant M., 1973. Séquences continentales et variations climatiques: Évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse Sc., Paris, publié in *Trav. & Docu. ORSTOM*, 159 (1983).
- Servant M., Ergenzinger P. & Coppens Y., 1969. Datations absolues sur un delta lacustre quaternaire au sud du Tibesti (Angamma). *C. R. Séances Soc. Géol. France*, 8: 313-314.
- Servant M. & Servant S., 1970. Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. *Revue Géogr. phys. & Géol. dyn.*, 13: 63-83.
- Servant M. & Servant-Vildary S., 1980. L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. In : *The Sahara and the Nile. Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa*, M.A.J. Williams & H. Faure (eds.) : 133-162. Balkema Publ., Rotterdam.
- Servant M. & Servant S., 1983. The lacustrine environment and its evolution. In : *Lake Chad*, J.P.Carmouze & A. Iltis (eds.) : 11-26. W. Junk Publ., The Hague.
- Servant-Vildary S., 1973. Le Plio-Quaternaire ancien du Tchad: évolution des associations de diatomées, stratigraphie, paléocéologie. *Cahier ORSTOM, sér. Géologie*, 5: 217-234.
- Servant-Vildary S., 1978. Etude des diatomées et paléolimnologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur. Thèse Sc., Paris, *Trav. & Docu. ORSTOM*, 84.
- Sieffermann G., 1970. Variations climatiques au Quaternaire dans le sud-ouest de la cuvette tchadienne. *C.R. 92e Cong. Nat. Soc. Savantes*, Strasbourg, Sc., 2: 485-494.
- Stuiver M. & Becker B., 1993. High-precision decadal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-6000 BC. *Radiocarbon*, 35: 35-65.

- Tetzlaff G. & Adams L.J., 1983. Present-day and early Holocene evaporation of lake Chad. In : *Variations in the global water budget*, A. Street-Perrott (ed.) : 347-360. Reidel Publ.
- Thiemeyer H., 1992. On the age of the Bama Ridge. A new 14/C-record from Konduga area, Borno State, NE-Nigeria. *Z. Geomorphologie*, N.F., 36 : 113-118.
- Thiemeyer H., 1997. Untersuchungen zur spätpleistozänen und holozänen Landschaftsentwicklung im südwestlichen Tschadbecken (NE-Nigeria). *Jena Geograph. Schriften*, 5, 150 p.
- Tilho J., 1925. Sur l'aire probable d'extension maxima de la mer paléotchadienne. *C.R. Acad. Sc.*, 181 : 643-646.
- Tillet T. 1989. L'Atérien saharien : essai sur le comportement d'une civilisation paléolithique face à l'accroissement de l'aridité. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 5 : 91-97.
- Treinen-Claustre F., 1977. Quatre vases peints protohistoriques du Nord-Tchad. *Objets et Mondes, Musée de l'Homme*, Paris, 17 : 187-192.
- Treinen-Claustre F., 1982. Sahara et Sahel à l'Age du Fer. Borkou, Tchad. *Mém. Soc. Africanistes*, Paris, 214 p.
- Valla F., 2000. La sédentarisation au Proche-Orient : la culture Natoufienne. In *Premiers paysans du monde. Naissance des agricultures*, J. Guilaine (ed.) : 13-30. Publ. Errance, Paris.
- Vignaud P., Düringer P., Mackaye H.T., Likius A., Blondel C., Boisserie J.R., Bonis L. de, Eisenmann V., Etienne M.E., Geraads D., Guy F., Lehmann T., Lihoreau F., Martinez N.L., Mourer-Chauviré C., Otero O., Rage J.C., Schuster M., Viriot L., Zazzo A. & Brunet M., 2002. Geology and palaeontology of the Upper Miocene Toros-Menalla hominid locality, Chad. *Nature*, 418 : 152-155.
- Vincent P.M., 1969. Mécanisme de la mise en place d'un trapp composite: le Tarso Ourari, Tibesti (Sahara du Tchad). *Annales Fac. Sc. Yaoundé*, 3 : 92-98.
- Vincent P.M., 1970. The evolution of the Tibesti volcanic Province. In : *African Magmatism and Tectonics*, T.N. Clifford & I.G. Gass (eds.) : 301-319. Oliver & Boyd Publ., Edinburgh.
- Von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Muller J., Jouzel J. & Johnsen S., 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 14 : 73-81.
- Wendorf F., Schild R. & Close A., 1989. The prehistory of Wadi Kubbania, vol. 3. South. Meth. Press. 863 p.
- Wendorf F., Close A. Gautier A. & Schild R., 1990. Les débuts du pastoralisme en Egypte. *La Recherche*, 21 (n°220) : 436-445.
- Zeltner J.C., 1980. Pages d'histoire du Kanem. L'Harmattan, Paris, 275 p.

• Chapitre 5

Pollens fossiles dans les environnements du Pléistocène et de l'Holocène en Afrique du Sud (Louis Scott)

- Avery D.M., 1992. The environment of early modern humans at Border Cave, South Africa: micromammalian evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91 : 71-87.
- Beaumont P.B., Van Zinderen Bakker E.M. & Vogel J.C., 1984. Environmental changes since 32 000 BP at Kathu Pan, northern Cape. In : *Late Cenozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*, J.C. Vogel (ed.) : 329-338, Rotterdam, Balkema.
- Bonnefille R., Riollet G., Buchet G., Icole M., Lafont R., Arnold M. & Jolly D., 1995. Glacial/Interglacial record from intertropical Africa, high resolution pollen and carbon data at Rusaka, Burundi. *Quaternary Science Reviews*, 14 : 917-936.
- Botha G.A., Scott L., Vogel J.C. & Von Brunn V., 1992. Palaeosols and palaeoenvironments during the « Late Pleistocene Hypothermal » in Northern Natal. *South African Journal of Science*, 88 : 508-512.
- Bousman C.B. 1991. Holocene palaeoecology and later stone age hunter-gatherer adaptations in the South African interior plateau. Ph.D. dissertation, Southern Methodist University, Dallas, Texas.

- Bousman C.B., Partridge T.C., Scott L., Metcalfe S.E., Vogel J.C., Seaman M. & Brink J.S., 1988. Palaeoenvironmental implications of Late Pleistocene and Holocene valley fills in Blydefontein basin, Noupoot, C.P., South Africa. *Palaeoecology of Africa*, 19: 43-67.
- Bousman C.B. & Scott L., 1994. Climate of overgrazing? The palynological evidence for vegetation change in the eastern Karoo. *South African Journal of Science*, 90: 575-578.
- Brink J.S., 1987. The Archaeozoology of Florisbad, Orange Free State. *Mem. Nas. Mus. Bloemfontein*, 24: 1-151.
- Burney D.A., Brook G.A. & Cowart J.B., 1994. A Holocene pollen record for the Kalahari Desert of Botswana from a U-series dated speleothem. *The Holocene*, 4: 225-232.
- Butzer K.W., 1984. Late Quaternary environments in South Africa. In: *Late Cenozoic Palaeoclimates of the southern Hemisphere*, J.C. Vogel (ed.): 235-264, Balkema, Rotterdam.
- Carrion J.S. & Scott L., 1999. The challenge of pollen analysis in palaeoenvironmental studies of hominid beds: the record from Sterkfontein Caves. *Journal of Human Evolution*, 36: 401-408.
- Coetzee J.A., 1967. Pollen analytical studies in East and Southern Africa. *Palaeoecology of Africa*, 3: 1-146.
- Coetzee J.A. & Rogers J., 1982. Palynological and lithological evidence for the Miocene palaeoenvironment in the Saldanha region (South Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 39: 71-85.
- Cohen A.L., Parkington J.E., Brundrit G.B. & Van Der Merwe N.J., 1992. A Holocene marine climate record in mollusc shells from the southwest African coast. *Quaternary Research*, 38: 379-385.
- Deacon H.J., Deacon J., Scholtz A., Thackeray J.F., Brink J.S. & Vogel J.C., 1984. Correlation of palaeoenvironmental data from the late Pleistocene and Holocene deposits at Boomplaas Cave, Southern Cape. In *Late Cenozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*, J.C. Vogel (ed.): 339-325, Balkema, Rotterdam.
- Ehleringer J.R., Cerling T.E. & Heliker B.R., 1997. C4 photosynthesis, atmospheric CO2 and climate. *Oecologia*, 112: 285-299.
- Esterhuysen A.B. & Mitchell P.J., 1996. Palaeoenvironmental and archaeological implications of charcoal assemblages from Holocene sites in western Lesotho, South Africa. *Palaeoecology of Africa*, 24: 203-232.
- Holmgren K., Karlen W. & Shaw P.A., 1995. Paleoclimatic significance of the stable isotopic composition and petrology of a Late Pleistocene stalagmite from Botswana. *Quaternary Research*, 42: 320-328.
- Holmgren K., Karlen W., Lauritzen S.E., Lee-Thorp J.A., Partridge T.C., Piketh S., Repinski P., Stevenson C., Svanered O. & Tyson P.D., 1999. A high-resolution reconstruction of the palaeoclimate of the north-eastern summer rainfall region of South Africa over the last three millenia. *The Holocene* (in press).
- Klein R.G., 1977. The mammalian fauna from the middle and later Stone Age (Upper Pleistocene) levels of Border Cave, Natal Province, South Africa. *South African Archaeological Bulletin*, 32: 14-27.
- Lee-Thorp J. & Talma A.S., 2000. Stable light isotopes and past environments in the southern African Quaternary. In *Cenozoic Geology of Southern Africa*, T.C. Partridge and R.R. Maud (eds.) Oxford University Press (in press).
- Marker M.E., 1995. Late Quaternary environmental implications from sedimentary sequences at two high altitude Lesotho sites. *South African Journal of Science*, 91: 294-298.
- Martin A.R.H., 1968. Pollen analysis of Groenvlei lake sediments, Knysna (South Africa). Review of Palaeobotany and palynology, 7: 107-144.
- Meadows M.E., 1988. Late Quaternary peat accumulations in southern Africa. *Catena*, 15: 459-472.
- Meadows M.E., Baxter A.J. & Parkington J., 1996. Late Holocene environments at Verlorenvlei, Western Cape Province, south Africa. *Quaternary International*, 33: 81-95.
- Nyakale M., 1999. *Palynology of late Quaternary Deposits from the central plateau South Africa*. M. Sc. thesis, University of the Orange Free State.
- Oschadleus H.D., Vogel J.C. & Scott L., 1996. Radiometric date for the Port Durnford peat and development of yellow-wood forest along the South African east coast. *South African Journal of*

Science, 92: 43-45.

Partridge T.C. & Maud R.R., 2000. *Cenozoic Geology of Southern Africa*, Oxford University Press (in press).

Partridge T.C., Kerr S.J., Metcalfe S.E., Scott L., Talma A.S. & Vogel J.C., 1993. The Pretoria Saltpan: a 200 000 year southern African lacustrine sequence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101: 317-337.

Partridge T.C., Metcalfe S.E. & Scott L., 1999. Conclusions and implications for a model of regional palaeoclimates during the last two glacial cycles. In *Tswaing-Investigations into the origin, age and palaeoenvironments of the Pretoria Saltpan*, T.C. Partridge (ed.): 193-198, Council for Geosciences, Pretoria.

Scholtz A., 1986. *Palynological and palaeobotanical Studies in the southern Cape*. Master of Arts thesis, University of Stellenbosch, 280 p.

Scott L., 1982. A Late Quaternary pollen record from the Transvaal bushveld, South Africa. *Quaternary Research*, 17: 339-370.

Scott L., 1984. Reconstruction of Late Quaternary palaeoenvironments in the Transvaal region, South Africa, on the basis of palynological evidence. In *Late Cenozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*, J.C. Vogel (ed.): 317-327, Balkema, Rotterdam.

Scott L., 1987a. Pollen analysis of hyena coprolites and sediments from Equus Cave, Taung, Southern Kalahari (S. Africa). *Quaternary Research*, 28: 144-156.

Scott L., 1987b. Late Quaternary forest history in Venda, Southern Africa. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 53: 1-10.

Scott L., 1989. Late Quaternary vegetation history and climatic change in the eastern O.F.S., South Africa. *S. Afr. J. Bot.*, 55: 107-116.

Scott L., 1993. Palynological evidence for late Quaternary warming episodes in Southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101: 229-235.

Scott L., 1994. Palynology of late Pleistocene hyrax middens, south-western Cape Province, South Africa: a preliminary report. *Historical Biology*, 9: 71-81.

Scott L., 1995. Pollen evidence for vegetational and climate change during the Neogene and Quaternary in Southern Africa. In *Paleoclimate and Evolution with Emphasis on Human Origins*, E. Vrba, G. Denton, T.C. Partridge et L.H. Burckle (eds.): 65-76, Yale: Yale University Press.

Scott L., 1996. Palynology of hyrax middens: 2000 years of palaeo-environmental history in Namibia. *Quaternary International*, 33: 73-79.

Scott L., 1999a. Palynological analysis of the Pretoria Saltpan (Tswaing Crater) sediments and vegetation history in the bushveld savanna biome, South Africa. In *Tswaing. Investigations into the origin, age and palaeoenvironments of the Pretoria Saltpan*, T.C. Partridge (ed.): 143-166. Council for Geosciences, Pretoria.

Scott L., 1999b. The vegetation history and climate in the Savanna Biome, South Africa, since 190 000 KA: A comparison of pollen data from the Tswaing Crater (the Pretoria Saltpan) and Wonderkrater. *Quaternary International*, 57-58: 215-223.

Scott L., 2002. Grassland development under glacial and interglacial conditions in Southern Africa: review of pollen, phytolith and isotope evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177: 47-57.

Scott L., Anderson H.M. & Anderson J.M., 1997. Vegetation History. In *The Vegetation of Southern Africa*, R.M. Cowling, D.M. Richardson et S.M. Pierce (eds.), Cambridge, Cambridge University Press: 62-84.

Scott L. & Bousman C.B., 1990. Palynological analysis of hyrax middens from southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, p. 367-379.

Scott L. & Brink J.S., 1992. Quaternary palaeoenvironments of pans in central South Africa: palynological and palaeontological evidence. *South African Geographer*, 19: 22-34.

Scott L. & Cooremans B., 1990. Late Quaternary pollen from a hot spring in the upper Orange River Basin, South Africa. *South African Journal of Science*, 86: 154-156.

Scott L. & Steenkamp M., 1996. Environmental history and recent human disturbance at coastal Lake Teza, Kwazulu/Natal. *South African Journal of Science*, 92: 348-350.

- Scott L., Steenkamp M. & Beaumont P.B., 1995. Palaeoenvironmental conditions in South Africa at the Pleistocene-Holocene transition. *Quaternary Science Reviews*, 14: 937-947.
- Scott L. & Thackeray J.F., 1987. Multivariate analysis of Late Pleistocene and Holocene pollen spectra from Wonderkrater, Transvaal. S. Africa, *South African Journal of Science*, 83: 93-98.
- Scott L. & Vogel J.C., 1983. Late Quaternary pollen profile from the Transvaal highveld, South Africa. *South African Journal of Science*, 79: 266-272.
- Scott L. & Vogel J.C., 1999. Evidence for environmental conditions during the last 20 000 years in Southern Africa from 13C in fossil hyrax dung. *Global and Planetary Change* (in press).
- Talma A.S. & Vogel J.C., 1992. Late Quaternary paleotemperatures derived from a speleothem from Cango Caves, Cape Province, South Africa. *Quaternary Research*, 37: 203-213.
- Tyson P.D., Karlen W., Holmgren K. & Heiss G.A., 2000. The Little Ice Age and medieval warming in South Africa. *South African Journal of Science*, 96, p. 121-126.
- van Zinderen Bakker E.M., 1982. Pollen analytical studies of the Wonderwerk Cave, South Africa. *Pollen et Spores*, 24: 235-250.
- van Zinderen Bakker E.M., 1989. Middle Stone Age palaeoenvironments at Florisbad (South Africa). *Palaeoecology of Africa*, 20: 133-154.
- Visser N.J.N. & Joubert A., 1991. Cyclicity in the Late Pleistocene to Holocene spring and lacustrine deposits at Florisbad, Orange Free State, South Africa. *South African Journal of Geology*, 94: 123-131.
- Wadley L., Esterhuysen A. & Jeannerat C., 1992. Late Pleistocene and Holocene environments at Rose Cottage cave, Eastern Orange Free state: the evidence from charcoal studies. *South African Journal of Science*, 88: 558-563.

• Chapitre 6

Changements environnementaux à Madagascar: Rôle des facteurs naturels et anthropiques pour la période Pléistocène-Holocène (*Elise Van Campo*)

- Burney D.A., 1987. Presettlement changes at Lake Tritrivakely, Madagascar. *Palaeoecology of Africa*, 18 : 350-381.
- Burney D.A., 1993. Late Holocene environmental change in arid southwestern Madagascar. *Quaternary Research*, 40 : 98-106.
- Burney D.A., James H.F., Grady F.V., Rafamantanantsoa J.G., Ramilisonina, Wright H.T., Cowart J.B., 1997. Environmental change, extinction and human activity: evidence from caves in NW Madagascar. *Journal of Biogeography*, 24 : 755-767.
- Dewar R.E., 1984. Recent extinctions in Madagascar: The loss of the subfossil fauna. In: *Quaternary Extinctions: A Prehistoric Revolution*, Martin, P.S. and Klein R.G. (eds.) : 574-593, University of Arizona Press, Phoenix.
- Gasse F. & Van Campo E., 1998. A 40,000-yr pollen and diatom record from Lake Tritrivakely, Madagascar, in the southern tropics. *Quaternary Research*, 49 : 299-311.
- Gasse F. & Van Campo E., 2001. Late Quaternary environmental changes from a pollen and diatom record in the southern tropics (Lake Tritrivakely, Madagascar). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167 : 287-308.
- Humbert H., 1927. Destruction d'une flore insulaire par le feu. Principaux aspects de la végétation à Madagascar. *Mémoires de l'Académie Malgache*, 5 : 1-80.
- Koechlin J., Guillaumet J.L. & Morat P., 1974. *Flore et végétation de Madagascar*. Vaduz, Cramer, 687 p.
- Mac Phee R.D.E., Burney D.A., 1991. Dating of modified femora of extinct dwarf Hippopotamus from southern Madagascar: implications for constraining human colonization and vertebrate extinction events. *Journal of Archaeological Science*, 18 : 695-706.
- Mac Phee R.D.E., Burney D.A. & Wells N.A., 1985. Early Holocene chronology and Environment of Ampasambazimba, a Malagasy Subfossil Lemur Site. *International Journal of Primatology*, 6 : 463-489.

- Matsumoto K. & Burney D.A., 1994. Late Holocene environments at Lake Mitsinjo, northwestern Madagascar. *The Holocene*, 1 : 16-24.
- Paulian R., 1972. Some ecological and biogeographical problems of the entomofauna of Madagascar. In: *Biogeography and Ecology in Madagascar*, Battistini, R. and Richard-Vindard, G. (eds.) : 411-426, Junk, The Hague.
- Perrier de La Bathie H., 1921. La végétation malgache. *Annales du Musée Colonial de Marseille*, 9 : 1-266.
- Straka H., 1996. Histoire de la végétation de Madagascar oriental dans les derniers 100 millénaires. In: *Biogéographie de Madagascar*, W.R. Lourenço (ed.) : 37-47, ORSTOM éditions, Paris.
- Straka H., 2001. Palynologia madagassica et mascarenica III. Sur l'histoire tardiquaternaire de la végétation de la partie orientale de Madagascar et des Mascareignes. *J. Bot. Soc. bot. France*, 13 : 47-88.

4EME PARTIE : L'évolution de la végétation en AMÉRIQUE ET EN ASIE

• Chapitre 1

Évolution des végétations du Plio-Pléistocène à l'Holocène en Amérique du sud (Marie -Pierre Ledru)

- Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Ferreira Da Silva M., Soubies F., Suguio K., Turcq B. & Van Der Hammen T., 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt amazonienne dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus Académie des Sciences de Paris*, 312 : 673-678.
- Andriessen P.A.M., Helmens K.F., Hooghiemstra H., Riezebos P.A. & Hammen van der T., 1993. Absolute chronology of the Pliocene-Quaternary sediment sequence of the Bogota area, Colombia. *Quaternary Science Reviews*, 12 : 483-501.
- Argollo J. & Mourguiart P., 2000. Late Quaternary climate history of the Bolivian Altiplano. *Quaternary International* 72 : 37-51
- Behling H., 1995. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Veget Hist Archaeobot*, 4 : 127-152.
- Behling H. & Hooghiemstra H., 2000. Holocene Amazon rainforest-savanna dynamics and climatic implications: high resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. *Journal of Quaternary Science*, 15 (7) : 687-695.
- Bennett K.D., Haberle S.G. & Lumley S.H., 2000. The last glacial-Holocene transition in southern Chile. *Science*, 290 (5490) : 325-327.
- Bush M.B., 1989. A 6,000 year history of Amazonian maize cultivation. *Nature*, 340 (6231) : 303-305.
- Bush M.B., 1994. Amazonian speciation: a necessarily complex model. *Journal of Biogeography*, 21 : 5-17.
- Caballero M. And Ortega B.G., 1998. Lake levels since about 40,000 years ago at lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research*, 50 : 69-79.
- Caballero M., Lozano-García S., Ortega B., Urrutia J. & Macías J.L., 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*, 22 : 399-411.
- Cooke R., 1998. Human settlement of central America and northernmost South America (14,000-8000 BP). *Quaternary International*, 49/50 : 177-190.
- Haberle S.G. & Ledru M.P., 2001. Correlations among charcoals records of fires from the past 16,000 years in Indonesia, Papua New Guinea, and Central and South America. *Quaternary Research*, 55.
- Hammen Van Der T., Barends J., de Jong H. & de Veer A.A., 1980/1981. Glacial sequence and environmental history in the Serra Nevada des Cocuy (Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 32 : 247-340.
- Hammen Van Der T. & Gonzalez E., 1965. A pollen diagram from « Laguna de la Herrera »

- (Sabana de Bogota. *Leidse Geologische Mededelingen*, 32: 183-191.
- Heusser C.J., 1983. Quaternary pollen record from Laguna de Tagua Tagua, Chile. *Science*, 219: 1429-1432.
- Heusser L., Heusser C., Kleczkowski A. & Crowhurst S., 1999. A 50,000-yr pollen record from Chile of South American millennial-scale climate instability during the last glaciation. *Quaternary Research*, 52: 154-158.
- Hooghiemstra H., 1984. Vegetational and climatic history of the High Plain of Bogotá, Colombia: A continuous record of the last 3.5 million years. *Dissertationes Botanicae*, 79. J. Cramer, Vaduz.
- Hooghiemstra H., 1989. Quaternary and Upper-Pliocene glaciations and forest development in the tropical Andes: Evidence from a long high-resolution pollen record from the sedimentary basin of Bogotá, Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72: 11-26.
- Hooghiemstra H., 1994. Pliocene-Quaternary floral migration, evolution of Northern Andean ecosystems and climatic change: implications from the closure of the Panamanian Isthmus. *Profil*, 7: 413-425.
- Hooghiemstra H., Melice J.L., Berger A. & Shackleton N.J., 1993. Frequency spectra and paleoclimatic variability of the high-resolution 30-1450 ka Funza I pollen record (Eastern Cordillera, Colombia). *Quaternary Science Reviews*, 12: 141-156.
- Hooghiemstra H. & Sarmiento G., 1991. Long continental pollen record from a tropical intermontane basin: Late Pliocene and Pleistocene history from a 540-meter core. *Episodes*, 14 (2): 107-115.
- Islebe G.A., Hooghiemstra H. & Borg van der K., 1995. A cooling event during the Younger Dryas Chron in Costa Rica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117, p. 73-80.
- Ledru M.P., Bertaux J., Sifeddine A. & Suguio K., 1998a. Absence of Last Glacial Maximum records in lowland tropical forests. *Quaternary Research*, 49: 233-237.
- Ledru M.P., Salgado-Labouriau M.L. & Lorscheitter M.L., 1998b. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr BP. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99: 131-142.
- Ledru M.P., Campello Cordeiro R., Landim J.M.D., Martin L., Mourguiart P., Sifeddine A. & Turcq B., 2001. Late-glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, northern Brazil. *Quaternary Research*, vol. 55: 47-56.
- Ledru M.P., Soares Braga P.I., Soubies F., Fournier M., Martin L., Suguio K. & Turcq B., 1996. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123: 239-257.
- Ledru M.P., 2002. Late Quaternary history and evolution of the cerrados as revealed by palynological records. In *The Cerrados of Brazil: Ecology and Natural History of a Neotropical Savanna*. P.S. Oliveira and R.J. Marquis eds., Columbia University Press, NY, in press.
- Leyden B.W., 1985. Late Quaternary aridity and Holocene moisture fluctuations in the Lake Valencia Basin, Venezuela. *Ecology*, 66: 1279-1295.
- Leyden B.W., Brenner M. & Dahlin B.H., 1998. Cultural and climatic history of Cobá, a lowland Maya City in Quintana Roo, Mexico. *Quaternary Research*, 49: 11-122.
- Lozano-García S. & Ortega-Guerrero B., 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99: 77-93.
- Lozano-García S., Ortega-Guerrero B., Caballero-Miranda M. & Urrutia-Fucugauchi J., 1993. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research*, 40: 332-342.
- Markgraf V., 1989. Paleoclimates in central and South America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records. *Quaternary Science Reviews*, 8: 1-24.
- Markgraf V. & Kenny R., 1997. Character of rapid vegetation and climate change during the late-glacial in southernmost South America. In: *Past and Future rapid Environmental Changes: The Spatial and Evolutionary Responses of Terrestrial Biota*, B. Huntley, W. Cramer, A.V. Morgan, H.C. Prentice and J.R.M. Allen (eds.): 81-90, NATO ASI. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Martin L., Fournier M., Mourguiart P., Sifeddine A. & Turcq B., 1993. Southern oscillation signal in South American paleoclimatic data of the last 7000 years. *Quaternary Research*, 39: 338-346.

- Martin L., Bertaux J., Correge T., Ledru M.P., Mourguiart P., Sifeddine A., Soubies F., Wirmann D., Suguio K. & Turcq B., 1997. Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical South America between 12,400 and 8800 cal yr BP *Quaternary Research*, 47: 117-122.
- Mayle F., Burbridge R. & Killeen T.J., 2000. Millennial-scale dynamics of southern amazonian rain forests. *Science*, 290 (5500): 2291.
- Morley R.J., 1999. *Origin and evolution of tropical rain forests*. John Wiley & Sons LTD, Chichester, 362 pp.
- Niederberger C., 1979. Early sedentary economy in the basin of Mexico. *Science*, 203: 131-142.
- Wijmstra T.A., 1971. *The palynology of the Guiana coastal plain*. Drukkeridj de Kempenaer, Oegstgeest, 62 pp.

• Chapitre 2

Évolution des végétations au Pléistocène et à l'Holocène en Asie (Anne-Marie Sémah)

- Badoux D.M., 1959. Fossil mammals from two fissure deposits at Punung (Java). Kemink en Zoon NV ed, Utrecht, 151 p.
- Bergh G.D. Van Den, Vos J. De, Sondaar P.Y., & Aziz F., 1996. Pleistocene zoogeographic evolution of Java (Indonesia) and Glacio-Eustatic sea level fluctuations: a background for the presence of *Homo*. *Indo-Pacific Prehistory Association Bulletin*, 14: 7-21.
- Biswas S., 1997. Fossil mammalia of the Quaternary sequence of the Narmada Valley. Their affinity age and ecology. *Geological Survey of India, Special Publ.* n°46: 91-104.
- Caratini C., & Tissot C., 1985. Le sondage MISEDOR. Etude palynologique. *Etudes de géographie tropicale*, C.E.G.E.T. / C.N.R.S., Talence, n°3.
- Chaimanee Y., Jaeger J.J. & Suteethom S., 1993. Pleistocene micro mammals of Thailand: Contribution to Palaeoenvironmental changes, biochronology and biodiversity. *Proceedings International Symposium on Biostratigraphy of Mainland Southeast Asia: Facies and Paleontology*, Chiang Mai University, Vol. I: 125-136.
- Curtis G.H., 1981. Man's immediate forerunners. Establishing a relevant time scale in anthropological and archaeological research. *Phil. Trans. R. Soc. London*, B, 292: 7-20.
- Dodia R., Agrawal D.P. & Vora A.B., 1984. New pollen data from the Kashmir bogs. *Palaeobotany, Palaeozoology and Palaeoanthropology*, II. The Evolution of the East Asian Environment: 569-578.
- Dubois E., 1894. *Pithecanthropus erectus, eine menschenähnliche Uebergangsform aus Java*. Batavia.
- Falguères C. & Yokoyama Y., 2001. Datation des hominidés fossiles en Asie. In : *Origine des peuplements et chronologie des cultures paléolithiques dans le Sud-Est Asiatique*, F. Sémah, C. Falguères, D. Grimaud-Hervé & A.M. Sémah (eds): 55-64, Semenanjung/ Artcom', Paris.
- Flenley J.R., 1979. *The Equatorial rain forest: a geological history*. University of Hull & Australian National University, Canberra. 758 p.
- Flenley J.R., 1985. Quaternary vegetational and climatic history of island Southeast Asia. *Modern Quat. Res. In S-E Asia*, Balkema, Rotterdam, 9: 55-63.
- Golson J., 1977. No room at the top: agricultural intensification in the New Guinea Highlands. Sunda and Sahul: prehistoric studies in island southeast Asia, Melanesia and Australia J. Allen, J. Golson and R. Jones eds., Academic Press, London: 601-638.
- Golson J., 1982. The Ipomean revolution revisited: society and the sweet potato in the Upper Waghli Valley. In : *Inequality in the New Guinea Highlands societies*, A. Strathern (ed.): 109-136, Cambridge University Press.
- Grimaud-Hervé D. & Widiyanto H., 2001. Les fossiles humains découverts à Java depuis les années 1980. In : *Origine des peuplements et chronologie des cultures paléolithiques dans le Sud-Est Asiatique*, F. Sémah, C. Falguères, D. Grimaud-Hervé & A.M. Sémah (eds): 331-357, Semenanjung/ Artcom', Paris.
- Guoyu Ren & Lansheng Zhang, 1998. A preliminary mapped summary of Holocene pollen data for northeast china. *Quaternary Science Reviews*, 17: 669-688.
- Han Huiyou, 1982. Palaeoclimate in the period of Hexian Man. *Journal of Nanjing University*

- (Natural Sciences), 1: 164-169.
- Haberle S.G., 1998. Late Quaternary vegetation change in the Tarin Basin, Papua New Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137: 1-24.
- Haberle S.G., Hope G.S. & Defretes Y., 1991. Environmental change in the Baliem Valley, montane Irian Jaya, Republic of Indonesia. *Journal of Biogeography*, 18: 25-40.
- Heekeren H.R. van, 1955. New investigations on the Lower Palaeolithic Patjitan culture in Java. *Berita Dinas Purbakala. Bulletin of the Archaeological Service of the Republic of Indonesia*. Jakarta, 1.
- Hope G.S., 2001. Environmental change in the Late Pleistocene and later Holocene at Wanda site, Soroako, South Sulawesi, Indonesia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 171: 129-145.
- Hope G.S. & Peterson J.A., 1975. Glaciation and vegetation in the high New Guinea mountains. In: *Quaternary Studies*, R.P. Suggate & M.M. Cresswell (eds.), *Bulletin of the Royal Society of New Zealand* 13: 155-162.
- Hope G.S. & Tulip J., 1994. A long vegetation history from lowland Irian Jaya, Indonesia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109: 385-398.
- Huang Wangbo & Huang Cixuang, 1985. The features of the hexian fauna and flora and a preliminary study on the palaeoclimate. *Proceeding China Quaternary Glacial Congress*: 180-182.
- Jacob T. & Curtis G.H., 1971. Preliminary Potassium/Argon dating of Early Man in Java. *Contrib. Univ. California Arch. Res. Facilit.*, 12: 50.
- van der Kaars S., 1998. Marine and terrestrial pollen records of the last glacial cycle from the Indonesian region: Bandung basin and Banda sea. *Palaeoclimates* 3 (1-3): 209-219.
- van der Kaars S., Wang X., Kershaw P., Guichard F. & Setiabudi D.A., 2000. A late Quaternary palaeoecological record from the Banda sea, Indonesia: patterns of vegetation, climate and biomass burning in Indonesia and northern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 135-153.
- van der Kaars S., Penny D., Tibby J., Fluin J., Dam R.A.C. & Suparan P., 2001. Late Quaternary palaeoecology, palynology and palaeolimnology of a tropical lowland swamp: Rawa Danau, West-Java, Indonesia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 171: 185-212.
- Kadar D., & Watanabe N. (ed), 1985. Geology of hominid bearing formations of Java. *Special Publication of the Geological Research and development Centre*, Bandung.
- Kamaludin H. & Azmi M.Y., 1997. Interstadial records of the last glacial period at Pantai Remis, Malaysia. *Journal of Quaternary Science*, 12 (5): 419-434.
- Koenigswald G.H.R. von, 1936. Early Palaeolithic stone implements from Java. *Bull. Raffles Museum Singapore*, 1: 52-60.
- Kotlia B.S., Sharma C., Bhalla M.S., Rajagopalan G., Subrahmanyam K., Bhattacharyya & Valdiya K.S., 2000. Palaeoclimatic conditions in the late Pleistocene Wadda Lake, eastern Kumaun Himalaya (India). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162: 105-118.
- Liu J., Li X., Mu X., Xu H., Zhong, S., Huang F., Wang W. & Xu, Q., 2000. Further remarks on the environmental background of Nanjing Man. *Palynofloras and Palynomorphs of China*, Heifei Press of University of Science and Technology of China: 167-173.
- Markgraf V., Dodson J.R., Kershaw A.P., McGlone M.S. & Nicholls N., 1992. Evolution of late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific areas. *Climate Dynamics*, 6: 193-211.
- McKenzie K.G., & Sudijono, 1981. Plio-Pleistocene Ostracoda from Sangiran, Java. *Geol. Res. Dev. Center, Paleontological series*, n°1: 29-51.
- Morley R.J., 1980. Changes of dry-land in the Kerinci area of Sumatra during the Late Quaternary period. *Proc. IV int. Palynol. Conf. Lucknow (1976-1977)*, 3: 2-10.
- Morley R.J., 1981. Development and vegetation dynamics of a lowland ombrogenous peat swamp in Kalimantan Tengah, Indonesia. *Journal of Biogeography*, 8: 383-404.
- Morley R.J., 1982. A palaeoecological interpretation of a 10,000 year pollen record from Danau Padang, Central Sumatra, Indonesia. *Journal of Biogeography*, 9: 151-190.
- Movius H.L., 1944. Early man and Pleistocene stratigraphy in Southern and Eastern Asia. *Papers of the Peabody Museum of Amer. Archaeol. And Ethnol.*, Harvard Univ., XIX, n°3.
- Muller J., 1966. Montane pollen from the tertiary of NW Borneo. *Blumea*, XIV, 1: 231-235.

- Nunn P.D., 1997. Lata Quaternary environmental changes on Pacific islands: controversy, certainty and conjecture. *Journal of Quaternary Science*, 12 (5): 443-450.
- Penny D., 1999. Palaeoenvironmental analysis of the Sakon Nakhon Basin, Northeast Thailand: Palynological perspectives on climate change and human occupation. *Bulletin of Indo-Pacific Prehistory Association*, 18, 2: 139-149.
- Pookajorn S., 2001. New perspectives for Palaeolithic research in Thailand. In : *Origine des peuplements et chronologie des cultures paléolithiques dans le Sud-Est Asiatique*, F. Sémah, C. Falguères, D. Grimaud-Hervé & A.M. Sémah (eds.): 167-187, Semenanjung/Artcom', Paris.
- Polhaupessy A.A., 1996. Palynological Study on the Vertebrate Bearing Horizon of Java. *Odontologie, Association for comparative Odontology*, 1: 32-36.
- Prater S.H., 1990. *The book of Indian Animals*. Bombay Nat. Hist. Soc, Oxford. Univ. Press, Bombay.
- Qinhua Jiang & Dolores R. Piperno, 1999. Environmental and Archaeological implications of a late Quaternary Palynological Sequence, Poyang Lake, Southern China. *Quaternary Research*, 52: 250-258.
- Rajaguru S., Vikram S. & Sonali N., 1994. Neogene climate of Western and North eastern part of India, a synthesis. *Communication at the 3rd World Archeological Congress*, New Delhi.
- Saleki H., 1997. *Apport d'une intercomparaison des méthodes nucléaires (230Th/234U, ESR et 40Ar/39Ar) à la datation de couches fossilifères pléistocènes dans le dôme de Sangiran (Java, Indonésie)*. Thèse de doctorat du M.N.H.N., Paris, 238 p.
- Selenka L. & Blanckenhorn M., 1911. *Die Pithecanthropus-Schichten auf Java, Geologische und paläontologische Ergebnisse der Trinil Expedition 1907 und 1908*. Leipzig.
- Sémah A.M., 1983. Remarks on the pollen analysis of the Sambungmacan section. *Mod. Quaternary Res. in S-E Asia*, Rotterdam, 8: 29-34.
- Sémah A.M., 1986. *Le milieu naturel lors du premier peuplement de Java*. Thèse de Doctorat d'Etat es Sciences, Université de Provence, 3 vol., 322 p.
- Sémah A.M., 1998. Recherche des traces de la première conquête des vallées dans le nord de la Grande Terre (Nouvelle-Calédonie). Archéologie en grotte et étude du paléoenvironnement à Koumac. *Journal de la Société des Océanistes*, 107, 1998-2: 169-178.
- Sémah A.M. Sémah F., Moudrikah R., Fröhlich F. & Djubiantono T., sous presse. A late Pleistocene and Holocene sedimentary record in Central Java and its palaeoclimatic significance. *Modern Quat. Res. In S-E Asia*, Balkema, Rotterdam, vol. 17.
- Sémah F., 1986. Le peuplement ancien de Java. Ebauche d'un cadre chronologique. *L'Anthropologie*, 90, 3: 359-400.
- Sémah F., 2001. La position stratigraphique du site de Ngebung 2 (dôme de Sangiran, Java Central, Indonésie). In : *Origine des peuplements et chronologie des cultures paléolithiques dans le Sud-Est Asiatique*, F. Sémah, C. Falguères, D. Grimaud-Hervé & A.M. Sémah (eds.): 299-329, Semenanjung/Artcom', Paris.
- Sémah F., Sémah A.M., Djubiantono T. & Simanjuntak H.T., 1992. Did they also make stone tools? *Journal of Human Evolution*, 23: 439-446.
- Sémah F., Féraud G., Saleki H., Falguères C., & Djubiantono T., 2000. Did Early Man reach Java during the late Pliocene? *Jour. of Arch. Sc.*, 27, 763-769.
- Sémah F., Sémah A.M., Falguères C., Déroit F., Gallet X., Hameau S., Moigne A.M., & Simanjuntak H.T., sous presse. The significance of the Punung karstic area (Eastern Java) for the chronology of the Javanese Palaeolithic, with special reference to the Song Terus cave. *Modern Quat. Res. In S-E Asia*, Balkema, Rotterdam, vol. 17.
- Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H., Kent D.V., Hall M.A., Roberts D.G., Schnitker D., Baldauf J.G., Desprairie A., Homrighausen R., Huddlestun P., Keene J.B., Kaltenback, Krumsieck K.A.O., Morton A.C., Murray J.W., & Westberg-Smith J., 1984. Oxygen isotop calibration on the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, 307: 620-623.
- Sieffermann G., Fournier M., Rieley J.O. & Page S., 2000. Evidence de deux phases de formation dans les tourbières dérivées de forêts pluviales de Bornéo. In : *Symposium International: Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*, Paris, 20-22 mars 1996. IRD, Unesco, MAB &

CNRS editors: 339-342.

Sonakia A. & De Lumley M.A., 2001. The Narmada skull, its environmental and cultural context. In : *Origine des peuplements et chronologie des cultures paléolithiques dans le Sud-Est Asiatique*, F. Sémah, C. Falguères, D. Grimaud-Hervé & A.M. Sémah (eds.): 93-105, Semenanjung/ Artcom', Paris.

Sondaar P.Y., 1984. Faunal evolution and the mammalian biostratigraphy of Java. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 69: 219-235.

Stevenson J., Dodson J.R. & Prosser I.P., 2001. A late Quaternary record of environmental change and human impact from New Caledonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168: 97-123.

Stuijts I.M., 1993. Late Pleistocene and Holocene vegetation of West Java, Indonesia. *Modern Quat. Res. In S-E Asia*, Balkema, Rotterdam, vol. 12.

Sutra J.P., Bonnefille R. & Fontugne M., 1997. Etude palynologique d'un nouveau sondage dans les marais de Sandynallah (Massif des Nilgiri, sud-ouest de l'Inde). *Géographie Physique et Quaternaire*, 51, 3: 415-426.

Swisher Iii, C.C., Curtis G.H., Jacob T., Getty A.G., Suprijo A. & Widiasmoro, 1994. Age of the earliest known hominids in Java, Indonesia. *Science*, 263: 1118-1121.

Teilhard de Chardin P., 1937. Notes sur la paléontologie humaine en Asie méridionale. *L'Anthropologie*, 47 p. 23-33.

Vos J. de, 1983. The Pongo-faunas from Java and Sumatra and their significance for biostratigraphical and paleo-ecological interpretations. *Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Ser. B, 86, 4: 417-425.

Vos J. de, 1996. Faunal Turnovers in Java in relation to faunas of the continent. *Odontologie, Association for comparative Odontology*, 1: 32-36.

Vos J. de, Sartono S., Hardjasasmita S. & Sondaar P.Y., 1982. The fauna from Trinil, type locality of *Homo erectus*, a re-interpretation. *Geologie en Mijnbouw*, 61: 207-211.

Vos J. de, Aziz F., & Sondaar P.Y., 1993. Les faunes quaternaires de Java. *Les Dossiers d'Archéologie*, 184: 56-61.

Vos J. de, Sondaar P.Y., Bergh G.D., van den & AZIZ F., 1994. The *Homo* Bearing Deposits of Java and its Ecological Context. *Courier Forschungsinstitut. Senckenberg*, 171: 120-140.

Vos J. De & Vu The Long, 2001. First settlements: Relations between Continental and Insular Southeast Asia. In : *Origine des peuplements et chronologie des cultures paléolithiques dans le Sud-Est Asiatique*, F. Sémah, C. Falguères, D. Grimaud-Hervé & A.M. Sémah (eds.): 225-250, Semenanjung/ Artcom', Paris.

West W. D., 1972. *Pleistocene Geology and Biology with special reference to the British Isles*. Longman, London.

Zheng Z. & LI Q., 2000. Vegetation, climate, and sea level in the past 55,000 Years, Hanjiang delta, Southeastern China. *Quaternary Research*, 53: 330-340.

Zuraina Majid, 2001. The Lenggong valley: its contribution to Southeast Asian lithic technology. In : *Origine des peuplements et chronologie des cultures paléolithiques dans le Sud-Est Asiatique*, F. Sémah, C. Falguères, D. Grimaud-Hervé & A.M. Sémah (eds.): 189-205, Semenanjung/ Artcom', Paris.

TABLE DES MATIÈRES

Préface Annick Le Thomas	5
-----------------------------	---

Introduction <i>Josette Renault-Miskovsky et Anne-Marie Sémah</i>	7
--	---

1ERE PARTIE : GÉNÉRALITÉS

La reconstitution du milieu végétal <i>Josette Renault-Miskovsky et Anne-Marie Sémah</i>	12
---	----

2EME PARTIE: L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION EN EUROPE

• Chapitre 1

La chronologie pollinique de la fin du Pliocène, du Pléistocène et de l'Holocène en Europe. Stations éponymes et historiques ; nouvelles données <i>Vincent Lebreton, Josette Renault-Miskovsky et Anne-Marie Sémah</i>	30
---	----

• Chapitre 2

L'évolution des végétations du Pléistocène à l'Holocène en Europe <i>Josette Renault-Miskovsky</i>	53
---	----

3EME PARTIE: L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION EN AFRIQUE

• Chapitre 1

Changements environnementaux du nord-ouest de l'Afrique: Passé, présent et futur <i>Rachid Cheddadi</i>	104
---	-----

• Chapitre 2

Les végétations d'Afrique centre-orientale depuis 40 000 ans <i>Dominique Jolly, Alex Chepstow-Lusty</i> <i>avec la collaboration de Bentaleb Ilhem, Peyron Odile, Müller Serge, Delire Christine, Cassignat Christophe, Gritti Emmanuel, Raillard Alice, Duzer Danielle, Ferier Jackie, Schevin Patrick, Boyer Ariane</i>	126
--	-----

• *Chapitre 3*
Les variations de la végétation et des paléoenvironnements
du domaine forestier africain au cours du Quaternaire récent 143
Jean Maley

• *Chapitre 4*
Le bassin du Tchad au Quaternaire récent : formations sédimentaires,
Paléoenvironnements et préhistoire. La question des Paléotchads 179
Jean Maley

• *Chapitre 5*
Pollens fossiles dans les environnements du Pléistocène et de
l'Holocène en Afrique du Sud 218
Louis Scott

• *Chapitre 6*
Changements environnementaux à Madagascar :
Rôle des facteurs naturels et anthropiques pour la période
Pléistocène-Holocène 227
Elise Van Campo

4EME PARTIE: L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION EN AMÉRIQUE ET EN ASIE

• *Chapitre 1*
Évolution des végétations du Plio-Pléistocène à l'Holocène en
Amérique du sud 236
Marie -Pierre Ledru

• *Chapitre 2*
Évolution des végétations au Pléistocène et à l'Holocène en Asie 248
Anne-Marie Sémah

Références bibliographiques 273

COLLECTION GUIDES DE LA PRÉHISTOIRE MONDIALE
Dirigée par Frédéric Serre & Dominique Grimaud-Hervé

Gilles Berillon, Anne-Marie Bacon, François Marchal, Yvette Deloison
Les Australopithèques.

Herbert Thomas & Brigitte Senut
Les Primates, ancêtres de l'Homme.

Sandrine Prat & François Marchal
Les premiers représentants du genre *Homo* en Afrique.

Dominique Grimaud-Hervé, François Marchal, Amélie Vialet & Florent Déroit
Le deuxième Homme en Afrique
Homo ergaster et Homo erectus

Christophe Falguères & Jean-Jacques Bahain (sous la direction)
Les méthodes de datation appliquées à l'étude du Quaternaire.

COLLECTION PALÉOANTHROPOLOGIE ET PALÉOPATHOLOGIE OSSEUSE

Djillali Hadjouis
Les populations médiévales du Val-de-Marne. Dysharmonies cranio-faciales, maladies bucco-dentaires et anomalies du développement dentaire au cours du Moyen Age.

Philippe Andrieux, Djillali Hadjouis, Anne Dambricourt-Malassé
L'identité humaine en question, nouvelles problématiques et nouvelles technologies en Paléontologie humaine et en Paléanthropologie biologique

Jean-Noël Vignal
La reconstitution faciale assistée par ordinateur. Données tomodensitométriques.

Djillali Hadjouis & Bertrand Mafart (sous la direction)
Paléo-odontologie. Analyses et Méthodes d'étude.

Si vous souhaitez recevoir gratuitement le bulletin des nouvelles parutions, envoyez vos nom et adresse aux **Éditions Artcom' 53, rue Boissière 75116 Paris**

AUTRES COLLECTIONS

Catherine Orliac (sous la direction)

Archéologie en Océanie insulaire
Peuplement, sociétés et paysages

Yves Coppens (sous la direction)

Origine de l'Homme
Réalité, mythes, mode
colloque international du Collège de France

*François Sémah, Christophe Falguères,
Dominique Grimaud-Hervé, Anne-Marie Sémah*

Origine des peuplements et chronologie des cultures paléolithiques
dans le sud-est asiatique
colloque international de la Fondation Singer Polignac

Dominique Grimaud-Hervé, Frédéric Serre, Jean-Jacques Bahain, Roland Nespoulet

Histoire d'Ancêtres, la grande aventure de la Préhistoire

Françoise Bostyn (sous la direction)

Néolithique et Protohistoire du site des Antes, Rungis, Val-de-Marne

Gérard Onoratini

L'Homme à la conquête des couleurs

Jean Rouch

Les Hommes et les dieux du fleuve
Essai ethnographique sur les populations songhay du moyen Niger, 1941-1983.

Jean Rouch

Dionysos. Scénario et Story-board

Gérard Onoratini

L'Homme à la conquête des couleurs

Daniel Lévine

Le Grand Temple de Mexico
Du mythe à la réalité: L'Histoire des Aztèques entre 1325 et 1521

Daniel Lévine

Archéologie du Mexique. Les cultures préhispaniques de l'Ouest mexicain: l'État de Colima

Caterina Magni

Archéologie du Mexique. Les Olmèques

Frédérique Schillo

La France et la création de l'État d'Israël.
18 février 1947 — 11 mai 1949.

CET OUVRAGE A ÉTÉ ACHEVÉ
D'IMPRIMER EN MARS 2004
PAR DUMAS -TITOLET IMPRIMEURS , 42000 Saint-Étienne
N° imprimeur : 40380
POUR LE COMPTE
DES ÉDITIONS ARTCOM' & ERRANCE
DÉPOT LÉGAL : MARS 2004

IMPRIMÉ EN FRANCE

Paléoenvironnements

Collection dirigée par Frédéric Serre & Dominique Grimaud-Hervé

ANNE-MARIE SÉMAH & JOSETTE RENAULT-MISKOVSKY

*Contributions de Rachid Cheddadi, Alex Chepstow-Lusty, Dominique Jolly,
Vincent Lebreton, Marie-Pierre Ledru, Jean Maley, Louis Scott, Elise Van Campo*

L'ÉVOLUTION DE LA VÉGÉTATION DEPUIS DEUX MILLIONS D'ANNÉES

PRÉFACE ANNICK LE THOMAS

Cet ouvrage débute par un rappel des principales méthodes utilisées pour la reconstitution du milieu végétal (Palynologie, Anthracologie, Carpologie, Figuration pariétale) et par une chronologie pollinique européenne depuis la limite Pliocène-Pléistocène jusqu'à l'Holocène. L'histoire des principales reconstitutions des environnements de la Préhistoire est abordée à partir d'exemples choisis à travers les grandes unités géographiques.

ISBN 2-87772-278-3



9 782877 722780

ISBN 2-87772-278-3
AS 0497

© Artcom' / Errance

22 €

ÉDITIONS ARTCOM'

éditions errance

